Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Solothurn
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Solothurn
Band: 21 (1963)

Artikel: Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland (Schweiz)
Autor: Zimmermann, Hans Wilhelm
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-543276

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 11.07.2025

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

Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland (Schweiz)

mit 18 Figuren und zwei Karten im Anhang

von

HANS WILHELM ZIMMERMANN

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 10

I. EINLEITUNG

1. Allgemeines und Problemstellung 11
2. Karten, Aufschlüsse, Literatur 11
3. Der präquartäre Untergrund 11
   a) Stratigraphie 12
   b) Tektonik 12
   c) Die Beziehungen der Geologie zum Relief 12

II. DIE ARBEITSMETHODEN

1. Gliederung 13
2. Angewandte sedimentologische Untersuchungsmethoden 13
   a) Korngrößenbestimmung mit Hydrometern und nasser Siebung . . 13
   b) Petrographische, mineralogische und chemische Methoden 14
      Qualitative Petrographie des Skelettes 14
      Qualitative Mineralogie der Fraktionen 0,1–2,0 mm 14
      Karbonatgehalt 14
   c) Morphometrische Methoden 15
      Abplattungsindex nach Cailleux 15
      Zurundungsindex nach Cailleux 15
   d) Einregelung von Geröllen 15
3. Die klimamorphologische Betrachtungsweise 16

III. DIE QUARTÄRSEDIMENTE

1. Flußablagerungen und Talböden 17
1.1 Der jüngere Deckenschotter 17
1.2 Die Hochterrasse 18
   a) Petrographie der Hochterrassenschotter 18
   b) Die Aufschotterungsrichtung 18
   c) Der Mindel-Riß-Talboden, Auflagerungsfläche der Hochterrassenschotter 19
      Gäu 19
      Luterbacher Becken 19
      Lommiswiler Terrasse 19
      Bucheggberg 20
      Büttenberg 20
      Das Gefälle des Jurafußtales 20
      Kanton Freiburg 20
      Das Pfaffnerntal 21
      Das Langetental 21
      Emmental 22
      Die Krauchthalschotter 22
      Das Aaretal 22

Das Sensetal 22
Täler im E des Napfs 23
Ergebnis 23
d) Die Lage der Hochterrassenschotter in bezug auf die Tektonik des Untergrundes 24
1.3 Polygene Schotter der Rißeiszeit 24
1.4 Das Riß-Würm-Interglazial 25
1.5 Die Niederterrasse 27
a) Petrographie 27
b) Morphometrische Merkmale 28
Die Abplattung 28
Die Zurundung 28
c) Die Auflagerungsfläche der Niederterrassenschotter 33
d) Verbreitung und Schüttungsrichtung 35
Außerhalb der Würm-Endmoränen 35
Innerhalb der Würm-Endmoränen 37
e) Das Akkumulationsniveau der Niederterrasse 41
f) Fluvioglaziale und periglaziale Niederterrasse 44
1.6 Polygene Schotter der Würmeiszeit 45
1.7 Spätglaziale Schotter 52
a) Petrographie 52
b) Morphometrie 52
c) Die Schüttung 52
d) Entstehung 53
1.8 Postglaziale Flußablagerungen 54
a) Schlammsande der Aare 54
b) Rezente Auelehme 55
c) Rezente Emmeschotter 55
1.9 Zusammenfassung 55
2. Seebildungen 56
2.1 Der interglaziale Jurafußsee 56
2.2 Der Burgdorfer Stausee 56
2.3 Der Gettnauer Eisstausee 57
2.4 Der Glazialsee von Wangen a. A. 59
2.5 Der Attiswiler See 59
2.6 Der Solothurner See 60
a) Niveau 448 m 60
b) Niveau 429 m 60
Sedimente 60
Die Ausdehnung des Sees 61
3. Moränen 62
3.1 Moränen der Rißeiszeit 62
a) Außerhalb des würmeiszeitlichen Gletscherbereiches 62
Erratikum 62
Grundmoräne 63
Wallmoränen 63
b) Innerhalb der Würm-Endmoränen 63
3.2 Moränen der Würmeiszeit 64
a) Wallmoränen 64
Älteres Wangener Stadium 65

Jüngeres Wangener Stadium 65
Solothurner Stadium 67
Brestenberg-Stadium 67
b) Grundmoränen 68
Allgemeines 68
Korngrößenverteilung 68
Der Karbonatgehalt 70
Auffällige Bestandteile der gröbern Feinerdefraktionen 71
c) Obermoränen 72
d) Drumlins 73

3.3 Zusammenfassung 74

4. Hangbildungen 74
4.1 Bergstürze und Sackungen 74
a) Die Sackung von Wiedlisbach 74
b) Bergsturzgebiet Grenchen–Bettlach 75

4.2 Hangschutt am Jurasüdfuß 76
Galmis-Balm 76
Oberdorf 77
Selzach 77
4.3 Hanglehme 79

5. Windbildungen 80
5.1 Löß 80
5.2 Dünen 80
5.3 Andere Windspuren 81

6. Böden 81
6.1 Periglazialböden 81
6.2 Fossile warmzeitliche Böden 82

7. Anthropogene Bildungen 83

IV. MORPHOGENETISCHE BETRACHTUNG AUSGEWÄHLTER GEBIETE

A. Die Wangener Endmoränen und die anschließenden Niederterrassen . . . 84
1. Die Moränen des älteren Wangener Stadiums 84
2. Die extramoränischen Niederterrassen und ihre Verknüpfung mit den Moränen des Maximalstandes 87
3. Die Terrassenniveaus in den Niederterrassenschottern 88
4. Die Önztalterrassen 88
5. Das jüngere Wangener Stadium 90
6. Die Eintiefung in der Niederterrasse zwischen älterem und jüngerem Wangener Stadium 91
7. Das Niveau IV Bannwil–Bännliboden und das Brestenberg-Stadium . 91
8. Die Emmeschuttkegelniveaus 92
9. Zusammenfassung 93

B. Das Solothurner Stadium 94
1. Allgemeines 94
2. Die Endmoräne von Solothurn 94
3. Der Hunnenberg 96
4. Der Gisberg 96
5. Holen-Riemberg-Hubel 96
6. Die Wasserleitung Recherswil–Grenchen zwischen Aare und Buchegg-berg 97

7. Die Moränenhügel auf der Nordseite des Zungenbeckens 99
8. Zusammenfassung 99
9. Randglaziale Täler 100
10. Das Alter des Stadiums 101

C. Die Windklusen der Verenakette 102

D. Die Entstehung des Luterbacher Beckens 103

E. Das Wauwiler Becken 106
1. Allgemeine Beschreibung 106
2. Die Niederterrassenniveaus im Wiggertal und im Wauwiler Becken . . 108
3. Die Talung Huttwil–Gettnau 108
4. Die Entstehung der Molasse-Zeugenberge von Schötz 111
5. Das Gletschermaximum im Becken von Wauwil 113
6. Die morphologische Entwicklung nach dem Maximalstand des Eises . 114
7. Zusammenfassung 115

F. Das Emmental und seine Ausmündung bei Burgdorf 115

V. DIE GEOMORPHOLOGISCH WIRKSAMEN KRÄFTE

1. Die Gletschertätigkeit 118
a) Aufgearbeitetes Material in der Grundmoräne 118
b) Grundmoräne als Transportschicht und Akkumulation 119
c) Gletscherbedingte Veränderungen im Untergrund: Glazialtektonik 120
d) Zerdrückte Gerölle 122
e) Glaziale Erosionsbeträge 122

2. Die Flußtätigkeit 125
a) Der Zeitpunkt der Bildung von Schotterfluren 125
b) Eiszeitliche Schotter und ihre Bildungsbedingungen 127
c) Die Seitenerosion 129
d) Zusammenfassung 130

VI. ERGEBNISSE

1. Ergebnisse absoluter Datierungen 131
a) C^{14}-Untersuchungen 131
b) Pollenanalytische Untersuchungen 131
c) Ergebnis 132

2. Der Ablauf der Morphogenese 132

Literaturverzeichnis 140

Résumé 144

VORWORT

Die vorliegende Dissertation entstand in den Jahren 1959–1961 am geographischen Institut der Universität Zürich unter der Leitung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. H. Boesch. Doch gehen ihre Wurzeln noch zwei Jahre weiter zurück in die Zeit, da ich für meine Diplomarbeit Proben von Quartärsedimenten sammelte, um an ihnen Versuche über die Brauchbarkeit sedimentologischer Untersuchungsmethoden auszuführen. Diese intensive Beschäftigung mit neuen Arbeitsmethoden hat sich in der Folge auch sehr bewährt; dazu stand mir das Institutslaboratorium, das auch auf die Initiative von Herrn Prof. H. Boesch zurückgeht, zur Verfügung.

Bei der Ausführung der Arbeit konnte ich mich allseits bester Unterstützung erfreuen, wofür ich meinen besten Dank aussprechen möchte, ganz speziell aber den folgenden Personen und Institutionen:

meinem Vater, der mich regelmäßig bei der Feldarbeit begleitete und bei Einregelungen, morphometrischen Messungen und Handbohrungen mithalf;

meiner Mutter für die Mithilfe bei der Durchsicht der Manuskripte und Korrekturbogen;

Herrn Prof. Dr. H. Boesch und Herrn Dr. H. Andresen vom geographischen Institut der Universität Zürich für ihre Begleitung ins Arbeitsgebiet und ihre Diskussion der sich stellenden Fragen;

ebenso den Herren Dr. R. German (Tübingen) und Dr. G. Richmond (Denver, Colorado, USA);

der Naturforschenden Gesellschaft Solothurn und insbesondere ihrem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. E. Stuber, für die Aufnahme dieser Arbeit in ihre «Mitteilungen» und die großzügige finanzielle Unterstützung bei der Drucklegung;

dem kantonalen Amt für Wasserwirtschaft in Solothurn, dem kantonalen Wasserrechtsamt Bern und der Firma Brunner & Co. AG in Zürich für die Erlaubnis, in eine große Zahl von Bohrprotokollen und geologischen Gutachten Einsicht zu nehmen;

den Besitzern, Angestellten und Arbeitern von Kieswerken und Baustellen, die mir immer bereitwillig Auskunft gaben und Probenahmen ermöglichten.

Zürich und Solothurn, im Dezember 1961

Hans W. Zimmermann

I. EINLEITUNG

1. ALLGEMEINES UND PROBLEMSTELLUNG

Unter dem westlichen zentralen Mittelland sei hier das Gebiet verstanden, das zwischen Wigger und Großem Moos, Jura und der Linie Gümmenen–Bern–Burgdorf–Huttwil–Willisau liegt.

Ein so großes Gebiet kann im Rahmen dieser Arbeit nicht im Detail untersucht werden, ihr Ziel liegt in einer andern Richtung. Seit Jahren sind in diesem Abschnitt eine große Zahl von lokalen und regionalen Untersuchungen vorgenommen worden, die eine verwirrende Fülle von Ergebnissen zeitigten, die sich aber oft nicht miteinander in Einklang bringen ließen. Hier sollen nun diese Resultate gesammelt, nach neuen Gesichtspunkten und mit neuen Arbeitsmethoden überprüft und wo nötig ergänzt werden, um so einen Überblick über das pleistozäne Geschehen zu gewinnen. Die Arbeit wird folgendermaßen gegliedert: Im nächsten Abschnitt sind kurz die Arbeitsmethoden erläutert. Im dritten werden die quartären Sedimente eingehend im Hinblick auf ihre morphologische Bedeutung gewürdigt. Im vierten Abschnitt werden einige ausgewählte regionale Betrachtungen angestellt; der Grund liegt vor allem darin, daß es unmöglich ist, in einem beliebig gewählten Ausschnitt einen einigermaßen vollständigen Überblick über die Morphogenese zu erhalten, so daß er durch die Betrachtung einiger morphogenetischer Schlüsselpunkte zusammengesetzt werden muß. Am Schluß folgt im fünften und sechsten Abschnitt eine zusammenfassende Betrachtung der gestaltenden Kräfte und der Morphogenese des Gebietes.

2. KARTEN, AUFSCHLÜSSE, LITERATUR

Für die Untersuchungen im Felde wurden ausschließlich die Landeskarten der Schweiz 1:25 000 verwendet. Die Bezeichnung von Aufschlüssen und Bohrungen erfolgt – wo nichts anderes bemerkt – mit Kilometerkoordinaten und der Höhe der Oberkante des Profils; überall sind folglich die neuen Höhenkoten verwendet.

Bei Literaturangaben folgt auf den Autor das Erscheinungsjahr und eventuell nach Doppelpunkt die Seitenzahl.

3. DER PRÄQUARTÄRE UNTERGRUND

Neben verschiedenen neueren, im Text zitierten Arbeiten sind vor allem die Aufnahmen von Schuppli (1950, 1952) für Geologie und Tektonik benutzt worden, an welche sich dieser kurze Überblick anlehnt.

a) Stratigraphie

Der S-Schenkel des Juras und die Verenakette bestehen aus hellen Kalken des Malm, Kimmeridge E Oberdorf, Portland W dieses Ortes. Daran schließen die Schichten der unteren Süßwassermolasse an, die aus Glimmersanden und bunten Tonen und Mergeln bestehen; am Jurafuß sind sie weicher und feiner als weiter südlich und fallen deshalb viel leichter der Erosion anheim.

Diese Zone wird von der miozänen oberen Meeresmolasse überlagert, welche sich durch Horizonte harter Sandsteine auszeichnet. Diese bilden schützende Decken über vielen Erhebungen des Molasselandes, so Büttenberg, Jensberg, Dotzigenberg, Bucheggberg, Großholz, Frienisberg; diese Decke schließt sich S der Linie Bern–Grauholz–Burgdorf–Wynigen–Lotzwil–Pfaffnau–Zofingen.

Die obere Süßwassermolasse reicht nicht mehr in das bearbeitete Gebiet.

b) Tektonik

Das Gebiet der mittelländischen Molasse wird von einer größern Zahl SW–NE streichender Wellen durchzogen, doch ist das Schichtfallen mit Ausnahme einer bis 6 km breiten subjurassischen Zone sehr schwach. Im ganzen Gebiet werden mehrere große Bruchzonen vermutet, doch lassen sie sich nur annäherungsweise angeben. Die größte Zone zieht durch die Furche Payerne–Murtensee–alte Aare–Grenchen, eine kleinere dem N-Rand des Limpachtales entlang.

c) Die Beziehungen der Geologie zum Relief

Mit Ausnahme der beiden genannten Bruchzonen ist nirgends ein direkter Zusammenhang zwischen Tektonik der Molasse und Relief festzustellen. Dagegen spielen petrographische Faktoren eine Rolle, und zwar schützen die harten Sandsteine der oberen Meeresmolasse die weichern liegenden Schichten, so daß höher gelegene, plateauartige Gebiete zwischen breiten Mulden stehengeblieben sind. Häufig ist eine echte Reliefumkehr in dem Sinn zu beobachten, daß solche erhaltene Stücke der oberen Meeresmolasse Synklinalen zwischen Antiklinaltälern darstellen.

II. DIE ARBEITSMETHODEN

1. GLIEDERUNG

Bei allen bisher im besprochenen Gebiet durchgeführten Untersuchungen wurde vor allem die Topographie, die Vergesellschaftung von Formen bearbeitet, d.h. morphologische Methoden sensu stricto angewandt; in zweiter Linie folgten stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen, die Bearbeitung tierischer und pflanzlicher Fossilien (Pollen); ein drittes, die Untersuchung des formbildenden (anorganischen) Materials selbst, d.h. eine Bearbeitung mit petrographischen Methoden sensu lato, ist aber bislang vernachlässigt worden. Keiner der drei genannten Untersuchungsrichtungen darf primär eine Vorrangstellung eingeräumt werden, sollen brauchbare Resultate gewonnen werden. Als Ergänzung zum bisher Erarbeiteten soll nun aber das Gewicht der eigenen Untersuchungen auf die dritte Richtung der sedimentologischen Methoden gelegt werden.

Über die anwendbaren petrographischen Methoden sensu lato wurde früher eingehend berichtet (Zimmermann 1959). Die große Zahl der sog. sedimentologischen Untersuchungsmethoden läßt sich nach fünf Hauptgruppen oder Fragestellungen gliedern:

1. Granulometrische Methoden (Korngrößenanalysen)
2. Petrographische, mineralogische und chemische Methoden
3. Morphometrische Methoden (Formen und Bearbeitungsgrad)
4. Methoden zur Bestimmung der Lage von Sedimentbestandteilen im Verband
5. Physikalische Methoden

Aus den Gruppen 1–4 wurden die für die geplanten Untersuchungen am besten geeigneten Methoden ausgewählt; wichtig war eine möglichst leichte Anwendbarkeit bei geringstem Zeitaufwand. Diese Methoden seien im Folgenden kurz dargestellt. Dabei ist zu betonen, daß Resultate sehr oft nur vergleichbar sind, wenn die Anwendung der Methoden bis in die Einzelheiten gleich ist.

2. ANGEWANDTE SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGSMETHODEN

a) Korngrößenbestimmung mit Hydrometern und nasser Siebung

Über die Hydrometermethode orientiert eingehend ASTM (1954); es seien deshalb nur die technischen Daten angegeben:

Organisches Material: wenn mehr als 4%, mit Perhydrol entfernt

Probemenge: 50 g Feinerde (unter 2 mm), ofentrocken
Dispersion: mit 2 g Calgon (Natriumhexametaphosphat) 3–8 Std. mit dest. Wasser geschüttelt
Suspension für die Analyse: 1000 ml, 20° C (Thermostat)
Siebung: nach der Hydrometrierung, naß.

Dieses gegenüber andern Autoren (Müller 1958) stark vereinfachte Verfahren birgt zwar verschiedene kleine Fehlerquellen in sich, doch zeigte sich im Verlaufe der Arbeiten, daß damit weder die genaue Diagnose noch die Vergleichbarkeit der Proben unter sich gestört wurde; umgekehrt konnte der Zeitaufwand in recht bescheidenen Grenzen gehalten werden. Zum Schluß seien noch die verwendeten Bezeichnungen für die verschiedenen Korngrößenfraktionen angegeben:

0,000 – 0,002 mm	Ton
0,002 – 0,005 mm	α – Schluff
0,005 – 0,01 mm	β – Schluff
0,01 – 0,02 mm	γ – Schluff
0,02 – 0,05 mm	α – Feinsand (Frostsprengungsfraktion)
0,05 – 0,1 mm	β – Feinsand
0,1 – 0,2 mm	γ – Feinsand
0,2 – 0,5 mm	α – Grobsand
0,5 – 1,0 mm	β – Grobsand
1,0 – 2,0 mm	γ – Grobsand

b) Petrographische, mineralogische und chemische Methoden

Qualitative Petrographie des Skelettes

Sie steht am Anfang aller sedimentologischen Untersuchungen, vor allem gehört die Bearbeitung von Leitgesteinen – Erratikern – hierher. Im bearbeiteten Gebiet sind mehrere Gesteinsgruppen leicht voneinander zu scheiden, Jurakalke, Molassesandsteine, blaue Alpenkalke, rotes Kristallin aus der Nagelfluh, grünes Kristallin aus dem Einzugsgebiet des Rhonegletschers; entsprechend ist in dieser Richtung auch schon am meisten gearbeitet worden.

Qualitative Mineralogie der Fraktionen 0,1–2,0 mm

Zur Ausscheidung gelangten neben einigen auffälligen Mineralien und Gesteinsbruchstücken vor allem sekundäre Bildungen, Kalk- und Limonitkonkretionen, u.a. Wurzelröhrchen.

Karbonatgehalt

Es wurde nur der Gesamtkarbonatgehalt bestimmt (Kalk plus Dolomit), wozu die gasometrische Methode nach Passon diente (beschrieben in Wiegner und Pallmann 1938).

Bei keiner Karbonatuntersuchung darf deren große Umlagerungstendenz unbeachtet bleiben. Wichtig ist deshalb immer, die Lage der Probe im

Schichtverband zu kennen, da irgend eine benachbarte Bildung mit grundverschiedenem Karbonatgehalt großen Einfluß ausüben kann. Auch muß beachtet werden, daß der Kalkgehalt je nach Korngröße verschieden ist (Portmann 1955), so daß statt des Wertes für eine Gesamtprobe u. U. die Werte für bestimmte Fraktionen mehr aussagen.

c) Morphometrische Methoden

Sie dienen der Bestimmung der Gestalt und des Bearbeitungsgrades.

Abplattungsindex nach Cailleux (1952)

Die Messungen werden an einer Probe von 100 Geröllen (nicht zu kieseliger blauer Alpenkalk) von 2,5–6 cm vorgenommen. Mit der Schublehre bestimmt man größte Länge a, größte Breite b senkrecht dazu, und größte Dicke c senkrecht auf die von a und b gebildete Hauptschnittebene. Der Abplattungsindex berechnet sich hierauf nach der Formel

$$A_i = \frac{a + b}{2\,c} \geqq 1$$

Eine Kugel erhält den Wert 1, je stärker die Abplattung (bzw. die Abweichung von der Kugelgestalt), desto kleiner werden b und c, desto größer folglich der Abplattungsindex. Von den 100 erhaltenen Werten wird der Mittelwert bestimmt.

Zurundungsindex nach Cailleux (1952)

Es wird die gleiche Probe wie für den Abplattungsindex verwendet. Gemessen wird die größte Länge a und der Radius des kleinsten Kreises, den man den Konturen der Hauptschnittebene einbeschreiben kann; zur Bestimmung des Radius r benützt man eine zielscheibenartige Tafel mit konzentrischen Kreisen, deren Radien um je 2,5 mm verschieden sind. Die Formel für den Zurundungsindex:

$$Z_i = \frac{2\,r}{a} \cdot 1000$$

Der Faktor 1000 beseitigt das Komma. Die 100 gewonnenen Werte werden wiederum gemittelt.

d) Einregelung von Geröllen

Poser und Hövermann (1951) bestimmen die Lage der Hauptachse von 100 Geröllen in einem Aufschluß; dazu dient eine halbkreisförmige Scheibe, auf der Sektoren zu 30° aufgezeichnet sind, und teilen nun folgendermaßen ein:

(Gruppe) I: 0–30° Links- oder Rechtsabweichung
II: 30–60° Links- oder Rechtsabweichung

III: 60–90° Links- oder Rechtsabweichung
IV: Achse steilgestellt (über 45°)

Von Links- oder Rechtsabweichung kann man aber nur sprechen, wenn die Tafel von Anfang an orientiert wird, und zwar in der Richtung des Gefälles oder der Talachse. Da diese aber im westlichen zentralen Mittelland oft nicht festzustellen sind, mußte die Methode leicht abgewandelt werden; der Halbkreis wurde absolut (nach Norden) orientiert und Links- und Rechtsabweichung unterschieden. Die Interpretation der Ergebnisse basiert auf der Annahme, daß sich die Mehrzahl der Geröllhauptachsen je nach Sediment in einer bestimmten Richtung einregelt, nämlich in Grundmoränen und in Solifluktionsschutt parallel, in Flußablagerungen quer zur Bewegungsrichtung.

3. DIE KLIMAMORPHOLOGISCHE BETRACHTUNGSWEISE

Eine große Umstellung ist nötig, wenn man versucht, die von Büdel (1950) geäußerten Gedanken über den Einfluß des Klimas auf den Formenschatz und die Geschwindigkeit der Umstellung von einem Formenschatz zum andern bei Klimawechsel hier anzuwenden. Denn diese Gedanken stehen oft in Widerspruch zu den bisher gehegten Ansichten, die vor allem auf Albert Heim, A. Penck und E. Brückner zurückgehen.

Die Betrachtungsweise Büdels läßt sich vereinfacht folgendermaßen umschreiben:

Für das morphologische Geschehen in Mitteleuropa seit dem Pliozän spielen drei abtragende Kräfte eine Rolle: fließendes Wasser, fließendes Eis und fließender Boden. Ein Vergleich der Wirksamkeit dieser Kräfte in ihrem heutigen Verbreitungsgebiet zeigt, daß das fließende Wasser die schwächste, das Bodenfließen die stärkste abtragende Kraft ist. Gegenspieler der drei Kräfte ist die Pflanzendecke; sie ist in Interglazialzeiten sehr dicht und vermag nach Ansicht Büdels die erosive Kraft des Wassers fast zu kompensieren, d. h. die morphologische Aktivität sinkt in den Warmzeiten auf ein Minimum ab. In Kaltzeiten umgekehrt verschwindet die schützende Pflanzendecke und alles Lockermaterial der Erdoberfläche setzt sich sehr leicht in Bewegung; durch die Entblößung oder Denudation des Untergrundes wird dieser erst recht voll den Verwitterungsprozessen, vor allem dem Spaltenfrost, ausgesetzt. Auch eine relativ kurze Kaltzeit wird deshalb einer Landschaft rasch ihren Stempel aufdrücken, während ein Interglazial nicht lange genug währen kann, um diese Spuren wieder auszulöschen. So erklärt sich auch, daß unser Wissen über die Kaltzeiten beträchtlich größer ist als jenes über die dazwischenliegenden längern Warmzeiten.

III. DIE QUARTÄRSEDIMENTE

Alle in den präquartären Untergrund eingelagerten Sedimente seien hier vom Standpunkt des Morphologen betrachtet und wo möglich durch sedimentpetrographische Untersuchungen etwas näher charakterisiert.

1. FLUSSABLAGERUNGEN UND TALBÖDEN

1.1 Der jüngere Deckenschotter

Zu Karte II

Im Gebiet der Gemeinde Schüpfen (Lyßbachtal) findet sich ein großes Schottervorkommen, das an folgenden Punkten aufgeschlossen ist:

E Bütschwil	595.400/207.850, 615–640 m
E Saurenhorn	593.450/209.200, 625–640 m
S Chaltberg	594.200/209.300, 630–640 m

Die Schotter sind gut fluviatil geschichtet, im Liegenden kommt etwas Deltaschichtung vor. Einzelne Lagen von Quarziten bis zu 25 cm stechen hervor; kantiges Kristallin fehlt. Die Verkittung ist stark und greift tief in die Hänge; dabei macht Aeberhardt (1907) auf die über millimetergroßen Kalzitkristalle im Bindemittel aufmerksam, die in jüngern Schottern, z.B. der Hochterrasse, niemals in diesem Ausmaß gefunden werden könnten. Einregelung und die dachziegelige Lagerung deuten auf eine Schüttung von Westen. Der Schotter bildet SW Schüpfen ein Plateau, das im SW von Molasse begrenzt wird.

Nußbaum (1923) zählt diese Schotter mit den Forstschottern (zwischen Bern und Laupen) und jenen von Meikirch zum jüngern Deckenschotter; doch zeigen die Höhenlagen, daß die Forstschotter (600–650 m), die 12 km weiter alpenwärts liegen, nicht gut dazugehören können, sondern jünger sind, nämlich Hochterrasse. Umgekehrt liegt das Vorkommen von Meikirch 650–695 m hoch und zwischen den beiden andern, so daß es wohl anders einzustufen ist (cf. S. 25).

Seit Aeberhardt (1907) ist im ganzen Gebiet kein neues Vorkommen eines eindeutigen jüngern Deckenschotters gefunden worden. Der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, daß Aeberhardt eine Schotterkappe über dem Hügel von Morlon bei Bulle (Auflagerungsfläche 777 m) als westlichstes Vorkommen des jüngern Deckenschotters und gewissermaßen als alpennähere Fortsetzung der besprochenen Schotter betrachtet.

Diese Schotter sind insofern von Bedeutung, als sie nach unsern Beobachtungen die ältesten bekannten Spuren quartären morphogenetischen Geschehens im bearbeiteten Gebiet darstellen.

1.2 Die Hochterrasse

a) Petrographie der Hochterrassenschotter

Nach Ansicht aller Autoren (Nußbaum 1934, 1951, Gerber 1950) bestehen sie aus Material der aus den Alpen und vom Alpenrand kommenden Flüsse Saane, Sense, Aare und Emme; Hauptbestandteile sind Kalke und Kieselkalke des Helvetikums, Flyschsandsteine, dann Quarzite und saures Kristallin aus Molassenagelfluh und autochthonen Massiven. Selten finden sich aber doch auch Walliser Gesteine; so fand sich Smaragditgabbro aus dem Saastal – ein «typisches» Leitgestein des Rhonegletschers – in ziemlich tiefer Lage im Schotter des Busletenwaldes bei Langendorf (Solothurn). Am gleichen Ort fand im Sommer 1960 Herr H. Kaufmann von Langendorf ebenfalls einen Smaragditgabbro. Allgemein fällt auf, daß dieser meist in Form kleiner fluviatiler Gerölle gefunden wird, so daß man sich fragt, ob er nicht vielleicht z.T. aus der Nagelfluh des Greyerzerlandes stammen könnte. Natürlich kann auch an eine Aufarbeitung von Moränen aus der Mindeleiszeit gedacht werden.

Die Schichtung der Schotter ist auffallend regelmäßig fluviatil, die Körnung etwas feiner als die der Niederterrassenschotter, die Zurundung praktisch gleich. Die Unterscheidung von den Niederterrassenschottern ist deshalb nicht einfach, kann aber auf Grund der Höhenlage überall eindeutig durchgeführt werden. Besonders sei darauf hingewiesen, daß die petrographischen Merkmale nicht zuverlässig sind, es sei denn, man entwickle petrographisch-statistische Zählmethoden in der Art, wie es Geiger (1943, 1948) für das Rheingletschergebiet tat.

b) Die Aufschotterungsrichtung

Zu Karte II

Die Aufschotterungsrichtung ist im Bereich außerhalb der Würm-Endmoränen überall klar, da die Schotter meist in Täler eingelagert sind; schwierig wird es dagegen im Westen, denn hier bilden sie «Deckenschotter» im eigentlichen Sinne des Wortes, liegen als Deckschicht auf Molasseanhöhen; die alten Talläufe können so nur durch Einregelung rekonstruiert werden. Es handelt sich vor allem um drei Gebiete:

1. Forst zwischen Laupen und Bern. Schüttung aus dem Sektor S bis W, d.h. es handelt sich um einen alten Saane- oder eher Senselauf, in welcher Richtung sich auch die Beobachtungen von Nußbaum (1934: 357) bewegen. Eine Kiesgrube W Bramberg (Gde Neuenegg, 587.400/195.200, 610 m),

d.h. W des Hauptschottergebietes, zeigt stellenweise Deltaschichtung von E; es könnte sich hier um die Ausfüllung der Einmündung eines Seitentales oder um einen Stauschotter aus der Zeit des Vorrückens des würmeiszeitlichen Rhonegletschers handeln.

2. Plateauschotter des Bucheggberges: Schüttung parallel zum Jurafuß; eine Messung, die Schüttung von NW oder SE anzeigt (bei Lüterkofen), darf in Anbetracht der Talbreite nicht verwundern.

3. Büttenberg E Biel: Schüttung aus dem Sektor S bis W.

Es zeichnen sich damit zwei große Talzüge ab; der eine, dem Jurafuß folgend, ist wahrscheinlich ein altes Saanetal, aber von auffallender Breite; der andere gehört zu einer Richtung Bern fließenden Sense, die sich irgendwo im Gebiet der Engehalbinsel in die Aare ergoß. Irgendwo im Raume von Wangen a. A. lag die Vereinigung der beiden Talzüge.

c) Der Mindel-Riß-Talboden, Auflagerungsfläche der Hochterrasse

Zu Karte I

GÄU

Als Ausgangspunkt wird ein unbestrittenes Vorkommen von Hochterrasse gewählt, die Schotter im Gäu, die den Hügelzug bedecken, der von der Bornantiklinale nach SW zieht und sich im Endmoränengebiet von Wangen a.A. verliert. Die Auflagerungsfläche der Schotter liegt NW Fulenbach, d.h. auf der SE-Seite des langgestreckten Vorkommens, in ca. 430 m Höhe, auf der NW-Seite steigt sie auf 470 m an. Interessanterweise liegt noch weiter im NW, jenseits der Dünnernebene bei Oberbuchsiten, ein kleiner Schotterrest auf gleicher Höhe. Rekonstruieren wir den alten Talquerschnitt, so zeigt er also einen Steilabfall vom Jura her, dann eine Art Terrasse auf 470 m, dann das eigentliche Aaretal 40 m tiefer mit einer Breite von 1–2 km. Bei Murgenthal mündete auf ca. 440 m das Langetental ein. Ob die Fortsetzung talabwärts N oder S des Born zu suchen ist, kann nicht ganz sicher entschieden werden. Immerhin weisen die Hochterrassenüberreste zwischen Murgenthal und Aarburg darauf hin, daß die Aare vor der Rißeiszeit den gleichen Weg nahm wie heute.

LUTERBACHER BECKEN

Die Höhe des Talbodens wird indirekt aus der Betrachtung der Windklusen in der St.-Verena-Antiklinale gewonnen (cf. S. 102); sie beträgt bei Zuchwil ca. 490 m.

LOMMISWILER TERRASSE

Hier findet sich als Leiste dem Jurahang vorgelagert ein Schottervorkommen, das zuletzt von Hantke (1959) beschrieben und der Hochterrasse zugeordnet worden ist. Der tiefste Punkt findet sich W Langendorf im

Busletenwald bei 510 m; mit 500 m dürfte hier die Lage des Talbodens ungefähr richtig eingesetzt sein. Am Chapf N Selzach liegen sie bereits auf 530 m, d.h. am alten Talhang.

BUCHEGGBERG

Die Bucheggberger Plateauschotter sind von Baumberger (1919) zuerst, später von vielen andern eingehend beschrieben worden; sie liegen auf einer schwach gewellten Molassetafel, die nach N einfällt; die Höhe beträgt bei Ichertswil 535 m, bei Arch knapp 520 m. Der Talquerschnitt ist schwierig zu rekonstruieren; nimmt man die westlichsten Schotter der Lommiswiler Terrasse als Maß für den Talrand, so dürfte ein ca. 3 km breites mehr oder weniger ebenes Tal mit flach ansteigenden Rändern zu erwarten sein. Der Zusammenhang mit der Auflagerungsfläche der Lommiswiler Schotter ist eindeutig.

BÜTTENBERG

E der Stadt Biel steht ein isolierter Molasserundhöcker mit einer Schotterkappe. Am Nordrand derselben treten in ca. 530 m verschiedentlich Quellen aus (Schwab 1960), die den Kontakt mit der Molasse kennzeichnen; am Südrand liegt die Auflagerungsfläche etwas höher. Das Hochterrassenvorkommen bei Safnern auf nur 460 m (Schwab 1960) scheint nicht gesichert; denn wie der Autor selbst feststellt, befindet es sich an einem von Rutschungen betroffenen Hang; andererseits liegt es in einer für die Niederterrasse gut passenden Höhe. Das Haupttal scheint am Nordrand der Schotter, also in der Gegend des heutigen Pieterlenmooses, vorbeigezogen zu sein.

DAS GEFÄLLE DES JURAFUSSTALES

Die aufgezählten Fixpunkte für den Mindel-Riß-Talboden liegen auf einer Strecke von 42 km; der Höhenunterschied beträgt 100 m, das Gefälle folglich knapp 2,4 ‰. Da der heutige Talboden der Aare nur ein Gefälle von im Mittel 1,4 ‰ (Nußbaum 1951) aufweist, fragt man sich, was wohl der Charakter des damaligen Jurafußflusses gewesen sein mag. Unter den heutigen Umständen würde er sich rückwärts einschneiden; also war die Schuttführung größer oder die Wassermenge geringer. Möglicherweise traf beides zu; einmal vereinigten sich Aare und Saane erst bei Wangen a.A., dann ist auch nirgends ein Schuttretensionsbecken aufgefunden worden.

KANTON FREIBURG

Das Umbiegen der Schüttungsrichtung im Gebiet des Büttenberges auf SW und die Petrographie lassen eine Fortsetzung der Hochterrasse und damit des alten Talbodens gegen das Greyerzerland zu vermuten. Aeberhardt (1907) macht verschiedene Vorkommen zwischen Freiburg, wo das Tal noch annähernd 2 km breit war, und Broc namhaft. Dort liegt der Talboden auf 708 m, bei Freiburg auf 640 m.

DAS PFAFFNERNTAL

Nach der Betrachtung der Jurafußtalung seien nun die von S einmündenden Täler betrachtet, als erstes das bei Rothrist ausmündende Pfaffnerntal.

An seiner Ausmündung liegen eine Reihe von Schottern randlich und ins Aaretal umbiegend, mit einer Auflagerungshöhe von ca. 425 m. Talaufwärts folgen sich eine Reihe von Erosionsresten der Hochterrasse, die von Mühlberg und Niggli (1913) beschrieben worden sind. Unter diesen Schottern ist der alte Talboden konserviert worden; in der Nähe von Roggliswil liegt er schon auf 530 m, d.h. das Gefälle beträgt 10 ‰.

Die Tatsache, daß fast an der Quelle des Flüßchens Hochterrassenschotter in beträchtlicher Menge liegen, beweist uns, daß zur betreffenden Zeit eine Fortsetzung flußaufwärts bestanden haben muß; diese muß im westlich davon liegenden Rot- und Fischbachtal zu finden sein.

Tatsächlich finden sich im Gebiet Untersteckholz–Altbüron–Großdietwil–Fischbach über dem Talboden eine Reihe von Terrassenresten, die im N wohl 40 m hoch liegen, gegen S zu aber vom Talboden langsam erreicht werden. Bei Leimbütz bildet dieses Terrassenniveau die Talwasserscheide zum Lutherntal hinüber. Auf dieser 5 km langen Strecke beträgt das Gefälle 12 ‰. Wollte man diesen Talboden mit der Unterlage der Hochterrasse talaus bei Murgenthal in Verbindung bringen, so würde ein Gefälle von 14 ‰ resultieren; eine solche Versteilung auf einer Strecke von 10 km ist aber sehr wenig wahrscheinlich. Zudem hören die Terrassenreste NW Altbüron auf. Die Stelle, da der prärissische Wasserlauf ins Pfaffnerntal hinüberwechselte, ist aber wohl von Schottern mit Moränenüberdeckung verstopft und deshalb noch nicht gefunden. Sie dürfte auf dem Gebiet der Gemeinden Untersteckholz und Roggliswil in der Nähe der großen elektrischen Übertragungsleitung zu suchen sein.

Die Talwasserscheide bei Leimbütz liegt auf ca. 645 m; die Fortsetzung nach S ist leicht zu finden: das Lutherntal, vom Napf herkommend, macht bei Zell einen ganz auffälligen Knick nach E, seine Fortsetzung führte aber sicher einmal ins Fischbachtal. Verfolgen wir den alten Talboden mit einem gleichbleibenden Gefälle nach S, so finden wir ihn in der Gegend von Uffhusen über dem Luthernschuttkegel ganz ausgezeichnet ausgeprägt wieder.

DAS LANGETENTAL

Seine Ausmündung im Gebiet von Murgenthal auf 440 m wurde schon erwähnt. Talaufwärts läßt sich, durch Hochterrassenschotter konserviert, der alte Talboden über Langenthal ins Gebiet von Madiswil verfolgen. Hier aber biegt er, wie Erni (in Erni, Forcart und Härri 1943) feststellte, nach SSE ins Wyßbachtal um und tritt erst S Rohrbach wieder ins heutige Tal aus; der heutige Lauf der Langeten ist also jüngern Datums. Im obersten Talabschnitt, bei Eriswil, ist die Langeten nur noch unbedeutend in diesen Talboden eingeschnitten.

Die Gefällsverhältnisse:

Murgenthal–Langenthal	440–500 m	10 ‰
Langenthal–Rohrbach	500–630 m	13 ‰
Rohrbach–Eriswil	630–750 m	16 ‰

EMMENTAL

Der Mindel-Riß-Talboden und die zur Hochterrasse gehörenden Höhenschotter werden im regionalen Teil besprochen (S. 115).

DIE KRAUCHTHALSCHOTTER

Von Krauchthal SW Burgdorf zieht eine mit Schotter erfüllte, aber später teilweise wieder freigelegte Rinne nach N gegen Hindelbank. Sie wurde von Nußbaum (1911) und Gerber (1950) beschrieben. Die Schotter liegen in 590–670 m Höhe, sind mit Ausnahme der obersten Schichten relativ fein und weisen sehr viele Gerölle aus dem Aaregebiet auf. Der darunter konservierte Talboden paßt gut in das System der Mindel-Riß-Warmzeit; daher dürften auch die eingelagerten Krauchthalschotter zur Hochterrasse gezählt werden.

DAS AARETAL

Fixpunkte für seine Lage sind rar; im Luterbacher Becken wurde der Talboden rekonstruiert; erst 25 km weiter südlich finden sich wieder echte Anhaltspunkte durch die Schotter von Herrenschwand und Münchenbuchsee:

Luterbacher Becken	480 m		
Herrenschwand	570 m	30 km	3.0 ‰
Niederwangen (Forst)	600 m	10 km	3.0 ‰

Nußbaum (1921) gibt in der Nähe von Bern noch andere Talbodenreste an, so in der Enge, doch betrachtet er sie als Günz-Mindel-Interglazial und Auflagerungsfläche des jüngern Deckenschotters.

Nehmen wir an, daß das Gefälle alpenwärts langsam zunimmt, so erreichen wir mit 4 ‰ Anstieg bei Thun in ca. 700 m Höhe das sog. Kirchetniveau (Penck und Brückner 1909, P. Beck 1932, Nußbaum 1945), das einem Interglazial angehören soll, welches zwischen dem präglazialen und dem heutigen Talbodensystem noch ein weiteres ausbildete.

DAS SENSETAL

Hierzu zählen wir die Schotter der Forst zwischen Bern und Laupen, die zwischen Niederwangen und Bramberg eine zusammenhängende Decke bilden. Ob die Saane an der Ablagerung beteiligt war, kann hier nicht festgestellt werden; dies müßten genauere Geröllanalysen zeigen. Auch muß bedacht werden, daß eine Talbifurkation in der Gegend von Freiburg angenommen werden müßte.

TÄLER IM E DES NAPFS

Sucht man an den Ostabhängen des Napfs in ähnlicher Höhenlage wie auf der Nordseite Terrassen, so findet man deren verschiedentlich. Im Tal der kleinen Emme liegen eindeutige Überreste oberhalb Wolhusen vor allem auf der rechten Seite, oft aber auch links sichtbar; die Höhenlage beträgt bei der Ausmündung der Fontannen rund 700 m. Die natürliche Fortsetzung des Tallaufes nach NNE ist verlorengegangen, muß aber im Gebiet der Wigger oder Suhre gesucht werden; eine Verlängerung des Tallaufes ergibt im ersten Fall ein Gefälle von 8,6 ‰, im zweiten von 7,8 ‰, beide also im Bereich des Möglichen. Ein Entscheid läßt sich durch die Betrachtung der Enziwigger fällen.

Diese kommt direkt vom Gipfel des Napfs und fließt heute über Willisau Richtung Zofingen. Alte Terrassen lassen sich von Sottiken N Willisau in 620 m Höhe über Gütsch, Schwändlen bis gegen Hergiswil verfolgen; ihr Gefälle beträgt ca. 15 ‰. Verlängert man diesen Talboden nach N in die Gegend von Ettiswil im Becken von Schötz, so kommt dort der Talgrund auf 590 m zu liegen. Dies gibt einen Fixpunkt für den hypothetischen Lauf der kleinen Emme zwischen Wolhusen und Zofingen; die Gefällsverhältnisse wären demnach:

Fontannenmündung–Ettiswil	700–590 m	15 km	7.3 ‰
Ettiswil–Zofingen	590–430 m	18 km	8.9 ‰

Diese Gefällszunahme macht einen Lauf der kleinen Emme durch das heutige Wiggertal unwahrscheinlich. Der alte Lauf ist deshalb wohl im Gebiet Soppensee–Buttisholz–Suhrental zu suchen. Der Lauf der Wigger aber folgte dem heutigen mit Ausnahme des Stückes E des Schallbergs bei Dagmersellen, welcher damals westlich umflossen wurde. Die Schotter, die diese Rinne füllen (Leingruben) sind aber wohl nicht Hochterrasse, sondern ein lokaler Stauschotter des Riß-Wigger-Stadiums.

ERGEBNIS

Im Gebiet zwischen Wigger und Murtensee läßt sich ein weitverbreitetes Talbodensystem feststellen, das an verschiedenen Stellen den Hochterrassenschottern als Auflagerungsfläche dient. Diese Täler der Mindel-Riß-Interglazialzeit sind auffallend breit und zeigen, soweit festgestellt werden konnte, im Mittelland ein ausgeglichenes Profil und keine Unterbrechungen durch Becken, die auf Glazialerosion der Mindeleiszeit zurückgeführt werden könnten. Dagegen zeigen sich Ansätze einer Terrassenbildung in anstehendem Gestein, doch ist eine genetische Deutung noch nicht möglich.

Das Gefälle der Haupttäler scheint etwas hoch, worauf schon hingewiesen wurde; besonders der breite Talboden der Aare vom Luterbacher Becken bis zum Thunersee (Kirchetniveau) verträgt sich schlecht mit einem Gefälle bis zu 4 ‰ (Bern–Thun heute 2,5 ‰). Es ist deshalb hier eine

merkliche Hebung des alpinen Gebirgskörpers seit jenem Interglazial anzunehmen; auf alle Fälle kann von einer Alpenrücksenkung keine Rede sein.

Ob das Mittelland eine Kippung seiner Längsachse, d.h. eine Hebung im Gebiet der Schwelle von La Sarraz, erfuhr, läßt sich mit den gewonnenen Daten zwar nicht beweisen, doch scheint uns diese Möglichkeit durchaus zu bestehen.

d) Die Lage der Hochterrassenschotter in bezug auf die Tektonik des Untergrundes

Nachdem festgestellt wurde, daß keine glazialen Formen aus der Mindeleiszeit oder früher zu finden seien, ist es von Interesse nachzuprüfen, wie die fluviatil gestaltete Landschaft des vorletzten Interglazials auf den Untergrund reagierte.

Die Schotter auf dem Büttenberg liegen nach Schwab (1960) im Molasseteil des Südschenkels der ersten Jurakette und in der südlich anschließenden kleinen Synklinale; es bestand also noch ein gewisser, wenn auch nur teilweiser Zusammenhang zwischen Struktur des Untergrundes und Entwässerungsnetz.

Im Gebiet der Bucheggberger Plateauschotter ist die Lage gleich, wie Baumberger (1919) feststellte: die Schotterdecke zieht sich durch die Molasse des Südschenkels der ersten Jurakette und die anschließende Synklinale; der südliche Talrand wurde durch die Biberntalantiklinale gebildet.

Die Schotter im Gäu liegen nochmals analog (Erni und Kelterborn 1948). Sie bedecken eine Gäusynklinale und greifen in Form einer Terrasse in die Molasse des Südschenkels der Weißensteinkette, also zum dritten Male noch ein einigermaßen konsequenter Talverlauf.

Alle drei Schottergebiete bilden heute Decken auf etwas isolierten Anhöhen und sind von Isoklinal- und Antiklinaltälern umgeben. Die Reliefumkehr in der Molasse ist also außerordentlich jung. Die Forstschotter hingegen ziehen spitzwinklig durch die Strukturen des Untergrundes.

1.3 Polygene Schotter der Rißeiszeit

In einem spätern Abschnitt wird die Tatsache besprochen werden, daß während einer Eiszeit eine Reihe von Schottern entstehen können, die in keinem Zusammenhang mit den großen Schotterströmen der Terrassenschotter zu stehen brauchen. Sie werden unter dem Namen «polygene Glazialschotter» zusammengefaßt. Aus der Würmeiszeit sind deren eine große Menge bekannt, so daß ihre Merkmale dort eingehend besprochen werden. Hier stellt sich nun die Frage, ob auch aus ältern Eiszeiten solche Schotter vorhanden sind. Vier Fälle, in denen dies denkbar ist, seien hier genannt:

Langnau im Wiggertal, Kiesgrube am Hang S Leingruben 639.550/230.240, 493–506 m. Die Schotter sind außerordentlich grob, mit Geröllen bis 170 cm in der Mitte des Aufschlusses. Zwischenlagernder Sand stammt von

verwitterten Molassesandsteinen. Die Schüttung erfolgte von SW aus dem Richental und verschüttet eine alte Rinne der Wigger.

Schotter von Meikirch, W des Dorfes in 670–695 m Höhe; sie wurden von Nußbaum (1907, 1934) beschrieben. Ihre Schichtung ist unregelmäßig, z.T. mit Deltastruktur, auch zeigen sich Anzeichen glazialer Stauchung oder von Toteis; die Körnung ist äußerst unregelmäßig, neben Gruschichten kommen Blöcke von 6 m³ vor (Nußbaum 1923); alles deutet auf eine Bildung am Eisrand hin. Der ganze Habitus, Verkittung, Aufrauhung der Geröllloberflächen, deutet auf ein beträchtliches Alter; auf alle Fälle scheint eine Einstufung in eine zusammenhängende Schüttung etwa der Deckenschotter nicht gerechtfertigt; mehr läßt sich allerdings nicht aussagen.

Schotter von Wiggiswil (N Moossee, 602.500/208.630, 545–565 m). Beschreibung von Nußbaum (1927) und Gerber (1950). Die Schichtung ist mäßig gut, das Material aber gleicht gar nicht den normalen Schotterdecken; Sand ist rar, dagegen treten Blöcke bis zu 1 m Länge auf; es kommt nur Aarematerial vor. Nach der Höhenlage zu urteilen, könnte es sich um einen Sander des vorrückenden Aaregletschers und damit um das Akkumulationsniveau der Niederterrasse handeln. Doch ist die Schüttungsrichtung, von SE nach NW oder umgekehrt, merkwürdig; deshalb muß auch die Deutung als polygener rißeiszeitlicher Schotter in Betracht gezogen werden.

Gumpisbergwald W Jegenstorf (Gde Iffwil, 603.350/211.800, 552–562 m). Dieses Vorkommen wird ebenfalls von Nußbaum (1927) beschrieben. Der Fall liegt ähnlich wie in Wiggiswil; neben viel groben Geröllen kommen Lagen kantiger Blöcke vor. Auch hier könnte es sich um einen Sander auf der Niederterrasse handeln; vor allem würde die Strömungsrichtung nach NNE passen.

1.4 Das Riß-Würm-Interglazial

Bildungen, die eindeutig aus jener Warmzeit stammen, sind ziemlich selten; dies ist darauf zurückzuführen, daß praktisch nur die denudationsempfindlichen Hänge, nicht aber die Talböden der damaligen Oberfläche freiliegen. Umgekehrt sind Funde in großer Tiefe relativ gut konserviert und können uns entsprechend gute Anhaltspunkte liefern. Folgende Funde sind besonders bekannt geworden:

a) Safnern. Antenen (1936) beschreibt eine 1933 S des Dorfes niedergebrachte Bohrung auf ungefähr 432 m:

9	m	junge Sande mit Holz, oben Torfspuren
9	m	Sand mit wenig kleinen Kieseln, nördlichster Rand des Aare/Saane-Schuttkegels
28	m	Seeablagerungen, oben sandig-lehmig, nach unten lehmig werdend

16,5 m	geschichtete Grundmoräne, liegend mit aufgearbeiteter unterer Süßwassermolasse
2,5 m	Interglazial (Kote ca. 367–370)
liegend	bunte Mergel der unteren Süßwassermolasse

Dieses Interglazial beschreibt Antenen (S. 141) wie folgt: «Kalktoniges, dunkles, fossile Pflanzen führendes Material. Schachtelhalme und Riedgräser ließen sich leicht erkennen... Gräser und Schachtelhalme standen vertikal im einschließenden Boden. Aus diesem entfernt, verblieb uns ein schrotschußartig durchlöchertes Handstück. Diese fossile Pflanzendecke ist bodenständig. Sie scheint durch trübe Schmelzwasser des vorrückenden Gletschers an Ort und Stelle eingeschlämmt worden zu sein. Die Bodenstufe selbst kann nur als Talboden der letzten Interglazialzeit gedeutet werden.»

Hier stellt sich wohl als erstes die Frage, warum dieser interglaziale Talboden direkt auf der untern Süßwassermolasse und nicht auf Riß-Grundmoräne liegt; da kommt doch nur die Deutung in Frage, daß die Moränendecke durch fluviatile Erosion entfernt wurde. Wollte man einen durchgehenden Flußlauf konstruieren, so müßte er bei Wangen a.A. ca. 90 m unter dem heutigen Talboden liegen (bei einem Gefälle von knapp $1^0/_{00}$). Wahrscheinlicher erscheint uns die Annahme, daß im Gebiet von Safnern eine Schwelle aus Anstehendem zwischen zwei Becken, womöglich see-erfüllt, bestand. Bei der Zuschüttung der Becken mit feinen Sanden und Lehmen verschwand auch diese Schwelle; zugleich konnte jetzt der Abfluß des obern (Ur-Bielersee-) Beckens seinen Lauf verlegen, so daß im zurückbleibenden unverwitterten Schlamm anspruchslose Pflanzen Fuß fassen konnten. Bei folgenden Überschwemmungen wurden sie einsedimentiert. Wie mächtig diese Art der Sedimente wurde, läßt sich nicht mehr feststellen; was gefunden wurde, ist ein kleiner Erosionsrest, enthält doch die hangende Grundmoräne viel aufgeschürftes Material eben gerade aus der Unterlage der interglazialen Schichten. Durch diese Erklärung wird auch der Widerspruch hinfällig, daß der vorrückende Gletscher der Würmeiszeit die Funde mit Gletschertrübe eingedeckt habe, da doch andernorts (S. 95) festgestellt wird, daß vor dem Gletscher mächtige Schotter aufgeschüttet würden.

Gedanken muß man sich aber auch über die außerordentlich tiefe Lage des Interglazials machen; erreicht doch die Aare heute erst 65 km weiter talwärts E Aarau diese Kote 365; dort liegt der Felsuntergrund ca. 20 m unter dem heutigen Talboden (Mühlberg 1908); 20 m Gefälle auf 65 km sind aber für Saane und Aare zu gering. Deshalb ist schon verschiedentlich vermutet worden, daß in den damaligen Talweg der Saane ein See eingeschaltet war, der etwas E Safnern begann und sich bis ins Gäu erstreckte. Ein eindeutiger Nachweis konnte aber noch nicht erbracht werden.

b) Luterbacher Becken. In verschiedenen Bohrungen wurden von Furrer (1948) und Jäckli (1958) unter der Würm-Grundmoräne Sande gefunden,

die oben gut, gegen unten schlechter sortiert sind; eine fast 100 m tiefe Bohrung fand auf der Kote 326,5 die Unterkante noch nicht. Eine Pollenuntersuchung durch Lüdi (in Furrer 1948) ergab für die höhern Sande ein spätinterglaziales Alter. Die untersten 20 m der Bohrung liegen tiefer als der Felsgrund bei Aarau, so daß ihre Bildung sicher lakuster ist; die schlechte Sortierung deutet vielleicht die Nähe des rißeiszeitlichen Gletschers an, so daß ein echter interglazialer See gleichwohl nicht bewiesen ist.

c) Yverdon. Dieses kürzlich von Jayet und Portmann (1960) beschriebene Vorkommen sei, obwohl es außerhalb des Untersuchungsgebietes liegt, kurz erwähnt. Beim Weiler Les Tuileries (537.480/183.230, 479 m) fanden sich unter würmeiszeitlicher Grundmoräne Schotter und Sande lokalen Gepräges. In einer lehmigen Zwischenschicht wurden 19 Molluskenarten, Wasser- und Landtiere, festgestellt. Die Artenzusammensetzung ist eindeutig warmzeitlich.

d) Gondiswil-Zell: cf. S. 110.

1.5 Die Niederterrasse

a) Petrographie

Die Niederterrasse ist der Hochterrasse in petrographischer Hinsicht zum Verwechseln ähnlich und wurde schon oft beschrieben, zuletzt von Hantke (1959). Die Ähnlichkeit rührt von der großen Zahl blaugrauer oft kieseliger Alpenkalke und Dolomite her, die allen Aufschlüssen eine charakteristische Farbe geben. Gegen S, der Aare folgend, kommt es zu einer Aufhellung durch immer stärkere Beimengung von Quarziten. Kristallin findet sich nur in relativ geringem Maße, besonders aus der polygenen Nagelfluh, daneben im Unterschied zu den Hochterrassenschottern regelmäßig etwas basisches Kristallin aus dem Wallis; dieses macht jedoch quantitativ so wenig aus, daß es ohne weiteres möglich ist, es als aufgearbeitetes Rißmaterial zu deuten. Nahe des Akkumulationsniveaus jedoch ist es oft nur kantengerundet und zeigt damit die Nähe des vorrückenden Gletschers an. Lokal können sich jedoch plötzlich andere Komponenten hervorheben; betrachtet man diese Vorkommen genauer, so findet sich aber immer in der Nähe ein Talhang. So gelangen häufig ganze Lagen großer Brocken weichen Molassesandsteines in die Schotter, so daß man die Niederterrasse erst erkennt, wenn man die lokalen Komponenten herausliest und den Rest betrachtet.

Auffällig sind etwa auch Lagen von Quarziten und Kristallin, z.T. richtigen kantigen Walliser Findlingen, wie dies etwa in Oberwil ca. 30 m unter dem Akkumulationsniveau der Niederterrasse der Fall ist (Grube SE Rütihöhe, 597.600/220.850). Es kann sich hier praktisch nur um einen der Seitenerosion zum Opfer gefallenen Rest von Rißmoräne des Bürenberges handeln.

Die Wirkung der Seitenerosion scheint also auch bei einem akkumulierenden Fluß ganz beträchtlich zu sein und erklärt uns am besten, weshalb fluviatile Schotter so selten auf Grundmoräne aufliegen.

b) Morphometrische Merkmale

Für die Untersuchungen wurde ein etwas enger gefaßtes Gebiet ausgewählt, nämlich die sog. Attisholzschotter, die den Nordrand des Luterbacher Beckens bilden. Das hat den Vorteil, daß gleichzeitig andere in nächster Nähe vorkommende Schotter mit verglichen werden können. Die Messungen wurden durch einige aus der weitern Umgebung ergänzt, und unter Berücksichtigung des Schüttungsgefälles zu einem einheitlichen Profil verarbeitet; dieses liegt in einer Kiesgrube S Attiswil am Aarerain (Bernerschachen). In einem engern Rahmen konnte eine Schottermächtigkeit von 55, in weiterem eine solche von gut 90 m erfaßt werden.

DIE ABPLATTUNG

Fig. 1 zeigt die Ergebnisse zusammengestellt. Die Schwankungen innerhalb der Niederterrasse sind in den höhern Partien relativ gering; gegen unten werden die Ausschläge nach beiden Seiten heftiger. Im allgemeinen sind stark plattige Gerölle in tiefern Lagen häufiger; weshalb der Index dennoch in die andere Richtung ausschlagen kann, wird beim Zurundungsindex besprochen werden. Es soll noch festgehalten werden, daß eine Entwicklungstendenz zu weniger flachen Geröllen gegen oben zu angedeutet ist, aber niemals in der Art und Stärke, wie sie Richter (1953) in einem ähnlichen Schotterkomplex festgestellt hat: es läßt nichts auf ein langsames Schlechterwerden des Klimas schließen, angezeigt durch das Kugeligwerden der Gerölle, sondern der Klimasturz ist schon da.

Die polygenen Schotter (G) der Umgebung, Kames und Sander, dann ein Esker von Lüßlingen (E), lassen sich in keiner Weise von den Niederterrassenschottern scheiden. Umgekehrt fallen die spätglazialen Emmeschotter (Sp), die petrographisch der Niederterrasse außerordentlich ähnlich sind, vollständig aus dem Rahmen (die höhern Teile des Schuttkegels, z.B. bei Koppigen, allerdings nicht mehr). Eine Mittelstellung nehmen die Schotter im heutigen Flußbett der Emme (R) ein.

DIE ZURUNDUNG

Hier wird beträchtlich mehr sichtbar; die Ergebnisse seien zuerst am Profil Bernerschachen selbst vorgeführt (Fig. 2):

Zuoberst liegt eine Art Überguß – der an andern Orten bis 10 m mächtig werden kann – mit Werten unter 300. Im zentralen Teil folgt eine Reihe von Messungen mit wenig voneinander abweichenden Werten, 340–365. In der untern Zone aber werden die Ausschläge heftig (305–375).

Die Interpretation ist in gewissem Sinne sehr einfach: verschiedene Merkmale – verschiedene Fazies. Die Niederterrassenschotter erweisen sich also bei näherer Betrachtung als leicht faziell gegliedert.

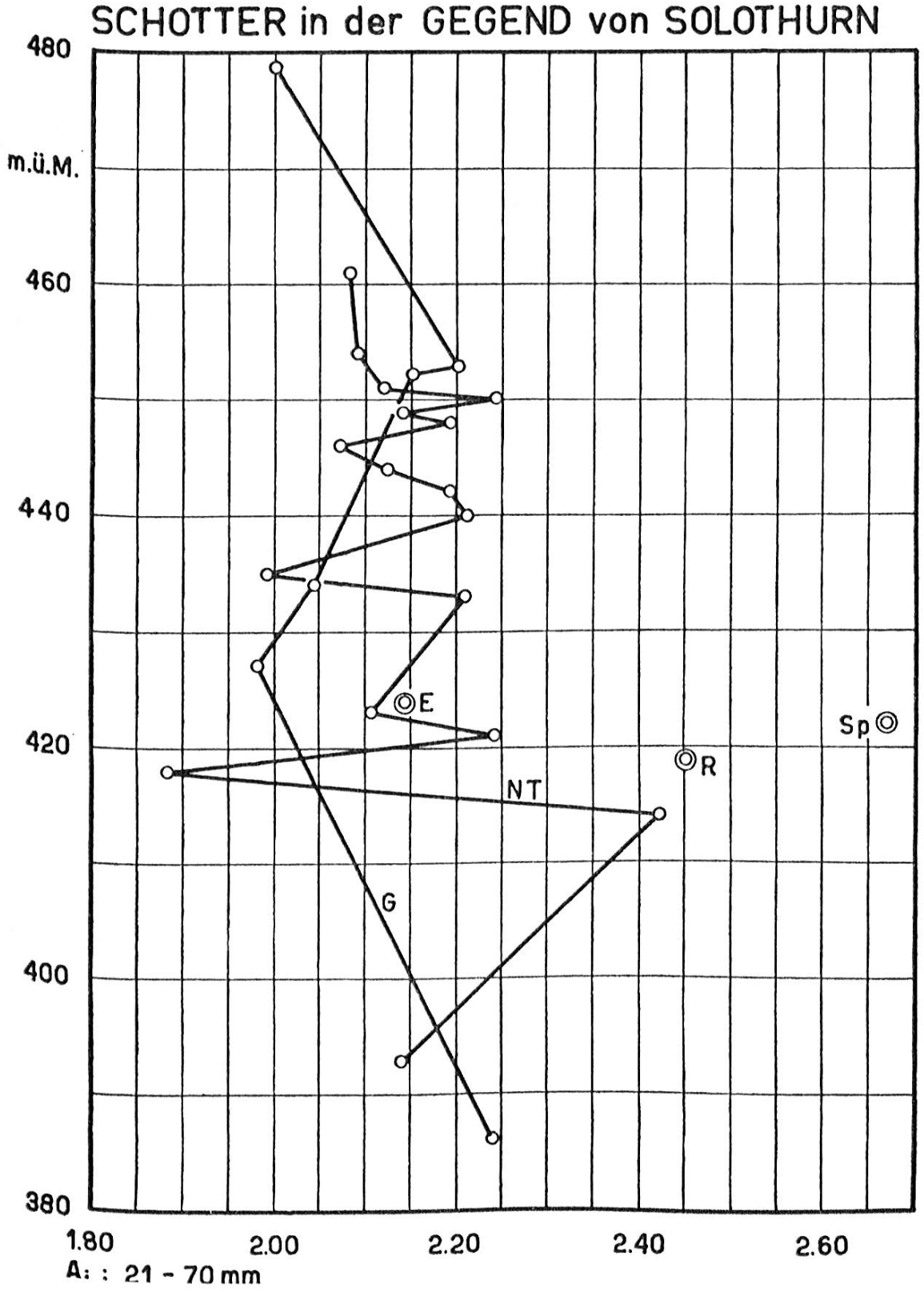


FIG. 1: Abplattungsindizes (cf. Text)

Die oberste, schlecht gerundete Partie hat zweifellos einen kurzen Transportweg hinter sich und deutet auf Gletschernähe.

Darunter folgt eine rein fluviatile Fazies von gut 10 m; die Schichtung ist regelmäßig waagrecht.

Der große Rest von über 20 m aber zeigt viel Kreuzschichtung, eine große Zahl übereinanderliegender Deltas von 50–100 cm Höhe. Deltaschichtung fällt sofort durch zwei Dinge auf: Einmal wechseln ausgewaschene, fast sandfreie Schotterschichten mit solchen, die Gerölle in einen Überschuß von Sand eingebettet zeigen. Sodann sind Ablagerungen in stehendes Wasser sehr undicht gepackt und setzen sich stark. Je größer die Überlagerung, desto stärker ist auch die Setzung und deren Folgen. Das

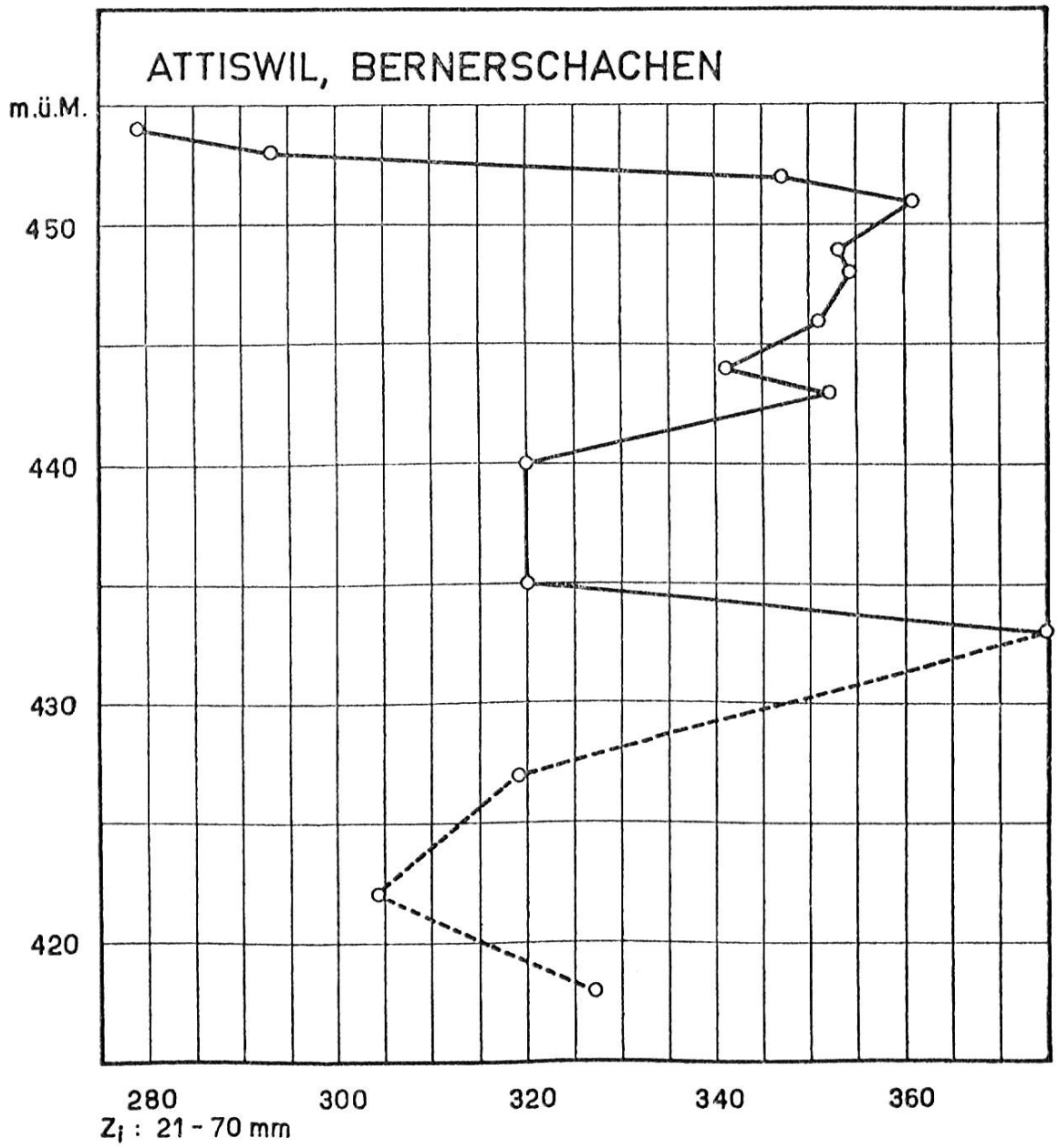


FIG. 2: Niederterrassenschotter, Zurundungsindizes

Volumen des Sedimentes verringert sich auf Kosten der Poren. Wenn sich nun eine sandige Schicht setzt, ist es verständlich, daß gut eingebettete Gerölle keinen Schaden nehmen und heute noch so erhalten sind, wie sie abgelagert wurden. Solche Schichten ergaben den höchsten Zurundungsgrad.

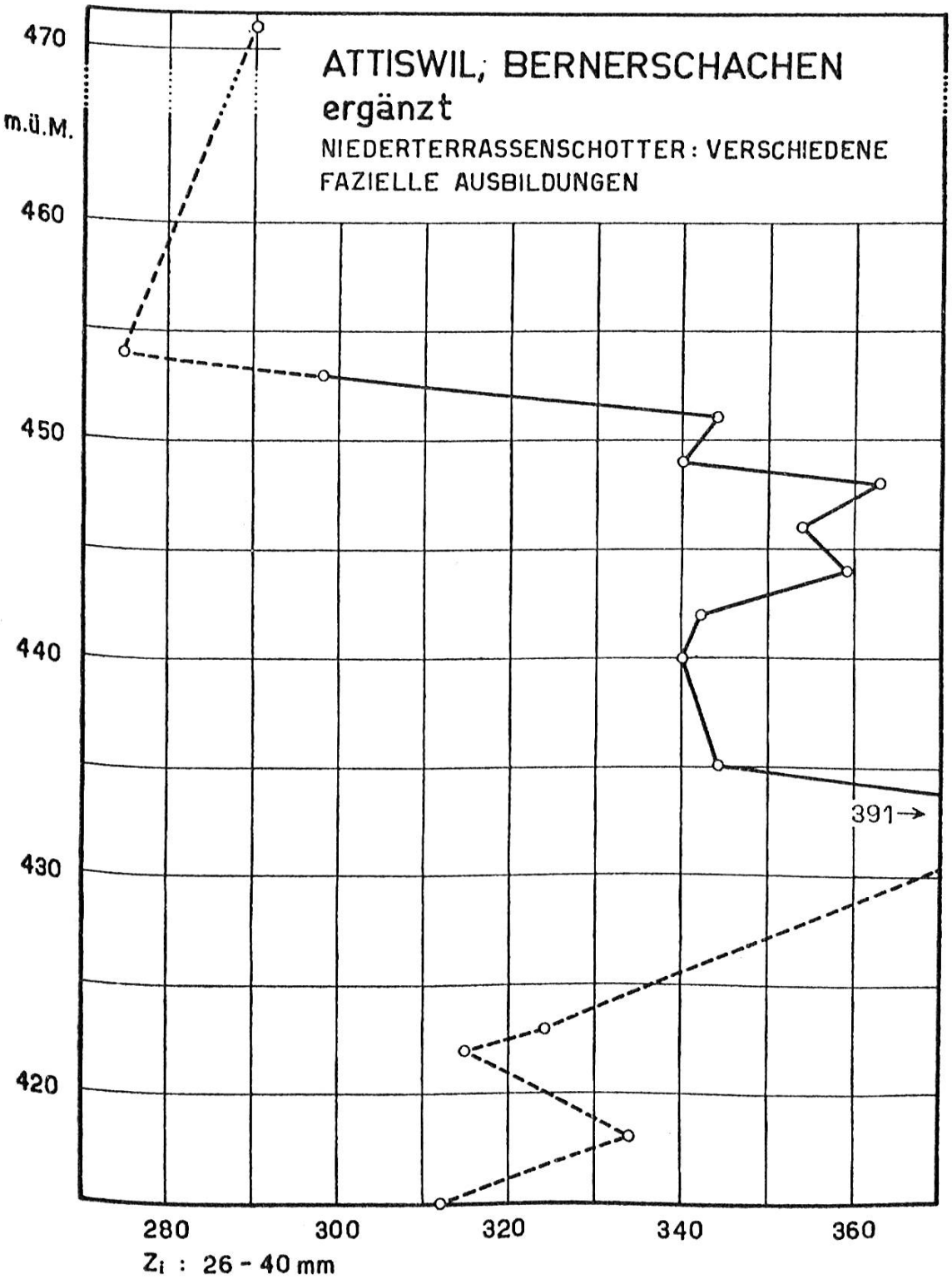


FIG. 3: Niederterrassenschotter, Zurundungsindizes 26–40 mm

Fehlt aber die polsternde Zwischenlage, so werden durch den Druck die Gerölle selbst in raumsparende Form gebracht. Meist zieht man sie dann in Stücken aus dem Aufschluß heraus, manchmal halten die Scherben noch zusammen oder sind sekundär verkittet. Hier setzen für die Bestimmung des Zurundungsindexes Schwierigkeiten ein: Viele Gerölle kann man nicht ausmessen, weil man nicht mehr alle Einzelteile findet; anderer-

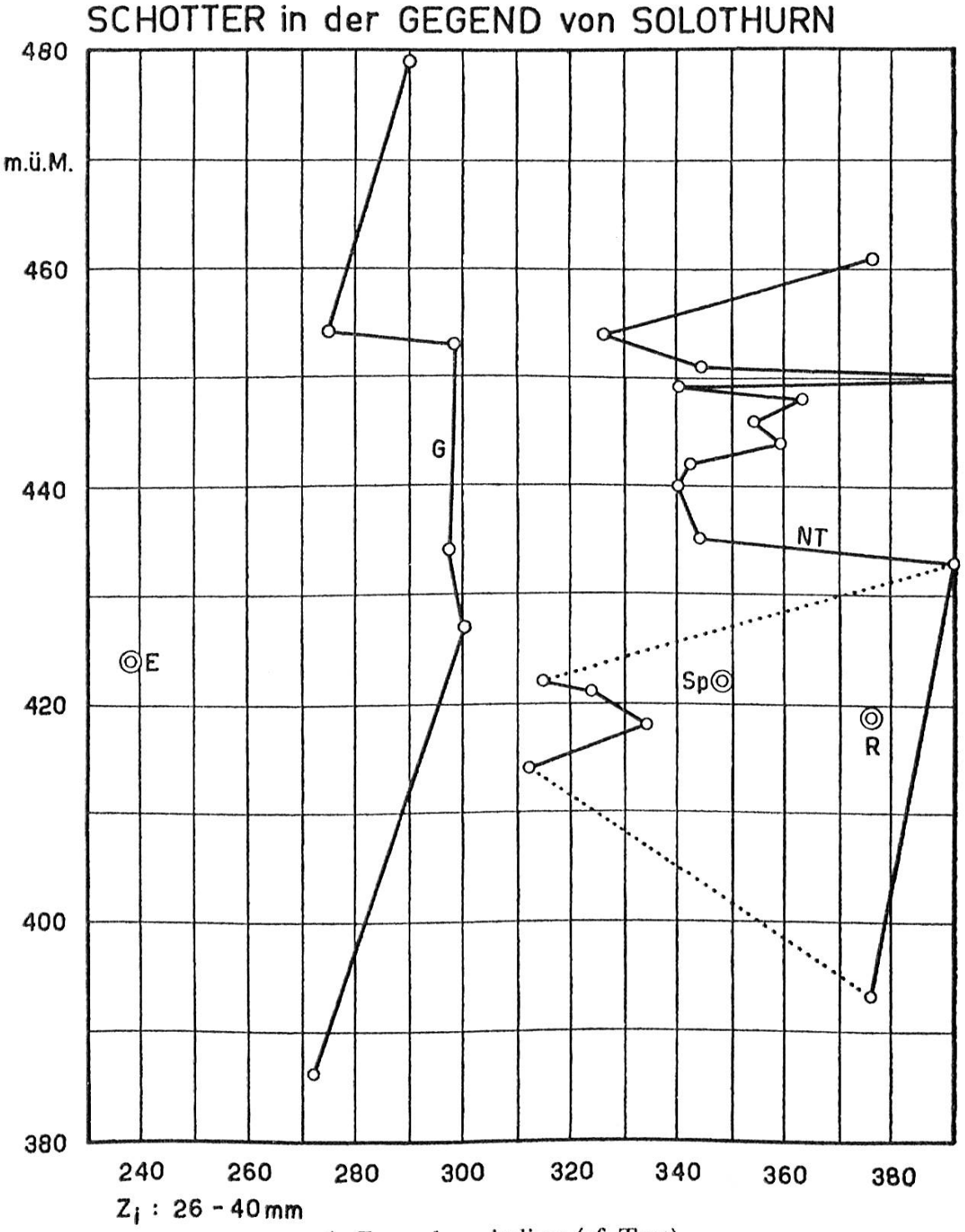


FIG. 4: Zurundungsindizes (cf. Text)

seits machen sich noch andere diagenetische Veränderungen bemerkbar; Gerölle mit abgeschlagenen Splittern können sowohl beim Wassertransport als auch bei der Setzung beschädigt worden sein; heute können wir diese Fälle kaum mehr unterscheiden, da durch die Sickerwässer die frischen Kanten und Bruchflächen schon wieder unkenntlich gemacht worden sind. Der Effekt ist klar: Wenn man alle sicher als bei der Setzung beschädigten Gerölle wegläßt, so lassen doch die unerkannten den Zurundungsindex sinken. Es zeigen sich also bei diesen morphometrischen Bestimmungen in Form der diagenetischen Vorgänge schwerwiegende Fehlerquellen, mit denen immer zu rechnen ist; je nach Fazies sind die Einwirkungen stärker oder schwächer.

Es ist dabei auch noch zu bedenken, daß nicht alle Gerölle gleicherweise unter solchen Veränderungen leiden. So werden selbstverständlich weiche Gesteine eher zerdrückt als harte. Aber auch innerhalb ein und derselben Gesteinsart kommen starke Unterschiede vor, die formbedingt sind: flache Gerölle werden viel leichter zerdrückt als kugelige. Besonders geringe Abplattungsindizes (Fig. 1, tiefere Proben) sind deshalb auch unter diesem Gesichtspunkt zu betrachten.

Versuchsweise wurde noch der Größenbereich der berücksichtigten Komponenten eingeschränkt, und zwar von 21–70 auf 26–40 mm. Die obere Faziesgrenze wird dadurch offensichtlich unterstrichen, währenddem die untere verwischt wird, d.h. die Schotter der fluviatilen Fazies sind von der liegenden Staufazies materialmäßig wohl ursprünglich nicht zu unterscheiden gewesen, was ja auch zu erwarten ist (Fig. 3).

Der Vergleich der Niederterrasse mit den umliegenden Bildungen andern Alters ergibt meist gute Resultate (Fig. 4). Vor allem heben sich die polygenen Schotter (Kames, Sander, = G) deutlich ab. Besonders aber sticht der Esker von Lüßlingen heraus (E). Im Gegensatz dazu heben sich die spätglazialen und die rezenten Emmeschotter (Sp bzw. R) nicht von der Niederterrasse ab.

Eine nicht ganz eindeutige Stellung nehmen die Niederterrassenschotter der Staufazies ein. Auf die Gründe dazu wurde oben eingegangen.

Dann sei doch noch auf die Variationsbreite in der Höhenlage der polygenen Schotter hingewiesen, denn sie ist gerade so groß wie die der Niederterrasse. Da sie aber überall der Niederterrasse aufliegen, muß also zwischen der Ablagerung der beiden Schottertypen eine kräftige Erosionsphase liegen. An einigen Stellen kann denn auch dazwischenliegende Grundmoräne nachgewiesen werden.

c) Die Auflagerungsfläche der Niederterrassenschotter

Da die Erosion seit der Ablagerung der Niederterrassenschotter nirgends deren Unterkante freigelegt hat, sind wir auf indirekte Angaben, z.B. aus Bohrungen, angewiesen.

Bei Safnern (cf. S. 25) erreichen die Bildungen des letzten Interglazials

die Kote 370 m, doch zeigen die hangenden Bildungen, daß sie wohl einmal höher reichten. Im Becken von Luterbach sind spätinterglaziale Sande bis zur Kote 400 nachgewiesen (cf. S. 104), d.h. 22,5 m unter der heutigen Oberfläche; die hangende Grundmoräne enthält solche Sande aufgearbeitet, die Schotterunterkante muß also über 400 m liegen.

Eine Bohrung in Lüßlingen (604.680/226.780, 435 m) zwischen Bahnhof und Dorf zeigte unter den Niederterrassenschottern 8 m Schlammsande und Sand auf Molasse liegend. Die Vermutung liegt nahe, daß es sich hier um die gesuchten interglazialen Ablagerungen handeln könnte; sie reichen bis 422 m, d.h. 7 m unter das Niveau der heutigen Aareebene.

Infolge der glazialen Übertiefung des ganzen Jurafußgebietes kam es während der Riß-Würm-Warmzeit überall zur Ablagerung feiner Sande und Lehme; am Ende des Interglazials waren sicher alle vorhandenen Seen aufgefüllt. Zurück blieb eine weite Alluvialebene, womöglich vom Gäu bis Yverdon und bis zum Moossee, deren Gefälle teilweise nur den Bruchteil eines Promilles betrug, vergleichbar mit der heutigen Aareebene W Solothurn. Der höchste Punkt ist mit 422 m bei Lüßlingen gegeben; bei Olten liegt auf 382 m bereits Niederterrassenschotter, im Großen Moos auf 435 m. Allerdings darf nicht vergessen werden, daß bei der Überschüttung mit grobem Material die feinen Sande tief aufgearbeitet und entfernt worden sein können. Auch ist möglich, daß die obersten spätinterglazialen Sande im E stratigraphisch den tiefsten frühglazialen Vorstoßschottern im W entsprechen; denn Lüdi (in Furrer 1948) hat in den obern interglazialen Sanden eine kräftige Klimaverschiebung festgestellt, nach welcher in den Alpen das Bildungsgebiet der glazialklimatischen Schottermassen so vergrößert wurde, daß ohne weiteres die ersten Schüttungen ins Vorland erwartet werden dürfen. Genaueres wird aber erst ausgesagt werden können, wenn vermehrte Bohrresultate zur Verfügung stehen werden.

Aber auch wenn sich die westlichsten Schotter und die obersten Sande etwa im Luterbacherbecken stratigraphisch entsprechen, so genügt das Gefälle noch keineswegs, um eine Überschüttung mit Schotter von einheitlicher Mächtigkeit zu ermöglichen; die Körnung verlangt vielmehr dem Jurafuß entlang ein Gefälle von 2–3 ‰, gegen die Alpen zu noch etwas mehr. Die Flüsse der beginnenden Würmeiszeit haben also zuerst durch Aufschotterung ein neues Profil mit dem entsprechenden Gefälle herstellen, d.h. das unausgeglichene Profil aus der Rißeiszeit ausgleichen müssen; diese Korrektur erfolgt von der lokalen Erosionsbasis her, in diesem Falle möglicherweise vom Zungenbeckenrand des Riß-Wiggerstadiums her. Der Ausgleich erforderte je nach Stärke der Übertiefung unterschiedliche Schuttmengen; diese betragen schon bei Attiswil mindestens 60 m, im Gebiet des Moossees dürfte wohl die doppelte Mächtigkeit einzusetzen sein.

Da diese Schüttung in ein recht bewegtes Relief hinein erfolgte, entstand eine richtige Reliefverschüttung, d.h. ganze Molassehügel ertranken buchstäblich im Schutt.

Ein großer Teil dieser Schottermassen wurde von den Gletschern der Würmeiszeit wieder beseitigt. Bei dieser Sachlage ist es durchaus verständlich, daß nun vielerorts Schotterreste vorhanden sind, die in verschiedener Höhe der Molasse aufliegen und so die Zugehörigkeit zu verschiedenen Schottersystemen vortäuschen, wie dies an verschiedenen Stellen zwischen Bätterkinden und dem Moossee der Fall ist; ein schematisiertes Profil durch jene Gegend möge dies verdeutlichen (Fig. 5).

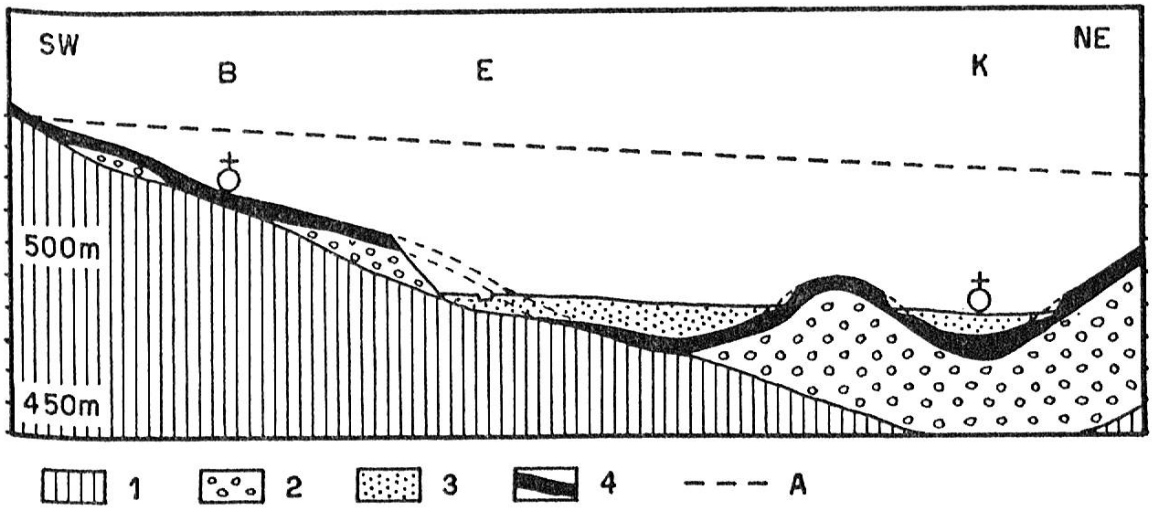


FIG. 5: Schematisiertes Profil durch die Depression der Emmeebene: 1. Molasse, 2. Niederterrassenschotter, 3. spätglaziale Emmeschotter, 4. Grundmoräne, B. Büren z. Hof, E. Emme, K. Koppigen, A. Akkumulationsniveau der Niederterrasse

d) Verbreitung und Schüttungsrichtung

Zu Karte II

AUSSERHALB DER WÜRM-ENDMORÄNEN

Die Verbreitung der Niederterrassenschotter sei in Anknüpfung an andere Autoren vom tiefsten Gebiet herkommend besprochen. Über Alter und Entstehung des Materials – nicht aber der erosiv daraus gebildeten Formen – ist man sich im außermoränischen Bereich heute weitgehend im klaren; danach erfolgte die Schüttung im Früh- und Hochglazial bis zu dem Zeitpunkt, da sich das Eis von den Moränen des Maximalstandes loslöst (Moser 1958); hier setzt bereits wieder die Zerschneidung ein.

Vom Aargau her bilden die Schotter einen einfachen Strang, der sich bei Olten aufspaltet. Der tiefere zieht nach WSW ins Gäu (Dünnerntal); der Südast zieht durch die Klus von Aarburg, wo die Aare in einem Bett aus anstehendem Malmkalk fließt. Bei Olten findet sich das Akkumulationsniveau auf 415 m Höhe; eine Bohrung fand nach Mollet (1925) auf der Kote 382, d.h. ca. 7 m unter dem Aarespiegel, die Unterlage nicht. Nach Breite und Tiefe zu schließen, floß die Aare zumindest im letzten Interglazial durch das heutige Dünnerntal, was schon Rütimeyer (1874) feststellte. Morphologisch ist das Schotterfeld des Dünnerntales insofern

von Interesse, da das Akkumulationsniveau fast ungestört erhalten ist; nur im untersten Teil hat sich die Dünnern, dem sinkenden Niveau der Aare folgend, kleinere Terrassen eingeschnitten. Ebenso finden sich am obern Ende des Feldes, bei Niederbipp, eine glaziale und eine randglaziale Abflußrinne als Trompetentälchen in den die Niederterrassenakkumulation abschließenden Übergangskegel eingeschnitten. Soweit aufgeschlossen sind die Schotter regelmäßig geschichtet und gekörnt, nur in den tiefsten Partien von Niederbipp–Holzhäusern (620.850/233.820, 462 m), unter der Kote 430, finden sich häufig meterdicke Bänke mit Deltaschichtung. Weiter fällt an dieser Stelle die relative Sandarmut auf, welche wohl auf eine Gefällsverstärkung unterhalb der Einmündung der Aare/Emme zurückzuführen ist. Die ganze Ebene ist z. T. bis 4 m dick von Schwemmsand und -lehm überdeckt und randlich von vielen Schwemmkegeln überlagert. Am obern Ende des Feldes erfolgte die Schüttung aus dem Sektor WSW bis SSW. Material, Korngröße und Strömungsrichtung zeigen, daß diese Niederterrassenschotter, die auf mindestens 425 m hinunterreichen, weit unter den maximalen Würmendmoränen durchziehen müssen. Der S des Born verlaufende Ast nimmt gleich oberhalb Aarburg einen Schotterstrom aus dem Wiggertal und einen aus dem Pfaffnerntal auf. Verfolgen wir ihn bis zur vermutlichen Randlage des Würmeises bei Bannwil, so fällt vor allem die Feinheit des Materials auf. So zeigt das Kieswerk E Ruefshusen bei Schwarzhäusern (625.700/233.650, 436 m) ca. 20 m unter dem Akkumulationsniveau blaue, aber sehr feine Niederterrassenschotter z. T. mit Deltaschichtung, daneben mehrere Meter dicke Lagen von Sand und sandigem Lehm. Auch bei Rothrist in der Kiesgrube Oberwilerfeld (632.800/239.200, 416 m) besteht die Niederterrasse im Liegenden mehr aus Sand als Schotter. Es handelt sich wohl um Rückstauwirkungen, verursacht einerseits durch stärker akkumulierende Zuflüsse von der Seite her, andererseits durch die Tatsache, daß sich das Dünnern- und das Aarefeld der Niederterrasse bei Wangen a. A. wieder treffen; der kürzere Lauf eines Flusses aber diktiert das Gefälle, d. h. der Dünnernast der Aare. Dieser korrespondiert übrigens in den letzten Phasen der Akkumulation bei Härkingen mit dem Aareast; der Verlauf der Isohypsen in der Hard und der Gunzger Allmend und gegen Fulenbach bestätigt wohl das Gesagte: das Dünnerntal lag etwas höher, so daß es zu einer Schüttung von dort nach SE Richtung Rothrist kam.

Zwischen Wynau und Murgenthal nimmt der Aareast noch den Langetenast auf. Diese Schotter ziehen über Roggwil nach Langenthal, wo sie N der Stadt im Hopferenfeld gut aufgeschlossen sind (625.600/229.850, 468 m). Liegend finden sich wieder die blauen Niederterrassenschotter mit Schüttung aus W, regelmäßig geschichtet und gut gerundet; hangend folgen ca. 6 m hellbrauner feiner Schotter, die von der hier zufließenden Langeten über die Niederterrasse gelagert wurden (cf. S. 44). Am Rand der Moränen des Maximalstandes in Bützberg (624.100/229.600, 467 m) und wenig innerhalb der Moränen, 800 m NW Thunstetten (623.240/

228.600, 475 m), sind sie leider nur oberflächlich erschlossen. In Langenthal dagegen kann auf Grund des Aussehens der Gerölle sicher auf einen weiten Transportweg geschlossen werden, d.h. es muß eine Fortsetzung der Schotter tief unter den Endmoränen hindurch vorhanden sein.

INNERHALB DER WÜRM-ENDMORÄNEN

Nun stellt sich die Frage des Auffindens der Schotter, die in allen drei Fällen innerhalb der Endmoränen vorhanden sein müssen. Am klarsten sind die Zusammenhänge beim Dünnernfeld. Nehmen wir die sicher bekannte Schottermächtigkeit bei Niederbipp, 35 m, und vergleichen die Höhenkoten mit dem nächsten Schottervorkommen in Rückwärtsverlängerung der Strömungsrichtung, so zeigt sich folgendes:

Niederbipp	Oberkante	460 m	Unterkante	425 m	Strömung	SW–NE
Attiswil	–	440–480 m	–	423 m	–	WSW–ENE

Bei einer Horizontaldistanz von 7 km und einem dazwischenliegenden Gebiet einheitlicher Morphologie genügt wohl diese Gegenüberstellung, um den Zusammenhang der beiden Schotter zu beweisen; damit sind die bei Attsiwil aufgeschlossenen sog. Attisholzschotter als intramoränische Fortsetzung der Niederterrasse erkannt. Die Attisholzschotter bilden den ganzen Steilabfall zur Aare von der namengebenden Lokalität zwischen Luterbach und Riedholz über Flumenthal und Attiswil bis Wiedlisbach und Walliswil-Bipp. Von hier führen sie weiter talwärts ins Gebiet von Bannwil, wo sie zum Aareast der extramoränischen Niederterrasse werden. Die Gleichsetzung, die von Aeberhardt (1907) vorgenommen und 1959 von Hantke wieder festgestellt wurde, wird damit bestätigt. Unbeantwortet bleibt nur die Frage, ob die Akkumulation bereits im Spätriß begann, wie Furrer (1948) und mit Vorbehalt Hantke (1959) glauben, d.h. ob man hier nicht von Mittelterrassen sprechen müßte. Doch wurde im vorhergehenden Abschnitt gezeigt, daß die Schotter über den Ablagerungen des letzten Interglazials liegen.

Im W wird die Verfolgung der Schotter etwas schwieriger, da im Gebiet der namengebenden Lokalität Attisholz sich die von W kommende Saane mit einem Arm der von S einmündenden Aare vereinigte. Im großen Kieswerk Attisholz (611.000/230.800, 465 m) zeigten Einregelungen Strömungen von W und von S. Auch petrographisch ist aus offensichtlichen Gründen kein Vergleich möglich. Aber der Bearbeitungsgrad zeigt wiederum einen weiten fluviatilen Transport an. Ein Vergleich der Höhenlagen mit den nächstliegenden Schottern, den ältern Seelandschottern, erlaubt aber wiederum, eine Gleichstellung vorzunehmen:

Attisholzschotter	Oberkante	480 m	Unterkante	425 m
Zuchwil		440		435
Gisihübeli		480		460

Lüßlingen	Oberkante 460	Unterkante 423
(Lyß	500	450)

Die ältern Seelandschotter sind im Grunde genommen kleine Erosionsrelikte wie im vorhergehenden Abschnitt besprochen und liegen alle innerhalb der Höhengrenzen der unzweifelhaft einheitlichen Attisholzschotter; sie sind also ebenfalls als Niederterrasse anzusprechen.

Auf die Unstimmigkeiten in den Höhenverhältnissen, wie sie die bisherigen Auffassungen von Nußbaum (1951) und H. Beck (1957) mit sich brachten, hat auch Hantke (1959) hingewiesen. Das Schema der glazialen Serie von Penck und Brückner (1919) läßt sich auf dieses Gebiet, wie an andern Orten auch, nicht anwenden. Die Schotter sind eindeutig älter als der Vorstoß des Rhonegletschers zur Würmeisteit, aber jünger als das späte Riß-Würm-Interglazial. Die Aufschlüsse in den ältern Seelandschottern sind von Aeberhardt (1907), Antenen (1936), W. Staub (1950), Nußbaum (1951) und H. Beck (1957) eingehend beschrieben worden. Auf der Südseite der Aare lassen sich die Schotter von Lüßlingen bis Arch verfolgen, dann in der Senke von Oberwil (597.600/220.850), wo sie wahrscheinlich von Rüti bis Büetigen durchziehen. Hier setzt eine neue Reihe großer Aufschlüsse ein bis Lyß. Jenseits der Aare findet sich die Fortsetzung von Kallnach über Fräschels bis Kerzers. Die Schüttungsrichtung bleibt konstant aus dem Sektor SW, die Schichtung ist überall regelmäßig.

Hier aber kommt der große Wechsel, der Schotterstrom wendet sich nach S, und Aeberhardt (1907) konnte ihn – ein verschüttetes altes Saanetal – über Bibern, Düdingen, Freiburg bis zum Ausgang aus den Alpen bei Montbovon verfolgen.

Handelt es sich bei den ältern Seelandschottern um solche der Saane, so muß in den Vorkommen auf der andern Seite des Großen Mooses eine Schüttung von S festzustellen sein. Im schönen Drumlinfeld zwischen Müntschemier und Walperswil hat schon Portmann (1955) Einregelungen vorgenommen. Eigene Nachprüfungen ergaben gleiche Einregelung der Schotterkomponenten. Da zeigt es sich tatsächlich, daß die Saane einen großen Schwemmkegel in die bereits bestehende Depression des Großen Mooses ausgebreitet hat. Die Feststellung Portmanns (1955) einer Schüttung von W, d.h. vom Rhonegletscher her, scheint auf einer irrtümlichen Interpretation von Messungen zu beruhen. Der Schwemmkegel ist vom Rhonegletscher in rechtem Winkel überfahren und bis auf wenige Reste in Form eben der Drumlins wieder beseitigt worden. Deshalb wird die Rolle der Saane als Schuttlieferant immer unterbewertet.

Ein Arm der Saane ist auf noch nicht näher festgelegtem Weg ins Bielerseebecken geraten. Anzeichen dafür ist der große Schotterrest von Sutz-Lattrigen. Die Wiedervereinigung mit dem Hauptast liegt am E-Ende des Jensberges, markiert durch einen im Lee stehengebliebenen Schotterrest W Studen.

Auf der N-Seite des Aaretales sind die ältern Seelandschotter selten; wenige Aufschlüsse in Bellach und Solothurn werden später (S. 99) beschrieben.

Vom Austritt der Saane aus den Alpen bis über Olten hinaus und zum Rhein ist also, wie schon Aeberhardt feststellte, ein zusammenhängender Schotterstrom, ein «Valley Train» leicht verfolgbar; er setzt sich aus den ältern Seelandschottern und den Attisholzschottern im intramoränischen und den Niederterrassenschottern im extramoränischen Bereich zusammen.

Die Schotterzüge im S sind etwas schwieriger zu verfolgen, da sie sich mehrfach verzweigen und berühren, vor allem aber, weil während des jüngeren Wangener Stadiums dessen Sander – bunte Schotter, die jetzigen Önztalterrassen, auf denen Herzogenbuchsee liegt – in spitzem Winkel über zwei Niederterrassenäste hinweggelagert wurden.

Folgen wir bei Bannwil den Niederterrassenschottern flußaufwärts, stellen wir fest, daß sie in einem leicht erhöhten Talzug liegen, denn die Aare und ihre Zuflüsse sind wenig tief in Molasse eingeschnitten. Die Schotter sind wegen der starken postglazialen Eintiefung leicht verfolgbar. Die Rinne verzweigt sich bei Berken; ein Ast zieht nach W gegen Wangen a. A. und bei Walliswil-Bipp geschieht der Namenswechsel zu den Attisholzschottern; der andere Ast folgt dem Lauf der Önz bis Heimenhausen, dann biegt er nach Inkwil um. Bohrungen im Abschnitt Wanzwil–Herzogenbuchsee haben eindeutig ergeben, daß jetzt keine Fortsetzung der Schotter der Önz nach aufwärts besteht (was allerdings die Existenz einer hochgelegenen Konnektion mit dem Langetenast, die durch Glazialerosion verschwunden wäre, nicht ausschließt).

Beim Bahnhof Inkwil hat Baumberger die Schotter 1911 unter einer dünnen Moränendecke gefunden. In der Vorstatt von Inkwil wurden sie sichtbar, als zur Trockenlegung des Aegelsees der N anschließende Hügel neu 5–6 m tief eingeschnitten wurde; dabei kamen eindeutige Niederterrassenschotter zum Vorschein; leider waren sie so stark gestaucht, daß eine Einregelung sinnlos war. Diese Lage – zwischen zwei Molassezügen – verlangt eine Fortsetzung nach W Richtung Subingen. Nun sind tatsächlich in jenem Raum schon verschiedentlich Schotter abgebaut worden, die durch die Seitenerosion der Emme unter einer stellenweise recht mächtigen Moränendecke freigelegt worden sind. Im Winter 1960/61 wurde beim Höllacher in Subingen (613.750/228.050, 455 m) eine neue Kiesgrube eröffnet; die Einregelung ergab in verschiedenen Höhen eine Schüttung nach E Richtung Inkwil. Über das Ausmaß dieser Rinne oder dieses Talzuges läßt sich allerdings heute noch nichts aussagen. Nach Baumberger (1911) ziehen diese Schotter bis nach Oekingen und Halten; in der andern Richtung sollen Schotter unter dem Oberdorf von Wangenried anstehen, wiederum überdeckt von Grundmoräne. Ob es sich um die gleichen handelt oder gar um einen neuen, der eine Rinne S des Gensberges bei Wangen a. A. füllt, läßt sich nicht sagen.

Das südlichste Niederterrassenfeld von Langenthal her findet ebenfalls eine Fortsetzung nach W bzw. SW, aber erst im Gebiet des Burgäschisees. Dort stehen sie in zwei Gruben an der Kantonsgrenze zwischen Oberönz und Aeschi und direkt SE des Sees an; überall sind die Schotter stark gestaucht, so daß nur eine Einregelung gemacht werden konnte; sie ergab eine Schüttung von W. Wahrscheinlich zieht die Fortsetzung der auffälligen Senke folgend nach Willadingen.

Es sind also eine ganze Reihe von Schottersträngen, die alle ins Gebiet des heutigen Emmeschuttkegels führen:

Dünnern–Niederbipp–Wangen a. A.–Attisholz
Aarburg–Bannwil–Walliswil (Bipp)–Wangen a. A.
Bannwil–Wangenried–Wangen a. A.?
Bannwil–Inkwil–Subingen
Aarburg–Langenthal–Burgäschisee–Willadingen oder Koppigen

Die Lage der Felssohle im Untergrund macht den Eindruck, daß die nördlichste Talung zuerst benutzt, die südlich anschließenden nachher sukzessive auch im Schutt ertrunken sind. Denn nur so läßt sich erklären, daß bis nach Attisholz hin Emmegerölle zu finden sind.

Nach der Feststellung der Wege, auf welchen der Schutt weitertransportiert wurde, müssen nun noch die zuführenden Ströme genannt werden. Die Saane mit ihrer ungeheuren Schuttmenge wurde schon oben besprochen.

An den Steilrändern rings um den jungen Emmeschuttkegel finden sich auf beiden Seiten verschiedentlich Schotter aufgeschlossen. Auf der E-Seite wurden die von Subingen bis Halten schon genannt und als Niederterrasse erkannt.

Ein weiteres Vorkommen findet sich am N-Rand des Schuelwaldes W Willadingen; es ist bekannt für seine starken reinen Quellen und zeigt damit, daß es in der Tiefe von beträchtlicher Ausdehnung sein muß. Tatsächlich ist es auch von Mollet (1945) unter dem Dorfe Koppigen wiedergefunden worden; auch der Grundwasseraufstoß Bläji W Koppigen könnte damit zusammenhängen. Über die Mächtigkeit dieser Schotter wurde im vorhergehenden Abschnitt gesprochen. Die kürzlich bei Ersigen erbohrten Schotter und der von Tschachtli (Gutachten an das kantonale Wasserrechtsamt in Bern) festgestellte Grundwasserstrom Ersigen–Koppigen sprechen deutlich für eine Fortsetzung nach SW. Auch die Morphologie der Oberfläche, weite sanft geböschte Hügel, spricht dafür.

Auf der W-Seite des Emmeschuttkegels finden sich Schotter, die nach der Höhenlage eindeutig als Fortsetzung zu betrachten sind, im Gebiet Schöngrün–Bleichenberg (S Solothurn) ein höher gelegenes Molassetal füllend; dann bei Ammansegg: E der Bahnhaltestelle wurde im Heinibüel unter Grundmoräne viel reiner Flußsand mit Schotterschnüren angeschnitten (607.700/224.700); es handelt sich wohl um eine Art Totwinkelbildung.

Die nächsten Aufschlüsse folgen bei Büren z. Hof (Holzrütinen, Scheitelacher) und Fraubrunnen. Die Höhenlage über dem Emmeschuttkegel nimmt etwas ab, da die Aufschüttungen kleinerer Flüsse – hier der Emme ohne Aare – etwas größeres Gefälle haben. Zwischen Fraubrunnen und Lyssach löst sich eine morphologisch auffällige Zone vom Depressionsgebiet der Emme los und zieht nach SW Richtung Schönbühl. Hügel von geringer Höhe, zuerst in der Art jener von Koppigen–Ersigen, dann immer stärker drumlinisiert, wechseln mit oft durchnäßten Mulden. Eine Reihe tiefer Aufschlüsse bei Jegenstorf (Bimer), Kernenried (Waldrand E Dorf), Hindelbank (Station), Schönbühl (E Station) zeigen immer wieder unverkennbar die gleichen Merkmale: unter Grundmoräne und oft noch Kameschotter liegen blaugraue regelmäßig geschichtete Schotter, die nach Höhenlage nur die Fortsetzung aller bisher genannten Vorkommen bilden können. Interessanterweise ist in keinem der Aufschlüsse das Liegende gefunden worden.

Folgen wir den Schottern weiter nach Bern, so stoßen wir auf jene von Reichenbach und der Karlsruh (S der Seftau), die schon Nußbaum (1920) zu den ältern Seelandschottern zählt. Ob und in welcher Form S Bern eine Fortsetzung existiert, ist noch unbekannt. Bleibt noch als letzter Schuttlieferant die Emme zu nennen. Am Fink bei Burgdorf finden sich Schotter, die leider so stark gestaucht sind, daß eine Einregelung unmöglich war. Messungen in Kernenried (608.850/212.950, 515 m) dagegen gaben eine Schüttung von SE an, was darauf hinweist, daß der Einfluß der Emme nicht unterschätzt werden darf; ob sie schon durch Schmelzwasser des Aaregletschers verstärkt war, wäre denkbar. Oberhalb Burgdorf ist das Akkumulationsniveau der Niederterrasse wieder erhalten und von Antenen (1909) und Gerber (1950) beschrieben worden.

e) Das Akkumulationsniveau der Niederterrasse

In einem vorhergehenden Abschnitt wurden Proben aus verschiedenen Schotteraufschlüssen in ein Sammelprofil aufgenommen; die Korrelierung erfolgte mit Hilfe der Bestimmung des hypothetischen Akkumulationsniveaus.

Im außermoränischen Bereich ist es und sein Gefälle einfach zu bestimmen:

Gäu (Olten–Niederbipp)	zuerst 2,5, dann	3,0‰
Aaretal (Aarburg–Boningen)		2,5‰

Die Versteilung im obern Gäu ist wohl durch das seitliche Zufließen der Aare in die Saane im Luterbacher Becken verursacht; folgt man dem Jurafuß nach W, so nimmt der Sandgehalt in den Schottern wieder zu; das Gefälle dürfte dort auf ca. 2‰ zurücksinken. Den Verlauf dieses hypothetischen Akkumulationsniveaus zeigt Fig. 6. Gleichzeitig ist dort der Talweg der heutigen Aare eingetragen.

Die starke Abweichung in der Neigung der beiden Flußprofile zeigt uns, daß offenbar eine kräftige Höhenkorrektur nötig ist, wenn wir weitentfernte Vorkommen der ältern Seelandschotter miteinander korrelieren wollen. Eine Zusammenstellung unter Zuhilfenahme der relativen Höhe über der Talsohle und eine unter Beiziehung der Lage unter dem theoretischen Akkumulationsniveau ergeben vollständig verschiedene Resultate: Ein Punkt, der im Gäu auf Aarehöhe liegt, findet sein theoretisches Gegenstück 40 km weiter im W bei Lyß fast 70 m über der Talsohle! Auf das Standardprofil Attiswil–Bernerschachen (A) projiziert, müssen also Proben von Bußwil (B) und Niederbipp (N) bei B' und N' eingetragen werden. Natürlich sind nur die beiden Extreme genannt; in Wirklichkeit werden die Schotterschichten flußabwärts an Mächtigkeit abnehmen; wie stark, wissen wir allerdings nicht; doch gilt dies wohl nur für die tiefliegenden Schotter in stärkerem Maße, nämlich für jene der Staufazies (s. o.!). Umgekehrt ist das Gefälle oberhalb Solothurn ein Minimalwert; Aeberhardt (1907) gibt für die Saane oberhalb des Großen Mooses bereits 6 ‰ an. Auf alle Fälle sind die Vorkommen intramoränischer Niederterrassen einander stratigraphisch nur in weiterem Sinne gleichzustellen.

Zwischen Attiswil und Bern kann das Akkumulationsniveau festgehalten werden, wenn man die Schotter von Wiggiswil und Gumpisberg (S. 25) noch zur Niederterrasse zählt.

Attiswil (480 m) – Gumpisberg (560 m) 21 km = 3.8 ‰
– Wiggiswil (565 m) 25 km = 3.4 ‰

Beide Möglichkeiten des Schüttungsgefälles liegen im Bereich des Wahrscheinlichen. Es scheint also, daß diese gewaltigen Schottermassen zwischen Bern und der extramoränischen Zone wirklich gleichzeitig dalagen. Dagegen fehlen am Jurafuß Schotter in der Höhe des hypothetischen Akkumulationsniveaus vollständig. Es ist deshalb wohl möglich, daß der vorrückende Rhonegletscher die Schotter aufpflügte und mit seinen Schmelzwassern weiter vorn wieder aufschüttete. Ob mit Hilfe des Aufsuchens höchster Schotterlagen gar Phasen im Vorrücken des Gletschers festgestellt werden können, ist fraglich, doch soll es hier versucht werden:

Ort	Niederterrassen-Oberkante
Müntschemier	450 m
Fräschels	485 m
Kallnach	486 m
Lyß	500 m
Studen	485 m
Bußwil	475 m
Oberwil	490 m
Leuzigen	465 m

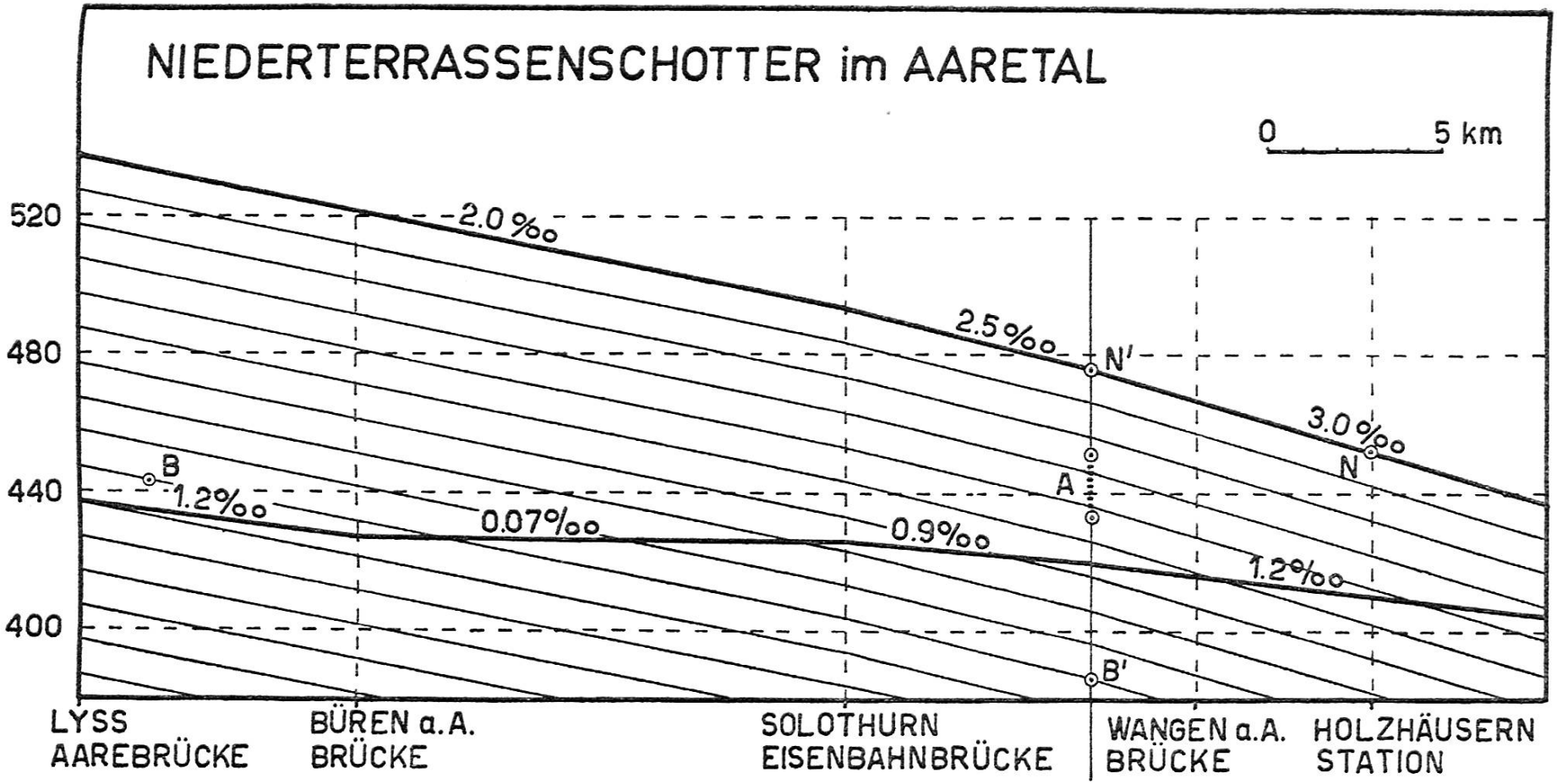


FIG. 6: Erklärung im Text

Ort	Niederterrassen-Oberkante
Lüßlingen	460 m
Solothurn	480 m
Attisholz	470 m
Attiswil	480 m

Es lassen sich also zwei etwas tiefere Zonen feststellen, im Großen Moos und W Solothurn, getrennt durch eine leichte Schwelle bei Lyß. Sie könnten alten Zungenbecken entsprechen, während vor der Gletscherstirn die Niederterrassenschotter etwas höher aufgeschüttet wurden. Besonders interessant ist die Lage der Schotter bei Lyß, handelt es sich doch dort um eine Art Engpaß zwischen Jensberg und den westlichsten Ausläufern des Bucheggberges; trotz der zu vermutenden verstärkten Gletschererosion sind ausgerechnet dort Schotter in höchsten Lagen zu finden. Die gute Zurundung zeigt allerdings, daß das vermutliche Gletscherende wohl mindestens 10 km entfernt gelegen haben muß. Irgendwelche andern Anhaltspunkte konnten sonst nirgends gefunden werden.

f) Fluvioglaziale und periglaziale Niederterrasse

Bei der Aufzählung der Niederterrassenvorkommen wurde keine Unterscheidung von Schottersträngen aus vergletscherten und nicht vergletscherten Tälern gemacht, wohl aber bei Langenthal darauf hingewiesen (S. 36), daß die Aufschüttungszeit bei den nichtvergletscherten Tälern offenbar länger ist. Bei beiden ist der Beginn der Schüttung auf die gleiche Ursache zurückzuführen: großer Schuttanfall in die Gewässer beim Verschwinden der Vegetation und der Verstärkung von Frostsprengung und Bodenfließen als Folge der Klimaverschlechterung. Das Ende der Schüttung aber ist durch zwei verschiedene Ursachen gegeben: Im Falle der periglazialen Niederterrasse (Pfaffnern, Langeten) hört die Schüttung mit der Klimabesserung auf; im Falle der fluvioglazialen Niederterrasse (Aare) endet die Schüttung mit der Entstehung von Retensionsbecken, d.h. sobald sich das Gletschereis von den Moränen des Maximalstandes loslöst. So erklärt es sich, daß die Langeten auf die Niederterrasse der Aare (Langetenast Bützberg–Murgenthal) einen mehrere Meter mächtigen Schuttkegel legen konnte, während wenig weiter weg die Zerschneidung der fluvioglazialen Niederterrasse bereits beträchtliche Fortschritte gemacht hatte. Dieser Schuttkegel hebt sich heute aus petrographischen Gründen außerordentlich schön von der liegenden Niederterrasse ab, sowohl durch die Farbe als auch durch die geringere Korngröße.

Weiter ist darauf hinzuweisen, daß periglaziale Schottersträngе dort, wo das Akkumulationsniveau der Niederterrasse nicht mehr vorhanden ist, auf ein hochglaziales Erosionsniveau ausmünden können. Das schönste Beispiel wird durch das Pfaffnerntal gegeben, welches wie die Wigger auf das

dem Brestenbergstadium entsprechende Bannwil–Bännlibodenniveau der Aare-Erosionsterrassen ausmündet. Im obern Teil der Wigger und ihrer Zuflüsse, d.h. außerhalb des fluvioglazialen Bereiches, ist ebenfalls eine periglazial-fluviatile Aufschüttung zu beobachten, die jünger ist als die fluvioglaziale Zerschneidung des Niederterrassenakkumulationsniveaus. Speziell im Pfaffnerntal kam es also zu einer eindeutig periglazialen Erosion, einem Tieferschalten bei kastenförmigem Talquerschnitt. Die ganze Schotterdecke der Talsohle ist deshalb wohl als den Untergrund korrodierende, durch die Klimabesserung fixierte Transportschicht zu betrachten, die in den letzten Phasen von oben her durch noch mobilen Schutt etwas überlagert wurde. Auch der auffällige Langeten-Schuttkegel verdankt wohl den Großteil seines Materials erst dem Ende des Hochglazials, der Zeit des Klimaumschwunges.

1.6 Polygene Schotter der Würmeiszeit

Zu diesen Schottern gehören Esker, Kames, Sander und Übergangskegel (Definitionen nach Woldstedt 1954). Es handelt sich überall um lokale, wenig weit verfolgbare Vorkommen, die den «Terrassen»-Schottern, d.h. den weithin zu verfolgenden Valley Trains, gegenüberzustellen sind. Ihre wichtigsten Merkmale:

1. Hoher Gehalt an Kristallin aus dem Einzugsgebiet des betreffenden Gletschers
   hoher Gehalt an lokalem Material, Jurakalken am Jurafuß, Molassesandsteinen im übrigen Mittelland
   oft sehr hoher Gehalt an Quarziten
   reduzierter Gehalt an blauen Alpenkalken.
2. Schlechte Sortierung, Schichten mit Geröllen bis Metergröße können mit Grusschichten wechsellagern. Stellenweise Einlagerung von gekritzten Geröllen, ja sogar Grundmoräne.
3. Schlechte Zurundung, zwischen 230 und 300 liegend.
4. Ihre Bildung hängt nicht von glazialklimatischen Gegebenheiten ab, sondern von der unmittelbaren Gegenwart von Gletschereis.

Der Ausdruck polygen ist doppelt motiviert; einmal in Analogie zur polygenen Nagelfluh, zum andern, weil die Entstehungsursachen nicht in jedem Fall gleich sind.

Solche polygene Schotter liegen z.T. direkt auf Vorstoßschottern, heben sich aber in den meisten Fällen schon von weitem erkennbar ab. Die wichtigsten Vorkommen seien hier kurz besprochen.

1. Niederbipp, Kieswerk Iff AG (620.850/233.820, 462 m). Über der Niederterrasse liegt ein Übergangskegel von 5–8 m Mächtigkeit. Die Gerölle erreichen 70 cm Länge und sind z.T. nur kantengerundet: sehr viel Kristallin und Quarzit, dazwischen teilweise lehmiger Sand. Die Einregelung zeigt eine nicht sehr gut ausgeprägte fluviatile Schüttung von SW, d.h.

von den Endmoränen des Würmmaximums her, an; auffällig ist der relativ hohe Anteil steilgestellter Gerölle (bis 12 %).

Eine feinere, gut sortierte Schotterzwischenlage zwischen zwei solchen Blockschüttungen enthält gleich viel Jura- und Alpenkalk; die Komponenten weisen oft trotz guter Rundung hickartige Schrammen auf (ohne bevorzugte Richtung, wie in Stauchendmoränen aus Schotter). Die Zurundung beträgt 275. Gegen oben wird das Material rasch feiner, es erscheinen mit Sand gefüllte Altläufe. Gefälle im Gebiet des Aufschlusses gut 20 ‰; gegen die Endmoränen (150 m) auf 40 ‰ steigend.

2. Sander auf den Erosionsniveaus der Niederterrasse; cf. S. 88.

3. Wiedlisbach, Kiesgrube Bühlen (615.400/233.000, 460 m). Unter einem nur ca. 30 cm dicken Boden sind bis 7 m schlecht gerundete Schotter aufgeschlossen, die viele Findlinge enthalten: Jura- und Alpenkalke bis 150 cm, Molassesandsteine, Granite, grüne Schiefer verschiedenster Art. Die Schichtung ist deutlich sichtbar und zeigt in der Mitte der Grube eine eindeutige starke Falte, die von der leicht nach S einfallenden Oberfläche glatt gekappt wird. Im Kern der Falte fand sich eine lehmig-sandige Masse, nur wenige cm hoch angeschnitten, die nach dem Befund der Korngrößenanalyse eindeutig als Grundmoräne aus dem Innern eines Zungenbeckens anzusprechen ist; im Skelett fanden sich zudem kleine polierte und gekritzte Kalke aus Alpen und Jura sowie eine große Zahl von 2–4 mm langen Kalkkonkretionen; der Kalkgehalt der Feinerde betrug 27½ %, in der gröbsten Fraktion gar 62 %.

Dieser Schotter liegt eindeutig auf frischer unverwitterter Grundmoräne; ob es sich um einen Kernkame im Sinne Kellers (1952) handelt, oder ob die Falte in den Schotterschichten durch den Druck des Gletschers entstanden ist, kann nicht entschieden werden.

Ebenso fehlen Anhaltspunkte dafür, wie der Scheitel der Falte abgetragen wurde; nach den lokalen Verhältnissen käme Solifluktion in Frage.

4. SE Wiedlisbach (Niederfeld, 616.600/232.900, 455 m). Hier sind in einigen Kiesgruben verschieden tief weißlich-braune, schlecht sortierte Schotter aufgeschlossen, die Liegend-Findlinge enthalten; die Bodenbedekkung ist äußerst gering. Das Liegende ist nur an einem Ort aufgeschlossen und zeigt relativ feine blau-graue Niederterrassenschotter, die gestaucht und paketweise verschoben sind. Auch die hangenden Schotter zeigen Lagerungsstörungen, ob sie aber durch Absetzung auf Toteis oder durch letzte Bewegungen des Gletschereises – es handelt sich um das Zungenbecken des jüngeren Wangener Stadiums – entstanden sind, ist unklar; einerseits findet sich liegend nirgends Grundmoräne, andererseits bilden die polygenen Schotter Hügel von 5–10 m relativer Höhe.

Diese und die unter 3 genannten Schotter liegen 500–800 m innerhalb der Moränen des jüngeren Wangener Stadiums; ihre Höhenlage zeigt, daß die Zerschneidung der extramoränischen Niederterrasse bereits kräftig ein-

gesetzt hat, lag doch das Akkumulationsniveau 2–3 km weiter im E auf 465–470 m.

5. Schotter, die als überfahrene Sander gedeutet werden müssen, dann vom Gletschereis zu Stauchmoränen aufgepflügt wurden, finden sich am Pfaffenhubel (618.225/233.450, 455 m) und am Hasenrain (618.225/234.000, 467 m) SE von Oberbipp.

6. Attiswil, Bernerschachen, Grube Gugelmann (613.800/235.530, 457 m). Unter einer Bodenschicht von knapp 1 m liegen 4 m eines schlecht gerundeten Schotters (Z_i 295), an dessen Basis einige Findlinge liegen; im übrigen enthält er erstaunlich viel Alpenkalk. Leider konnte die Deckschicht wegen ihrer vollständigen Entkalkung nicht mehr zum Nachweis einer eventuellen Grundmoränenbedeckung gebraucht werden; da aber im allgemeinen die Abweichung von der Petrographie der Niederterrasse um so größer ist, je jünger ein polygener Schotter ist, so darf vermutet werden, daß er älter ist als die nächstfolgend besprochenen Schotter und vielleicht zwischen älteres und jüngeres Wangener Stadium zu setzen ist.

7. Attiswil, Füchsen, Kieswerk Wyß (613.400/231.650, 457 m). Über den Ablagerungen des Attiswiler Sees (cf. S. 59) liegt ein Kameschotter von 2–6 m Mächtigkeit. Die Schichtung ist ausgesprochen wirr, Deltas und Kreuzschichtung wechseln mit ursprünglich horizontalen Lagen, die plötzlich mit einer Flexur steil nach unten biegen und 2 m tiefer wieder horizontal sich fortsetzen können. Der Abbau geschieht dort sehr rasch, so daß sich alle paar Wochen ein völlig anderes Bild bietet. Die Gerölle werden bis zu 1 m lang, aber gleich darunter können auch Grusschichten liegen; diese nehmen gegen den Ostteil der Grube stark zu. Am Aufbau beteiligt sich neben sehr viel Rhonekristallin vor allem Jurakalk; die obersten Schichten zeigen weiter im NW in der Scharlematt («Siggernstutz») nur noch Jurakalk. Die Schüttung kam von NW. Ein randglazialer Fluß des Brestenbergstadiums brachte einerseits das Geschiebe der vom Balmberg herkommenden Siggern, andererseits dasjenige des Galmisarmes des damaligen Gletschers.

8. Kleine, jetzt aufgefüllte Grube E Feldbrunnen (609.450/229.800, 442 m). Sehr viel Jurakalk, weniger Alpenkalk (Z_i 291) und grünes Kristallin, feiner als die Niederterrassenschotter der Umgebung. Interessant ist, daß die Jurakalke schlechter gerundet sind (Z_i 240), also eine Beimischung frischen Schuttes in aufgearbeitete Niederterrasse. Das Vorkommen liegt im Zungenbecken des Brestenbergstadiums und tritt morphologisch überhaupt nicht hervor. Auf einem ähnlichen kleinen polygenen Schotter steht die Villa Serdang W des Dorfes (608.610/229.250, 447 m).

9. Kames des Deitinger Waldes. Der NW-Teil des Deitinger Waldes fällt durch seine regelmäßige Höhe von 458–462 m auf; gegen SE wird diese Zone durch eine Reihe kaum 5 m hoher Hügel begrenzt. Gegen N und W sinkt das Gelände stufenartig um 20 m ab auf eine tiefere Terrasse, die ihrerseits bis 20 m über dem Talboden der Aare liegt. Sie ist stellen-

weise durch kleine Mulden von der höhern Terrasse losgelöst. Die höhere Terrasse ist recht einfach gebaut, wie eine Kiesgrube mitten im Wald zeigt (614.700/229.200, 460 m). Aufgeschlossen sind bis 10 m Schotter mit relativ viel Alpenkalk und Kristallin, wie sie sich in der Niederterrasse finden, aber auch reichlich Rhonekristallin. Die Körnung ist fein, der Schotter sogar ausgesprochen sandreich; oft kommen gekritzte Gerölle vor. Drei Meter unter der Oberfläche liegt eine Schicht von Sand mit Findlingen. Die Datierung ist schwierig; da in ähnlicher Höhe auf der andern Seite der Aare am Aarerain S Attiswil auch Kamesschotter vorkommen, könnte an ein Stadium oder eine Phase gedacht werden, die bis nach Wangen a. A. reichte (nicht zu verwechseln mit den bisher bekannten zwei Wangener Stadien). Wie hoch der zugehörige Austritt der Schmelzwasser im extramoränischen Bereich lag, ist schwierig zu sagen. Die regelmäßige Schichtung im Kames macht den Eindruck, daß kein Eis mehr darunter lag, so daß man an einen Zusammenhang mit dem sonst in kein Terrassensystem passenden Bännliboden W Bannwil denken kann; doch fehlen in jener Terrasse Aufschlüsse, die einen Vergleich des Materials gestatten würden.

Die tiefere Terrasse des Deitinger Waldes ist sehr uneinheitlich. Der östlichste Teil im Fuchsloch ist durch eine neue Grube aufgeschlossen (615.200/230.000, 444 m); sie besteht aus sandreichem Schotter mit kleinem kantengerundetem Walliser Kristallin. Die Schichten steigen hangparallel aus der Aareebene auf und legen sich gegen S zu allmählich horizontal. Etwa 100 m weiter im W sind bei einem 5 m in den Hang getriebenen Einschnitt zur Hauptsache Sande angeschnitten worden, die außerordentlich starke Faltungen aufweisen (cf. S. 121); das Gletschereis, an welches der Kames geschüttet wurde, scheint sich also noch etwas bewegt zu haben. Am W-Ende (Oliberg 614.230/229.560, 447 m) wird die Terrasse zu einer Art Moränenwall; die S-Seite der dort angelegten Grube wird von einem Blocklehm gebildet, die Mitte und die N-Seite aus mäßig gut sortierten und gerundeten Schottern; mehr läßt sich nicht herauslesen, da alles stark verstürzt ist. Die von H. Beck (1957: 30) beobachtete Deltaschichtung ist möglicherweise eine hangparallele Kamesschichtung. Ein Zusammenhang mit den Schottern im Fuchsloch erscheint nach dem Material zu schließen durchaus möglich. Ob jene Schotter auch durch eine Art Wallmoräne von der höhern Kamesterrasse des Deitinger Waldes getrennt werden, kann nicht gesagt werden.

Zwischen diesen beiden Aufschlüssen der tiefern Kamesterrasse liegt noch ein dritter, der aber nicht so gut ins Bild paßt, jener am Biel (614.800/229.980, 445 m). Denn hier besteht die Terrasse fast nur aus Sand, einzig hangend ist noch eine Schotterkappe zu finden. Ob die Schichtung hangparallel ist, läßt sich wegen der starken Überwachsung nicht mehr ganz eindeutig erkennen. Das Ganze macht den Eindruck einer WSW-ENE streichenden Falte und zeigt schöne Verwerfungen von 10–60 cm Sprung-

höhe (Fig. 7); es scheint, daß das Material bei der Dislokation verfestigt war, und da kommt doch wohl nur Bodeneis in Frage.

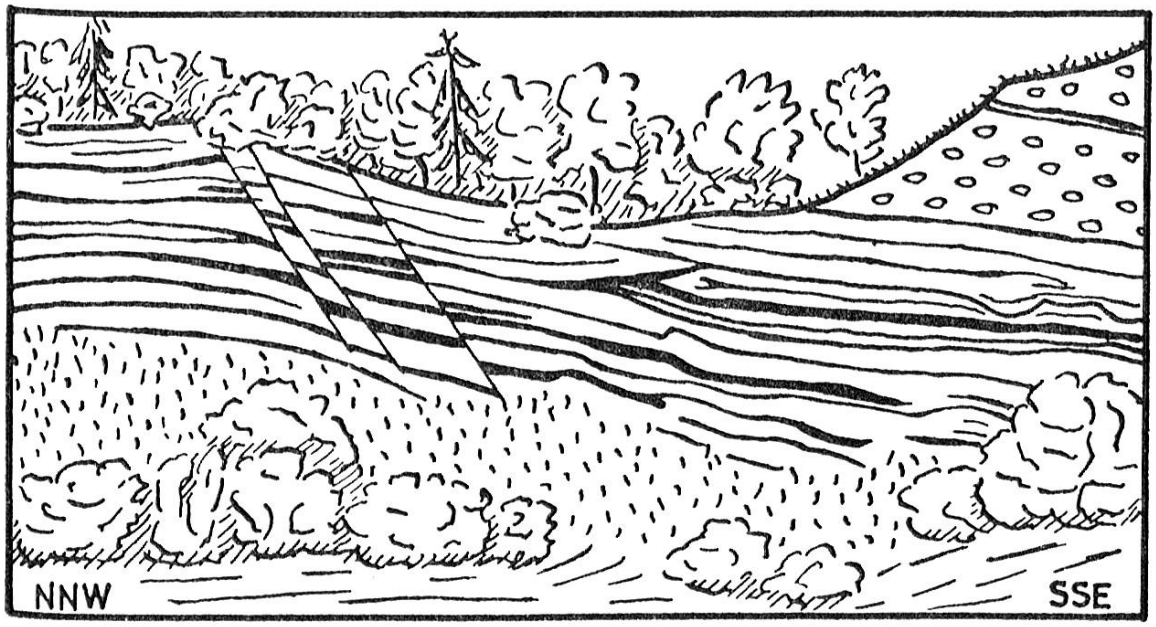


FIG. 7: Grube Biel E Deitingen (nach Foto); Kamebildung mit Verwerfungen

10. Winkelfeld E Halten (613.450/224.200, 478 m). Die Kiesgrube liegt in einem sehr flachen, kaum aus der Umgebung hervortretenden Hügel. Von oben nach unten folgen sich 2 m feiner Schotter, dann 1 m mit Geröllen bis 20 cm. Darunter folgt 1–1½ m grober ausgewaschener Schotter mit Komponenten bis 25 cm; in diesen ist eine Lehmtasche mit gekritzten Geröllen eingesenkt, und an deren Grund finden sich wenige Findlinge. Liegend wechseln feine und grobe Schotterpakete, immer ohne Sand, dafür lehmig verschmutzt; viele Gerölle sind zerdrückt. Diese liegenden Schotter sind sicher vom Gletscher überfahren, aber in einer Lage, die eine vorherige glaziale Erosion notwendig macht (die Stelle wäre sonst von Niederterrassenschottern erfüllt), also wahrscheinlich zwischen älterem und jüngerem Wangener Stadium gebildet worden. Ob die hangenden polygenen Schotter überfahren sind, ließ sich nicht feststellen; die Morphologie der Umgebung spricht dafür, aber eine Moränenüberdeckung konnte nicht nachgewiesen werden. Da in diesem Gebiet die Ausdehnung des Brestenbergstadiums bisher nicht festgelegt werden konnte, ist auch die Altersstellung der hangenden Schotter nicht bestimmbar.

11. Der Sander von Solothurn: cf. S. 94.

12. Der Esker von Lüßlingen: cf. S. 96.

13. Büetigen, Kiesgrube an der Straße nach Bußwil (592.170/217.020, 453 m). Der Aufschluß zeigt das folgende Profil:

2 m Boden, wohl abgeschwemmt

2 m feiner sandiger Schotter, braun
1 m Grundmoräne, lückenhaft
10 m Schotter, blaugrau, gut gewaschen, relativ viel Walliser Kristallin; Zurundung der Alpenkalke aber nur 263.

Da die Niederterrassenschotter der Umgebung in gleicher Höhenlage sehr gut gerundet sind (um 340), muß er jünger sein; da er ein relativ weites Zurückschmelzen des Eises voraussetzt, aber doch wieder eindeutig vom Gletscher überfahren wurde, verlegen wir seine Bildung in das Interstadial bzw. die Interphase vor dem Solothurner Stadium. Der geringmächtige hangende Kamesschotter gehört in die Zeit des endgültigen Abschmelzens des Eises. Er ist wahrscheinlich identisch mit den von W. Staub (1950: 113) festgestellten nicht mehr von Moräne bedeckten Rückzugsschottern, die Terrassen bei Dießbach–Büetigen in 450–460 m Höhe bilden sollen.

14. Müntschemier, Kieswerk E Dorf (578.200/205.100, 450 m). Dies ist wohl das schönste Beispiel eines Kamesschotters, das gegenwärtig aufgeschlossen ist (Fig. 8).

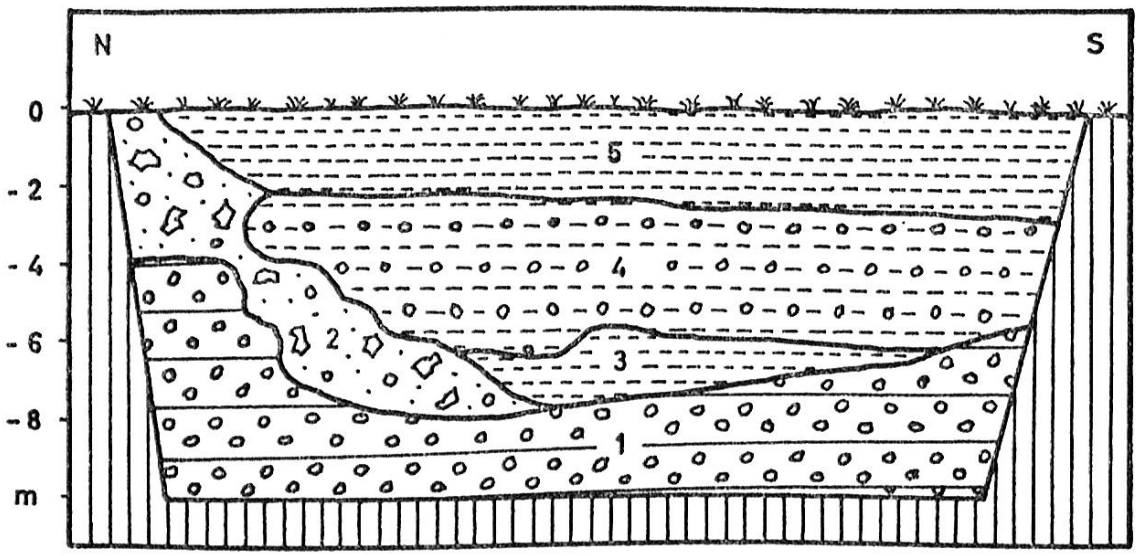


FIG. 8: Kieswerk in Müntschemier; Erklärung im Text

Das Profil zeigt folgendes:

1. Schotter, blaugrau, relativ sandreich, gut gerundet, von S geschüttet; Niederterrasse; Erosionsoberfläche
2. Grundmoräne, durch spätere Erosion lückenhaft
3. fluviatil geschichteter Sand
4. Sand mit feinen Schotterschnüren; praktisch alle Kalke fein gekritzt, z.T. poliert; größte Gerölle ca 4 cm. Schüttung von WNW
5. fluviatil geschichteter Sand

So weit im W macht sich nun bei den Kamesbildungen das durch die

glaziale Übertiefung fehlende Gefälle bemerkbar; so lässt sich erkennen, daß offenbar keine richtige Grenze zu verwaschenen Moränen besteht; Kames können unter Umständen schon eher als Residualbildungen bezeichnet werden.

15. Großaffoltern, aufgelassener Sandsteinbruch und Kiesgrube im Schattholenwald zwischen Ammerzwil und Ottiswil (592.920/214.400, 550 m). Aufgeschlossen sind ca. 10 m knaueriger Sandstein, darunter 1 m bunte Mergel und Tone des Aquitanien; nördlich angelehnt liegen auf den Mergeln ca. 4 m sehr feine polygene Schotter; darin finden sich mehrere Findlinge, u.a. zwei große Blöcke einer gut verkitteten pleistozänen Nagelfluh (das Anstehende dazu ist nirgends mehr vorhanden), dann Molasseknauer und Gerölle aus sehr tonigen Mergeln. Interessant ist die Lage auf der Wasserscheide zwischen Lyßbach- und Limpachtal.

16. Lyßach. S der Station liegt, SW-NE streichend, ein 400 m langer, bis 10 m hoher Hügel, der beim Punkt 610.910/212.410 angeschnitten ist. Ein Querschnitt zeigt unten 20–30° nach SE einfallende Sand- und Grusschichten, die oben durch eine taschenförmige Zone diskordant überlagert wird. Über das Ganze liegt schief nach SE fallend eine Schotterkappe. Äußere Form und Schichtung lassen einen Esker erkennen, der wohl im Toteis des Brestenbergstadiums entstanden ist.

17. Eine große Zahl weiterer glazigener Schottervorkommen finden sich im Gebiet zwischen Reichenbach/Zollikofen und Hindelbank und sind von Nußbaum (1923, 1927) beschrieben, aber etwas anders gedeutet worden.

Ergebnis.

Polygene Schotter sind im ganzen Gebiet stark verbreitet, und fast überall ist die Aufdeckung neuer kleiner Vorkommen möglich. Die häufigste Art der Aufschüttung ist die in Form eines Kames; denn als die Toteismassen des Rhonegletschers langsam schrumpften, waren eigentlich an jedem Hang die Bedingungen für solche Bildungen gegeben. Das Material stammt zu einem guten Teil aus der Moränendecke; stellenweise wurden die gröbern Bestandteile nicht einmal richtig bewegt, so daß Kritze und Politur an Kalken oft unberührt blieben. Auf dem Weg der randglazialen Bäche wurde die Grundmoräne oft vollständig entfernt, an andern Orten liegt sie noch zwischen Kamesschottern und Unterlage. Besteht die Unterlage aus Niederterrassenschottern, entsteht so der Eindruck einer Verzahnung von Moräne und Schotter im Sinne Pencks; daß dies möglich ist, hat eben Andresen (1962) wieder gezeigt. Im ganzen bearbeiteten Gebiet hingegen konnte kein einziger echter Fall von Verzahnung nachgewiesen werden, immer lag die Moräne zwischen zwei genetisch grundverschiedenen Schottern (cf. Müntschemier). Damit werden aber auch verschiedentlich vermutete Gletscherstände W Solothurn bis ins Große Moos in Frage gestellt, und es besteht ohne weiteres die Möglichkeit, daß dies auch weiter gegen W der Fall sein könnte.

Der Untersuchung der verschiedenen Schottertypen kommt heute vor allem ein Umstand entgegen: Früher herrschten viele meist wenig tiefe Kiesgruben vor, in denen oft nur die polygenen Deckschichten erschlossen waren; heute konzentriert sich der Abbau auf wenige große Kieswerke, in denen der oberflächliche Charakter der Kames erst richtig erkannt werden kann.

1.7 Spätglaziale Schotter

Diese Schotter sind unter der Bezeichnung «jüngere Seelandschotter» bekannt. Dazu gehören zwei große Schwemmkegel, jener der Aare/Saane ins Große Moos und jener der Emme zwischen Luterbach und Burgdorf. Dieser zweite sei etwas eingehender besprochen.

a) Petrographie

Die Schotter sind ähnlich wie die Niederterrassen zusammengesetzt, doch sind die blauen Alpenkalke nicht mehr so häufig, die Quarzite und das saure Kristallin aus der Nagelfluh des Emmentals um so besser vertreten. Im untern Teil macht sich auch der Einfluß der Seitenerosion bemerkbar; so fand sich bei Koppigen Gabbro aus dem Saastal, weiter flußabwärts immer häufiger anderes Rhonekristallin; im Raume von Deitingen spielt auch der Jurakalk eine ziemliche Rolle; er stammt wahrscheinlich aus der von N einmündenden Siggern.

b) Morphometrie

Die Zurundung ist sowohl beim Alpenkalk (357) wie beim Jurakalk (337) ganz beträchtlich; gegen S nimmt sie nur unmerklich ab und beträgt bei Koppigen noch 350. Nimmt man statt der Mittelwerte die Medianwerte, so ist die Abnahme etwas stärker, von 350 auf 337. Die Abplattung gibt ein auffälliges Merkmal für die Schotter des untersten Kegelabschnittes, denn sie ist mit 2,67 erheblich höher als die aller umliegenden Schotter; gegen S zu sinkt sie auf ein «normales» Maß ab, bei Koppigen 2,24.

c) Die Schüttung

Die Schotter sind im allgemeinen gut gewaschen und erreichen im Raume Luterbach–Deitingen nach Furrer (1948) über 15 m, nach Jäckli (1958) über 28 m Mächtigkeit. Im Gebiet der heutigen Emmeschächen treten auch schlecht gewaschene Schotter auf, doch scheinen diese beträchtlich jünger zu sein.

Das Ende der Akkumulation ist durch die Aufschüttung einer unzusammenhängenden Decke von Auesanden und -lehmen gekennzeichnet, die bis 6 m mächtig werden kann. Stellenweise liegen zuoberst bis 2 m blauer feiner Lehm, besonders unter dem Affolterwald bei Derendingen. Das Gefälle des Emmeschuttkegels beträgt im untersten, nördlichsten Teil 4½‰

und nimmt flußaufwärts bis Burgdorf auf 6 ‰ zu. Lokal treten Störungen durch aufragende Molassehügel auf. Im eigentlichen Emmental liegt der Fluß stellenweise direkt auf Molasse, wohl epigenetisch, so daß das Gefälle unregelmäßig wird. Unterhalb Burgdorf verbreitert sich der Schuttkegel vom relativ engen Talboden auf 5 km bei Schalunen, 6 km bei Utzenstorf, dann schrumpft er bei Subingen auf knapp 3 km zusammen. Auf einer Breite von wiederum 6 km stößt er rechtwinklig auf die Aare, von Zuchwil bis über Deitingen hinaus. Dabei drängt er die Aare sichtlich gegen den nördlichen Talhang, der deshalb ganz kräftig unterschnitten wurde.

Auf der ganzen Länge begleiten durch Seitenerosion entstandene steile Raine den Schuttkegel. Seitentäler wurden zurückgestaut, so daß es zu ausgedehnten Versumpfungen kam, nämlich im Limpach- und Urtenental, und auf der östlichen Talseite das Tal des von Höchstetten kommenden Chrümelbaches. Ein Rückstau in viel größerem Ausmaße trat bei der Aare hervor, wo der bereits bestehende Solothurner See um mehrere Meter aufgestaut wurde.

Aareabwärts geht der Schwemmkegel in das untere «Erosionsniveau» der Niederterrasse über; wie mächtig die Einschüttung eigentlich ist, und wie weit flußabwärts sie reicht, ist unbekannt.

d) Entstehung

Über die Auflagerungsfläche wissen wir relativ wenig. Beim Pumpwerk Koppigen hat Mollet (1945) das folgende Profil aufgenommen:

5 m	jüngere Seelandschotter
4 m	Grundmoräne
x + 16 m	Niederterrassenschotter

Verschiedene andere Bohrungen, deren Protokolle mir zuvorkommenderweise vom Wasserrechtsamt des Kantons Bern zur Einsicht gegeben wurden, zeigen im Gebiet der Gemeinden Utzenstorf–Wiler–Zielebach unter Emmeschottern verschiedener Mächtigkeit immer Grundmoräne, hier auf Molasse aufliegend. Die Bohrungen für die Grundwasserfassungen der Stadt Grenchen bei Obergerlafingen–Recherswil lassen leider in keinem Falle erkennen, um was es sich bei den unter den Schottern liegenden Lehmen eigentlich handelt; doch liegt die Vermutung nahe, daß es Grundmoräne, eventuell mit Seeletten überlagert, ist. Auf alle Fälle ist der junge Emmeschuttkegel eindeutig jünger als das jüngste der in diesem Gebiet zu beobachtenden Gletscherstadien, d.h. jünger als das Hauptwürm. Zudem stimmen weder die Schüttungsrichtung noch die petrographische Zusammensetzung noch die Zurundung mit Schottern aus der Abschmelzphase der letzten Toteismassen überein (das schließt nicht aus, daß an der Basis der Schotter, direkt auf der Grundmoräne, noch Kames oder Esker liegen), sondern der Charakter ist absolut jenem eines glazialklimatischen («Vor-

stoß»-)Schotters, d.h. der Niederterrasse und der Hochterrasse zu vergleichen.

Einen Anhaltspunkt dafür, wie weit der Rhonegletscher schon zurückgeschmolzen sein mußte, als es zu dieser starken Klimaverschlechterung kam, erhalten wir durch die Tatsache, daß die Aare bzw. ihr hauptsächlichster Schuttlieferant, die Saane, einen analogen Schwemmkegel aufgeschüttet hat; das Bindeglied für die altersmäßige Gleichstellung wird durch die Verzahnung beider Schuttkegel mit den Ablagerungen des Solothurner Sees gegeben. Also hatte der Rhonegletscher damals das Gebiet zumindest des Großen Mooses freigegeben.

Einen weitern Anhaltspunkt bilden die Torffunde in den Emmeschottern, und zwar handelt es sich um zwei Funde, die bei den Bohrungen für die Wasserversorgung der Stadt Grenchen durchgeführt wurden:

Obergerlafingen (611.250/222.150, 465 m)
490 cm Kies, Geröll und Sand
60 cm grauer sandiger Lehm
220 cm Kies, Geröll und Sand
20 cm junger Torf mit Holz
620 cm Kies, Geröll und Sand
liegend gelber magerer Lehm

Recherswil (612.875/222.640, 460.5 m)
190 cm sandiger Lehm
380 cm stark sandiger Kies
80 cm Torf, Holz
120 cm Kies
liegend gelber Lehm

Auf das Hochglazial muß also eine relativ warme Zeit, ein echtes Interstadial, gefolgt sein. Die Vegetation war genügend, um bei der folgenden kräftigen Klimaverschlechterung Material zur Bildung von Schwemmtorflagern zu liefern. Ob es sich dabei um das Alleröd und die jüngere Dryaszeit handelt, kann leider mangels pollenanalytischer Untersuchung der Rückstände nicht gesagt werden. Auf alle Fälle scheinen hier gewichtige Gründe für die von Ampferer (1929) verfochtene Annahme einer Schlußvereisung zu sprechen.

Wie weit die Gletscher in dieser Zeit vorstießen, ist noch nirgends zu belegen; doch könnte das Genf-Moudon-Stadium des Rhonegletschers und das Thunstadium des Aaregletschers hierher gehören.

1.8 Postglaziale Flußablagerungen

a) Schlammsande der Aare

Zwischen Büren a.A., Safnern und Brügg finden sich eine große Zahl von Altläufen der Aare und auch der Zihl; sie können zehn Meter Tiefe

erreichen und sind mit einem feinen Schlammsand erfüllt, der stellenweise ganze Eichenstämme enthält.

Zwischen Attisholz und Bernerschachen findet sich nach Furrer (1948) eine mächtige Schlammsandrinne, deren Tiefe E der Emmemündung mehr als 35 m beträgt; 25 m unter dem heutigen Aarespiegel fanden sich noch Pollen der Eichenmischwaldzeit. Also muß eine merkliche Erosion in den spätglazialen Emmeschottern stattgefunden haben; das Umkippen von der Akkumulation zur Erosion ist ja durch die Lehm- und Sanddeckenbildung und eine ausgedehnte Mäandrierungsphase (cf. S. 93) gekennzeichnet. Wie tief die Einschneidung ging, wissen wir nicht, da ja weiter unten interglaziale Sande folgen (cf. S. 104), die vielleicht den obengenannten 35 m zur Erklärung dienen könnten. Nehmen wir das sichergestellte Maß von 25 m der Eichenmischwaldzeit; da die Aare in Mäanderbogen bis 12 und mehr Meter tief werden kann und bei Hochwasser zudem der Untergrund in beträchtliche Tiefe aufgearbeitet wird, können wir mit gutem Gewissen 15 m abziehen und erhalten so einen Wasserstand der Aare, der mindestens 10 m tiefer lag als heute. Dieser Befund deckt sich allerdings schlecht mit der Tatsache, daß die Aare offenbar seit der Zeit der Mäandrierungsphase ihr Bett bei der Emmemündung nicht mehr verlegt hat; dort liegt aber der Molasseuntergrund auf 419 m Höhe, d.h. es muß eine Spiegelhöhe von mindestens 421 m angenommen werden oder 3 m weniger als heute; immerhin mag tatsächlich eine etwas stärker ausgeprägte Stromschnelle bestanden haben. Ob der folgende Kolk bei Hochwasser entsprechend tiefer aufgearbeiteten Untergrund aufwies, so daß Eichenmischwaldpollen so tief zu liegen kommen konnten, ist denkbar. Auf alle Fälle ist mit der Annahme starker Aufschüttungsbeträge im Postglazial Vorsicht geboten.

b) Rezente Auelehme

Sie bedecken meist die flußnahen Schächen (Mäanderniveau des Postglazials) an Aare und Emme. Größere Ausdehnung und Mächtigkeit erreichen sie im Gebiet der alten Aare zwischen Aarberg und Büren a.A.

c) Rezente Emmeschotter

Ein relativ schmaler Streifen im Emmeschuttkegel, der Emmenschachen, wird durch den Fluß ständig aufgearbeitet und der Schutt bei jedem Hochwasser etwas weiter talwärts verfrachtet. Diese Schotter sind gröber als jene des Emmeschuttkegels und oft schlecht sortiert; doch ist die Zurundung mit 355 sehr gut, die Abplattung (2,47) relativ hoch. Nach Furrer (1948) enthalten sie bis in 10 m Tiefe Ziegelstücke, was allerdings nicht mit einer entsprechenden Aufschotterung gleichzusetzen ist.

1.9 Zusammenfassung

Im Untersuchungsgebiet finden sich eine sehr große Zahl von Schottervorkommen verschiedenen Alters und verschiedenartiger Entstehung. So

können wir einerseits Schotter mit den drei Eiszeiten Mindel, Riß und Würm sowie einer kleinen «Schlußvereisung» in Zusammenhang bringen; andererseits kann auch die Entstehungsweise zur Einteilung dienen, wo wir glazialklimatische und glazigene Schotter auseinanderhalten müssen.

Die glazialklimatischen Schotter hängen mit einer Klimaverschlechterung zusammen und sind weitausgedehnte Bildungen, die sich auch in unvergletscherte Täler hineinziehen; ihr hauptsächlichstes Merkmal ist die Einheitlichkeit des aufbauenden Materials.

Die glazigenen Schotter sind an das Vorhandensein von Gletschereis oder zumindest an dessen Nähe gebunden, also Kames, Esker, Sander und Übergangskegel; ihre Vorkommen sind lokal und lassen sich selten direkt mit andern in Verbindung bringen. Entsprechend schwankt auch das Aussehen des Schottermaterials.

Die Aufgliederungsmöglichkeiten sind im Untersuchungsgebiet optimal, da das Gletschereis aus dem Einzugsgebiet eines fremden Flusses stammt.

Als Hoch- bzw. Niederterrassenschotter werden nur solche bezeichnet, die zu den großen glazialklimatisch bedingten Schotterzügen gehören, während die andern als polygene Riß- bzw. Würmschotter abgetrennt werden.

2. SEEBILDUNGEN

2.1 Der interglaziale Jurafußsee

Im letzten Interglazial muß aus verschiedenen Gründen im Gebiet zwischen Gäu und Bielersee, eventuell noch weiter nach W und SW, ein See oder eine Kette von Seen vermutet werden. Wie in einem frühern Abschnitt dargelegt wurde (S. 25 ff.), sind aber bisher noch nirgends eindeutig lakustre Bildungen aus jener Zeit gefunden worden.

2.2 Der Burgdorfer Stausee

Im Würmhochglazial staute der Rhonegletscher bei Burgdorf die Emme zu einem See auf. Die darin abgesetzten Stauletten sind von Antenen (1909) und Gerber (1950) beschrieben worden.

Die glazialklimatische Aufschotterung, d.h. die Niederterrassenbildung, ließ einen Talboden entstehen, der S Oberburg in 567 m Höhe lag, als der Aufstau begann; dieser führte zu einer Überdeckung mit rund 30 m Stauletten. Diese sind, als Zeichen der vollständigen Seeauffüllung, mit einer dünnen Schotterschicht überlagert. Im Haupt- wie in den Seitentälern machte sich weithin ein kräftiger Rückstau bemerkbar, so daß es zu ausgedehnten Aufschotterungen kam, da ja aus klimatischen Gründen die Schuttzufuhr gerade jetzt ihren Höhepunkt erreichte.

Die Aufschüttung hörte auf, als die Einschneidung des randglazialen Tales Burgdorf–Wynigen auf das Niveau der heute vorhandenen Seeabla-

gerungen abgesunken war. Wie hoch der Stauseespiegel ursprünglich war, ließ sich bisher nicht feststellen. Die Verhältnisse E Burgdorf lassen einen Stand von ca. 640 m erwarten. Nach den geologischen Aufnahmen von Gerber (1950) reichte der Rhonegletscher zur Zeit seines Maximalstandes über das randglaziale Entwässerungstal Burgdorf–Wynigen hinaus; damit wäre ein Seeaufstau bis ca. 710 m anzunehmen. Hinweise darauf fehlen, ebenso auf eine zu jener Zeit funktionierende Entwässerungsrinne für die Emme. Möglicherweise fand das Wasser, im See geklärt, einen Ausweg durch Gletscherspalten.

2.3 Der Gettnauer Eisstausee

Beim Kieswerk am Stalden E Gettnau liegen über Niederterrassenschottern ca. 8 m feinen Materials, nämlich von oben nach unten:

100 cm	Grobsand
350 cm	lehmiger Feinsand
233 cm	Stauletten
ca. 100 cm	Sand

Die Stauletten wurden genauer untersucht und in natürlichem Maßstab aufgenommen. Die folgenden Angaben verstehen sich in mm über der Unterkante der Letten.

Erstes Merkmal ist die Zweiteilung der Letten durch eine Sandeinlagerung von 1145–1420 mm. Sie läßt sich unschwer als Einleitung einer «Schüttungsphase» erkennen, da sie gegen unten scharf begrenzt ist, gegen oben aber allmählich in die angrenzenden Letten übergeht. Ob die liegende Sandschicht zwischen Niederterrasse und untern Letten gleich zu deuten ist, ist nicht sicher, macht aber diesen Eindruck. Diese Sande sind schlecht aufgeschlossen, grau und gegen oben leicht lehmig; die obersten paar cm werden graubraun.

DIE UNTERN LETTEN

Sie gehen ohne scharfe Grenze aus den liegenden Sanden hervor:

bis 96 mm	grauer Lehm, liegend leicht sandig
97	violetter Lehm
107	grauer Lehm
109	violetter Lehm
128	grauer Lehm
130	violetter Lehm
	dreimaliger Wechsel, drei Jahreszyklen?
323	grauer Lehm, geschichtet, mit sandigen und braungrauen Lagen (Lehm aus Moräne oder Abgeschwemmtes): verstärkte Schüttung

455	Rutschung: zwei Zyklen grau und violett, Lehm
470	zwei Zyklen grau und violett, Lehm
575	grauer Lehm, geschichtet
632	violetter Lehm; Riesenzyklus; vgl. Analysenresultate
704	geschichteter Lehm, braun, braungrau, gelbgrau, grau; verstärkte Gletscherbewegung?
893	fünf Zyklen blaugrau und grau, Lehm bzw. Feinsand
911	fünf Zyklen graublau und gelbgrau, Lehm.

Totale Sedimentation also 911 mm; dabei lassen sich 18 Zyklen erkennen. Dies ergäbe bei einer Deutung als Warven eine mittlere jährliche Sedimentation von 45,6 mm, ein Betrag, der sich kaum mehr rechtfertigen läßt. Zieht man aber die außerordentliche Nähe des Gletschers in Betracht, die zur Bildung fast sandiger dicker Lagen führte, so darf dennoch die Behauptung gewagt werden, daß sich diese untern Letten innert 18 Jahren gebildet haben. Das sedimentierte Material stammt, wie eine genauere Betrachtung zeigt, nicht aus der Gletschertrübe allein. Die dickern grauen Schichten – Sommerschichten – enthalten verhältnismäßig viel grobes Material und zeigen damit, daß die Strömungen im Stausee ziemlich stark waren; in der Fraktion 0,1–0,2 mm findet sich zur Hauptsache gebrochener Quarz und viel Feldspat; das Maximum der Korngrößenkurve liegt in der γ-Schlufffraktion, ein sekundäres in der Tonfraktion. Die dünnern violetten bis blaugrauen Winterschichten dagegen bestehen zu 36% aus Ton. In der spärlich vorhandenen Fraktion 0,1–0,2 mm finden sich Bruchstücke von Sandstein und Kieselkalk und eine beträchtliche Menge von Limonitkonkretionen; diese müssen aus einem umgelagerten Boden stammen, d.h. das Material stammt z.T. vom nahen Molassenhang. Weshalb aber nur in die Winterschichten solches Denudationsmaterial eingelagert wurde, ist unklar; vielleicht hängt es mit der lokalen Schneeschmelze im Frühling zusammen.

SANDZWISCHENLAGE UND OBERE LETTEN

In den untern Letten wurde die Schichtung gegen oben immer feiner, die Sedimentation war gewissermaßen am Ausklingen. Die neue Schüttungsphase beginnt mit gekritzten und polierten Kalken (2 Stück bei 1 m Aufschlußbreite), die zweifellos vom Treibeis eines kalbenden Gletschers stammen. Sie sind von einer Sandschüttung von 275 mm zugedeckt worden. Die graubraune Farbe weist auf relativ schlechte Sortierung hin. Darüber folgen die jüngern Seeletten:

bis 94 mm	über fünzig violette Lehmschichten mit einem Glimmerbändchen, starke Schüttung; ein Winter?
367	fünf Zyklen grau und violett, Lehm; Übergang von grau zu violett verschwommen; Winterschichten doppelt so dick wie Sommerschichten!
585	Rutschung, grauer Lehm, z.T. sandig, graded bedding

945	acht ein halb Zyklen, graublau und grau, lehmig; letzter Zyklus graugraublau 184 mm
1107	grauer Lehm, geschichtet, bei 1060 zwei gekritzte polierte Kalke, neuer Gletschervorstoß?
1141	graubrauner sandiger Lehm, geschichtet.

Hier schließen 3,5 m geschichteter lehmiger Sand, graubraun, an. Grobsand und zuoberst wenige Gerölle scheinen das Ende der Akkumulation zu bedeuten. Sechzehn Sommer sind zu erkennen, falls die Deutung der Zyklen richtig ist; in der Summe hatte der See also eine Lebensdauer von 34 Jahren, was in Anbetracht der schuttreichen Zuflüsse (kleine Emme, Wigger, Schmelzwasser des Reußgletschers) wohl möglich sein kann.

Über die Spiegelhöhe s.S. 112-113.

2.4 Der Glazialsee von Wangen a.A.

Er wird von H. Beck (1957) auf Grund vermeintlicher Deltaschichtungen am Oliberg und Biel bei Deitingen gefordert; doch wurde vordem gezeigt (S. 47), daß es sich dort um Kamesschichtung handeln muß, außerdem ist nirgends eine Übergußschichtung zu erkennen, die die Bestimmung eines Seespiegels ermöglichen würde. Daß es beim Rückzug von den jüngern Wangener Endmoränen zu einer Seebildung kam, zeigen die Ablagerungen S Attiswil, die im nächsten Abschnitt besprochen werden. Desgleichen ist wohl anzunehmen, daß die starke Eintiefung in der extramoränischen Niederterrasse zwischen älterem und jüngerem Wangener Stadium mit der Bildung eines Schuttretensionsbeckens hinter der Eisrandlage zusammenfallen muß; doch sind aus jener Periode keine Ablagerungen bekannt geworden.

2.5 Der Attiswiler See

Im großen Kieswerk Wyß am Aarerain S Attiswil (613.400/231.600) zeigen die Niederterrassenschotter eine Erosionsoberfläche, die von 440 m im W regelmäßig aufsteigt und bei 457 m in die W-Seite des Hohbüels übergeht; auf der Höhe dieses Hügels wurden sie bei einer Sondiergrabung auf 480 m wiedergefunden. Diese Erosionsfläche ist mit einer 2–8 m dicken Grundmoräne überzogen, die von einem hangaufwärts fließenden Gletscher abgelagert wurde. Unter der Kote 453 geht die Grundmoräne nach oben in eine lockere Masse gleicher Farbe über; diese ist etwas feiner, zeigt ein Korngrößenbild wie verlehmter Löß oder geröllfreie Grundmoräne, denn Komponenten über 0,5 mm sind nicht enthalten. Unregelmäßig verteilt finden sich Lößkindl bis zu 3 cm. Die Bildung setzt gerade am Steilrand zur Aareebene ein und wird gegen NW immer mächtiger; in der Grube selbst sind 6–7 m aufgeschlossen, dann mußte der Abbau eingestellt werden. Eine 20 m tiefe Bohrung weiter im NW erreichte den Grund nicht.

Die Entstehung dieser lehmigen Masse ist unklar; das Material ist unsortiert wie echte Grundmoräne, enthält aber keine Steine und ist ungepreßt, locker und durchlässig. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um einen Zungenbeckensee; durch die abnehmende Eisdicke bei fortdauernder Eisbewegung wurde die Grundmoräne nur noch in ihren obersten Teilen bearbeitet, so daß nur noch Feinmaterial übrigblieb. Diese Masse schmolz aus Treibeis im abflußlosen See aus und füllte ihn auf. – Später, während des Brestenbergstadiums, wurde alles von Kamesschottern überschüttet (cf. S. 47).

2.6 Der Solothurner See

a) Niveau 448 m

(neuer Wert, entspricht dem alten von 450–451 m)

Postglaziale Deltas am Neuenburgersee in der genannten Höhe veranlaßten Favre (1883), einen großen See anzunehmen, der sich bis zu den Endmoränen von Solothurn erstreckte. Bärtschi (1913: 191) fand ebenfalls Schotter mit Deltastruktur in der Gegend von Galmiz, Löwenberg, Murten und Greng in der gleichen Höhe. Dazu stoßen neuerdings Beobachtungen anderer Höhenlagen; so fand Rumeau (1954) an der Arbogne E Payerne unter vier Kames in verschiedener Höhenlage noch einen Schuttkegel auf 485 m. Im ganzen bearbeiteten Gebiet E des Großen Mooses konnte jedoch nirgends eine Spur dieses Seestandes gefunden werden. Vor allem lassen sich nirgends Argumente für eine Endmoränenbarriere der entsprechenden Höhe bei Solothurn finden (cf. S. 94 ff.); zur Zeit der Bildung dieser Deltas lag der Abfluß der Aare in der Gegend von Wangen a.A. bereits um mindestens 10 m tiefer, so daß der Aufstau auch nicht von dorther kommen konnte. Man muß deshalb wohl annehmen, daß die stauende Ursache in Toteiskörpern begründet liegt. Damit würden die Deltas zu späthochglazialen Bildungen.

b) Niveau 429 m

SEDIMENTE

W der Stadt Solothurn breitet sich bis Büren a.A. eine große Ebene ohne Gefälle aus; ihre Höhe schwankt zwischen 428 und 429 m; die Unterschiede sind wohl auf verschieden starke Setzung zurückzuführen. Die oberste Schicht ist meist torfig mit starkem Lehmgehalt; gegen den Jura zu findet sich darüber noch ein bis 10 m dicker und bis 1 km breiter Streifen von Hanglehm und Bachschutt, der in tiefen Lagen aber mit den Seeablagerungen verzahnt ist. Unter dem Torf finden sich in untiefen eutrophierten Buchten am S-Rand des Sees Seekreideablagerungen. Zwischen Leuzigen und Nennigkofen fand sich beim Bau der Wasserleitung Recherswil–Grenchen Seekreide auf 428 m; ihre Untersuchung ergab folgende Fossilreste:

Pflanzen: Stengelstücke von Phragmites communis

Mollusken:	Wassermollusken:	Bulimus tentaculatus (L.)
		Bathyomphalus contortus (L.)? Bruchst.
		Valvata cristata (Müll.)
		Valvata macrostoma (Steenbuch)
		Pisidium casertanum (Poli)
	Landschnecken:	Helix pomatia (L.) Bruchst.
		Clausilia plicatula (Drap.) Bruchst.
		Carychium minimum (Müll.)
		Retinella radiatula (Alder) Bruchst.
		Vallonia pulchella od. helvetica
		Vallonia costata (Müll.)

Zahlenmäßig überwiegen die Wassermollusken; der hohe Gehalt an Verunreinigungen der Seekreide läßt annehmen, daß die Landschnecken auch eingeschwemmt worden sind. Die andern Bestandteile weisen auf eine Wassertiefe von ca. 1 m hin, was wiederum ein Seeniveau von 429 m bestätigt. Doch kam es an dieser Stelle nicht zu einer normalen Verlandung, denn die Fundstelle ist mit blauen Seeletten überdeckt; diese enthalten aber reichlich Schilfreste. Alle Reste sind eindeutig warmzeitlich (postglazial).

Unter der torfigen oder humosen Überdeckung und der Seekreide finden sich blaue Seeletten, die nach unten in sandige Tone übergehen. Über der liegenden Grundmoräne wechselt die Farbe über grau zu braun. In der Nähe von Bacheinmündungen treten naturgemäß Einschwemmungen brauner Sande und Lehme auf. Die Mächtigkeit der Seeauffüllung beträgt nach Mühlberg (1911) im Brüel W Solothurn (ca. 605.850/228.200) 46,5 m; darunter folgt nach 11,5 m Grundmoräne die Molasse. Am obern Ende des heute noch erhaltenen Seebodens, bei Safnern, betrug die Seetiefe nach Antenen (1936) ebenfalls 46 m.

DIE AUSDEHNUNG DES SEES

Die östliche Begrenzung ist dank der starken Bautätigkeit und verschiedener Bohrungen recht gut bekannt.

Bei der Bahnunterführung Gibelinstraße in Solothurn (606.565/228.650) wurde im Aushub, der auf gut 429 m hinunterreichte, kein Anzeichen von Seebildungen festgestellt; 100 m weiter im S dagegen sind die blauen Seeletten bereits über 2 m mächtig. W des Stadtzentrums fand sich blauer Seeton mit Treibholz unter 4 m Aufschüttung beim Migros-Markt an der Westringstraße (607.180/228.440, 433 m).

Im eigentlichen Stadtgebiet fanden sich blaue Seeletten beim Neubau S des Volkshauses an der untern Schöngrünstraße (607.450/228.135), beim Neubau Kleider-Frey am Klosterplatz (607.480/228.470) und in den Bohrungen für Eisenbahn- und Rötibrücke. Mitten in der Altstadt fand sich das alte Seeufer unter dem Hotel Roter Turm in Form einer torfigen Lehmlage auf 428 m (607.440/228.495.)

Eine große Zahl von Grundwasserbohrungen im Gebiet Aarmatt und Zuchwil–Unterfeld bestätigen den Befund von Mühlberg (1911), daß sich die Seeletten mit Schottern und Sanden des Emmeschuttkegels verzahnen; d.h. die Aufstauung des Sees auf die Kote 429 geschah gar nicht durch die Endmoränen von Solothurn.

Hier mag noch bemerkt werden, daß die einheitliche Höhe der Aareebene W Solothurn wohl nur so erklärt werden kann, daß der See vollständig verlandete und, wie es die vielen Schilfrhizome in den obersten Schichten zeigen, zu einem riesigen Schilfmeer wurde, ehe die Aare sich in den Emmeschuttkegel einschnitt. Heute liegt der Aarespiegel in Solothurn auf ca. 426 m oder 3 m tiefer als der alte See. Im W reichte der See über Safnern–Orpund–Nidau ins Gebiet der drei Juraseen, die damals alle zusammenhingen und sich bis Orbe erstreckten, d.h. 100 km weit. Bei Safnern zweigte ein Arm ab und umfaßte das Große Moos, Murtensee und das Broyetal bis etwas über Payerne hinaus. Die ganze Fläche betrug theoretisch ca. 570 km^2; doch als der Aufstau die volle Höhe von 429 m erreicht hatte, war das Aaredelta gleichzeitig gewachsen und bedeckte im Großen Moos eine Fläche von mindestens 50 km^2. Die Auffüllung geschah also praktisch gleichzeitig mit dem Aufstau, wie schon die Betrachtung der Aareebene W Solothurn gezeigt hat; ja, Antenen (1936) konnte im Gebiet von Safnern–Meienried den Rand des Aareschuttkegels, verzahnt mit den Bildungen des Solothurner Sees nachweisen. Die Auffüllungsgeschwindigkeit war damals außerordentlich groß; zurück blieben weite Sumpfgebiete, die durch Setzung oder geringe lokale Stauung wieder unter Wasser gesetzt werden konnten; volumenmäßig betrachtet sind aber die heutigen drei Jurarandseen mit ihren 278 km^2 Oberfläche seither relativ wenig verändert worden.

3. MORÄNEN

3.1 Moränen der Rißeiszeit

a) Außerhalb des würmeiszeitlichen Gletscherbereiches

ERRATIKUM

Erratische Blöcke dienten schon Favre (1884) zur Festlegung des maximalen Vereisungsbereiches, der, wie sich später herausstellte, zum Maximalstand der Rißvereisung gehört. Zwischen Wigger und Murtensee liegt die Grenze des Erratikums in folgenden Höhen:

Roggen bei Oensingen	mindestens	800 m
Rüttelhorn-Hellchöpfli	–	1100 m
Rötifluh (Nesselbodenröti)	–	1250 m
Hasenmatt	–	1300 m
von hier nach W	–	1350 m

Das ganze Mittelland ungefähr westlich des Rüttelhorns lag damit im Nährgebiet des rißeiszeitlichen Rhonegletschers und war von einer im Mittel 700–800 m dicken Inlandeismasse überzogen. Im Napfgebiet finden sich Erratiker häufig bis gegen 1200 m, doch ist hier die Feststellung der Eisgrenze sehr schwierig, da wegen der jüngeren kräftigen Tieferlegung der Erosionsbasis in höhern Gebieten höchst selten mehr die Oberfläche aus der Zeit des Rißmaximums erhalten ist (Eggen!), so daß die Findlinge immer in den Bachbetten der Gräben liegen.

GRUNDMORÄNE

Die Verbreitung einer ausgesprochenen Grundmoränendecke ist beträchtlich kleiner als die der erratischen Blöcke und hat in der Folge schon Mühlberg und Niggli (1913) veranlaßt, ein spezielles Riß-Stadium anzunehmen, dessen Ausdehnung zwischen Riß- und Würmmaximum liegt und zwischen Wigger- und Uerketal begrenzt ist. Daß irgend etwas dem Gebiet W dieser Linie ein ganz eigenes Gepräge gegeben hat, ist schon B. Studer (1825) aufgefallen und seither immer wieder bestätigt worden. Alle Hügel zeigen eine auffällige Überprägung und Überschleifung in SW-NE-Richtung und die Bäche haben sich nur untiefe Rinnen in deren Hänge eingeschnitten.

Die Ausdehnung der bis 6 m mächtigen Grundmoränendecke ist im Gebiet zwischen Wigger, Murg und Dünnern von Mühlberg und Niggli (1913) und im Gebiet des Born von Kehrer (1922) kartiert worden. Gleichaltrig sind ziemlich sicher auch die Grundmoränen über dem Sackungsgebiet von Wiedlisbach (Wiedenmayer 1923). Überall sind die Vorkommen tief verwittert und entkalkt und zeigen stellenweise Umlagerungen durch spätere Solifluktionsvorgänge (German, noch nicht publiziert).

WALLMORÄNEN

Eine überfahrene Endmoräne vermuten Mühlberg und Niggli (1913) E Riken bei Murgenthal.

b) Innerhalb der Würmendmoränen

Es ist bis heute kein Vorkommen von Wallmoränen oder von flächenhaft ausgedehnten Grundmoränen bekannt geworden, obwohl dies in tieferen Becken, z.B. dem Luterbacher Becken, ohne weiteres denkbar ist.

Bekannt sind dagegen eine kleine Zahl von Rinnenfüllungen, die hier kurz besprochen werden, auch wenn sie etwas weit randlich liegen. Mornod (1947) beschreibt aus dem unteren Greyerzerland tief in die Molasse geschnittene Rinnen, die dem heutigen epigenetischen Saanelauf ähnlich sind. Sie sind vollständig aufgefüllt, liegend mit Grundmoräne, die gegen oben in verschwemmte Moräne übergeht, dann stellenweise mit Schieferkohle und hangend mit Niederterrassenschottern. Das Ganze ist mit der gleichen

Würm-Grundmoränendecke überzogen, die auch die ganze weitere Umgebung bedeckt. Diese Zwischenlagerung von Niederterrassenschottern zwischen zwei Grundmoränen hat Aeberhardt (1907) zur Annahme interglazial gebildeter Schotterfluren geführt.

Gerber (1934) beschreibt aus dem Gebiet N Bern ebenfalls Rinnen, die liegend Grundmoräne zeigen, überlagert von Schottern, die zur Niederterrasse gehören (Karlsruhschotter).

Daß diese Grundmoränen ins Riß-Wiggerstadium – wie wir diese Zeit nennen möchten – fallen, läßt sich leicht zeigen. Oben (S. 19) wurde der Talboden des Mindel-Riß-Interglazials rekonstruiert. Diese fluviatilen und etwas glazial überprägten Rinnen liegen aber beträchtlich tiefer, also muß zwischen der Schüttung der Hochterrasse und der Bildung der mit Rißmoräne erfüllten Rinnen eine Zeit fluviatiler Eintiefung bei sehr tief liegendem Erosionsniveau eingesetzt werden. Die Bildung dieses Erosionsniveaus wird durch die Wirkung der gewaltigen Eismassen des Riß-Maximalstadiums erklärt, und nach den übertieften Gebieten hin entstanden dann epigenetische Rinnen ähnlich wie nach der letzten Eiszeit; zwischen den beiden Rißstadien wird damit gleichzeitig ein Eisrückzug bis zumindest W des Großen Mooses postuliert, nach welchem die Eismassen nochmals vorrückten und die Rinnen mit Grundmoräne erfüllten. Über Residualbildungen aus Rißmoränen cf. S. 27.

3.2 Moränen der Würmeiszeit

a) Wallmoränen

ALLGEMEINES

Wo das Transportagens ändert, ändert meist auch die Transportkapazität; am Gletscherrande stellt sich deshalb die Frage, ob das hergebrachte Material auch wieder weggeschafft werden kann. Wo randglaziale und Schmelzwasserflüsse vorhanden sind, ist dies relativ leicht der Fall, höchstens kommt es zu einer Aufschotterung. Sonst aber kommt es zu einer Schuttanhäufung; diese besteht einesteils aus Obermoränenmaterial, das fast ohne Bearbeitung und Veränderung aus dem Ursprungsgebiet des Gletschers hergebracht wird, andernteils aus der am Grunde des Gletschers ausgearbeiteten Transportschicht; meist ist dies sog. Grundmoräne, lehmig und mit gekritzten und polierten Geschieben, doch kommen auch Fälle vor, da ganze Blöcke aus dem Untergrund gelöst und nach vorne geschoben werden, z. B. Schichtpakete oder Schollen zusammengefrorener Schotter.

All dieses Material charakterisiert als Mischung Eisrandlagen. Soll aber eine richtige Wallmoräne entstehen, so ist noch eine gewisse Aufstauchung durch das Gletschereis nötig. Wallmoränen sind also im Grunde genommen immer Stauchmoränen; doch wird dieser Ausdruck nur in Fällen gebraucht, da gletscherfremdes Material aufgestaut wurde.

Im Bereich des Rhonegletschers sind Wallmoränen relativ selten, so daß eine Bestimmung von Eisrandlagen auf große Schwierigkeiten stößt. Oft werden Wallmoränen durch andere Erscheinungen (cf. S. 96) vorgetäuscht. Deshalb seien hier die durch Aufschlüsse gesicherten Fälle zusammengestellt.

ÄLTERES WANGENER STADIUM

Die Breite des Endmoränengürtels beträgt bei Oberbipp ca. 800 m, bei Langenthal etwa das doppelte, d.h. es findet sich einfach eine breite Zone endmoränenverdächtiger Hügel, an welche fluvioglaziale Schotterfelder anschließen. Aus diesem Gürtel seien einige Aufschlüsse erwähnt:

Oberbipp (617.200/234.240, 485 m). Flacher Hügel, bedeckt mit mindestens 150 cm feinsandigem Material; wenige basische Kristallingerölle. Oberbipp–Breitholz (616.300/234.100, 506 m). Eindeutige Wallmoräne, Gemisch von aufgearbeitetem Bergsturzmaterial der Sackung von Wiedlisbach mit gekritzten Geröllen aus Schottern und wenigen Findlingen (Mont-Blanc-Granit, 1 kleiner Smaragditgabbro); Feinmaterial fehlt fast vollständig.

Staltenhubel SE Oberbipp (618.225/233.450, 460 m). Er besteht nach H. Beck (1957: 16) aus einer schottrigen Masse mit viel Kristallin aus dem Wallis; er liegt tiefer als das Niederterrassen-Akkumulationsniveau.

Bützberg, Neubauten des VSK SE Dorf (624.100/229.250, 467 m). Unter 1–4 m abgeschwemmtem Material liegt blauer Niederterrassenschotter, aber ohne sichtbare Schichtung, dafür vermischt mit großen Findlingen; knapp 300 m N davon am N-Rand des Tannwäldlis liegen die Schotter ungestört in einer Kiesgrube aufgeschlossen. Spuren von lehmiger Grundmoräne oder gekritzten Geschieben fehlen. Der Gletscher hat hier den Untergrund tief aufgewühlt und mit Obermoräne vermischt.

Bettenhausen, an der Straße nach Herzogenbuchsee (Gemeindegrenze, 620.430/225.480, 506 m). Stauchendmoräne, aus einem mächtigen, über das Akkumulationsniveau gehobenen Paket Niederterrassenschottern, in welchem die Schichten jetzt steil nach N einfallen. Die Stoßseite (gegen NW) ist mit einem dickeren Boden überzogen; im Abraum liegt ein Findling.

JÜNGERES WANGENER STADIUM

Diese Endlage wurde 1910 von Nußbaum postuliert, seither aber meist übergangen. Bei Wiedlisbach ist eine morphologische Festlegung möglich, dagegen fehlen Aufschlüsse; im Gebiet der Aare ist der Fall gleich. Interessant ist dagegen ein großer Aufschluß in einer Kiesgrube zwischen Aeschi und Oberönz (618.000/225.500, 476 m), auf den etwas näher eingegangen sei (Fig. 9).

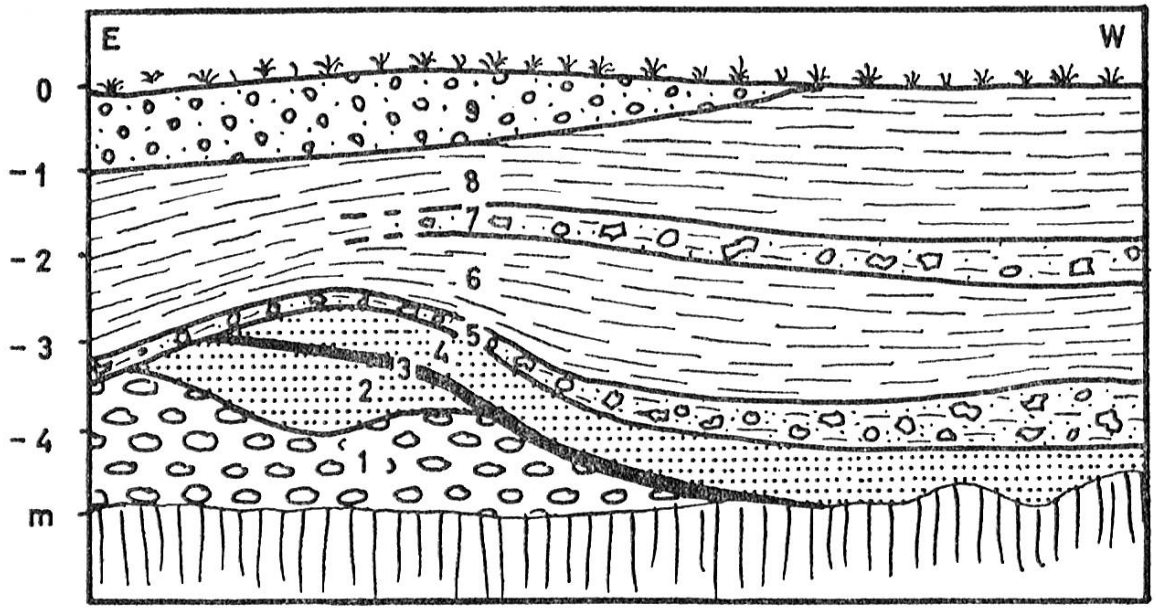


FIG. 9: Kiesgrube zwischen Aeschi und Oberönz; Erklärung im Text

Die Unterlage wird von Niederterrassenschottern gebildet, die stellenweise stark gestaucht sind. Darüber folgen:

1. An der Stelle des Profils in einer Rinne ein gröberer Schotter, doch ist nicht ersichtlich, ob er jünger als das ältere Wangener Stadium ist.
2. Sandlinse mit äußerst feiner Kreuzschichtung.
3. Lehmband, an dessen Unterseite sich viele horizontal liegende tafelige «Lößkindl» finden.
4. Feine Sandlage.

   Die Schichten 1–4 sind durch eine Diskordanz abgeschnitten und stark gestaucht; es scheint, daß die Stauchung mit jener in den Niederterrassenschottern identisch ist.
5. Grundmoräne, sehr steinig, dicht gepackt und gepreßt, mit gekritzten und polierten Kalken sowie kantigem Kristallin. Die Schicht ist stellenweise nur 30 cm dick und sieht fast wie ausgewalzter Teig aus; das Feinmaterial zeigt ein ausgesprochenes Maximum in der Fraktion 0,05–0,1 mm, was wohl mit den liegenden Sanden erklärt werden kann.
6. Die hangende leicht sandige gebänderte Lehmmasse enthielt überraschenderweise einige wenige Wurzelröhrchen; Einschwemmung in ein bescheidenes Zungenbeckenseelein?
7. Leicht sandige gebänderte Lehmmasse mit gekritzten Kalken: leichtes Vorrücken des Gletschers, so daß durch Eisberge Grundmoränenmaterial hergebracht wird.
8. Wie 6, ohne Wurzelröhrchen, relativ tief verwittert.
9. Rinne feinen Kameschotters.

   Die Schichten 6–9 sind limnisch bis fluviatil und können unter den heutigen topographischen Verhältnissen unmöglich entstanden sein;

vielleicht lag gleich E anschließend ein Toteisblock, der den kleinen See aufstaute. Die eigentliche Randlage ist also etwas E des Aufschlusses anzunehmen.

Wohl zum gleichen Stadium müssen die gestauchten Niederterrassenschotter im S und SE des Burgäschisees gezählt werden, die in 480–485 m Höhe eine Art Terrasse bilden, aber mit Grundmoräne und vielen Findlingen überlagert sind.

SOLOTHURNER STADIUM

cf. S. 94.

BRESTENBERG-STADIUM

Unter diesem Ausdruck (nach H. Ledermann, zitiert in H. Beck 1957: 27) werden eine Reihe von Gletscherständen zusammengefaßt, die jünger sind als das Solothurner Stadium, aber über dieses hinaus vorstießen.

Die kleinste, namengebende Phase ist durch eine große Masse aufgepflügter Schotter vermischt mit einigen großen Jurakalkblöcken und Lehm ohne sichtbare Schichtung markiert; daraus ist der 400 m breite und 20 m hohe Hügelzug zwischen Riedholz und Feldbrunnen aufgebaut. Nach beiden Seiten hin verliert er sich aber bald, im N am Kalksporn der Waldegg, im S am drumlinartigen Brestenberg. SW der Wallmoräne liegt ein ausgeprägtes kleines Zungenbecken, das auch durch seine stark durchgearbeitete Grundmoräne auffällt.

Nördlich dieses Gebietes schließt der Hügel des Weierraines an; er ist 700 m lang, 200 m breit, bis 25 m hoch, steil geböscht und mit Findlingen übersät. Ein Bohrversuch blieb schon in 70 cm stecken, da zuviel kantiger Schutt in Lehm ein Weiterdringen verhinderte. An seiner Wallmoränennatur kann wohl kein Zweifel bestehen. Der Hügel hat gegen W eine merkwürdige Fortsetzung, indem sich W der Straße St. Niklaus–Wallierenhof auf der SE fallenden Kalktafel der Verenakette eine auffallend dichte Streu, manchmal sogar Anhäufung, von Findlingen wohl 200 m weit verfolgen läßt.

Die größte Phase wird durch einen morphologisch gut ausgebildeten Moränenwall bei Oberdorf markiert; er erstreckt sich über 2,5 km vom Oberfeld (606 m) über das Höhefeld (583 m) E Oberdorf zum Fallernhölzli (564 m); dort geht er in einen Molassesporn über, der durch ein randglaziales Tal vom Jurasüdhang abgetrennt worden ist; die Endlage des zugehörigen Gletscherarmes muß wohl beim Ischenhof (Rüttenen) gesucht werden. Der Moränenwall war im E-Teil von Oberdorf in verschiedenen Baugruben aufgeschlossen und zeigte Juraschutt mit einigen kleinen Findlingen in einer sandigen Grundmasse.

Zum gleichen Eisstand gehören die Ablagerungen, die die kleine Terrasse über der Station Riedholz bilden; in einer Baugrube (609.970/231.360, 504 m) waren 2 m Lehm mit vielen z.T. sehr schlecht gerundeten Geröllen aus Schottern und Obermoräne des Rhonegletschers sowie große Molassebrocken (Glimmersandstein) sichtbar.

b) Grundmoränen

ALLGEMEINES

Innerhalb zumindest der jüngern Wangener Endmoränen bestand wohl ursprünglich eine lückenlose Decke lehmiger Grundmoräne, die dann allerdings in Niederungen durch jüngere Alluvionen überdeckt, an steileren Hängen durch Denudation abgetragen worden ist; vielerorts ist die Decke so dünn, daß sie ganz in der Verwitterungsschicht, im Boden aufgeht.

Portmann (1955) hat als erster genauere petrographische Eigenheiten dieser Grundmoränen herausgearbeitet. Wir beschränken uns hier auf eine genauere Betrachtung der Feinerde, d.h. des Materials unter 2 mm Korndurchmesser.

Die 40 verarbeiteten Proben stammen zum größten Teil aus dem eigentlichen Aaretal zwischen Lengnau (b. Grenchen) und Wiedlisbach, einige wenige aus dem Dreieck Inkwil–Etziken–Aeschisee.

KORNGRÖSSENVERTEILUNG

Die Proben wurden nach der in Teil I beschriebenen Hydrometermethode analysiert. Die Ergebnisse sind zuerst in Fig. 10 zusammengefaßt:

Die meisten Grundmoränen weisen in zwei Fraktionen ein Maximum auf, in der Tonfraktion (unter 0,002 mm) und in der α-Feinsandfraktion (0,02–0,05 mm, = «Frostsprengungsfraktion»). Das Maximum der Tonfraktion kommt dadurch zustande, daß die logarithmische Unterteilung unter 0,002 mm nicht mehr weitergeführt wird, so daß theoretisch unendlich viele Fraktionen zusammengefaßt werden. Das α-Feinsandmaximum wird auf die Wirkung der Frostsprengung zurückgeführt. Einzelne Proben zeigen allerdings ein Maximum in der β-Feinsandfraktion, nämlich die aus dem Gebiet Riedholz–Wallierenhof zwischen der mittleren und äußeren Brestenberg-Eisrandlage. Daneben kann allerdings aufgearbeiteter Untergrund störend wirken, es überlagern sich dann gewissermaßen zwei Granulogramme, was unter Umständen zur Ausbildung eines dritten Maximums führen kann.

Über den Einfluß des Untergrundes sind noch eine Reihe weiterer Aussagen möglich, die aus einer Auswahl diagenetisch möglichst unveränderter Proben gewonnen wurden.

Der Tongehalt schwankt je nach Härte des Untergrundes; weicher Untergrund wird einfach aufgearbeitet, harter verursacht Gesteinsmehlbildung durch Zerreiben:

Tongehalt über	Jurakalk	25–39%	Mittel 34%
	Molasse	16–28%	– 21%
	Schotter	11–23%	– 15%

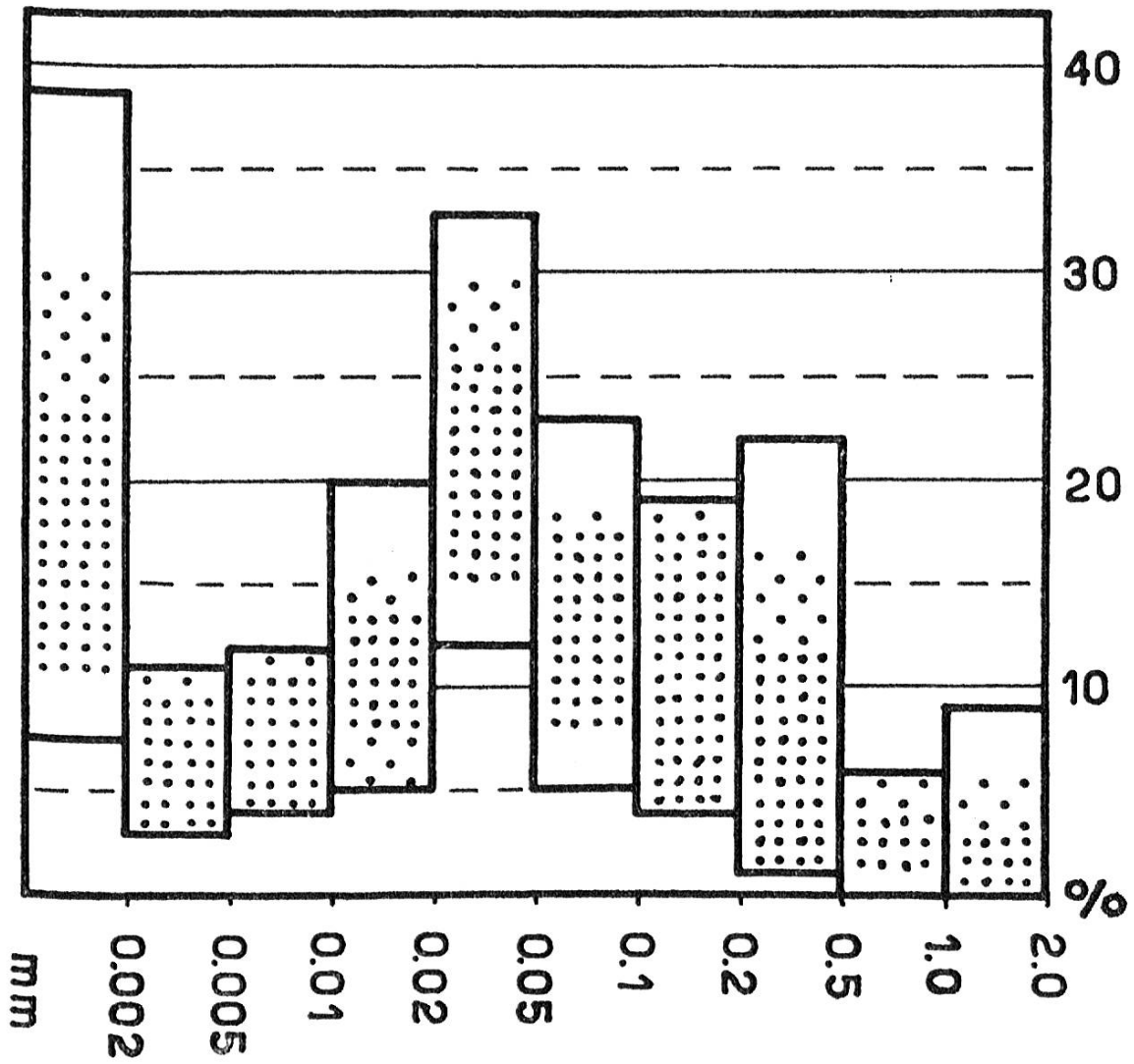


FIG. 10: Würm-Grundmoränen, Sammelgranulogramm
Abszisse: Kornfraktionen, Ordinate: Anteil in Gewichtsprozenten, Streuungsbereich in den verschiedenen Kornfraktionen; dichter punktiert: Häufung von Resultaten

Die Unterschiede genügen allerdings nicht, um aus dem Tongehalt auf den Untergrund zu schließen. Die Gesteinszerreibung ließ sich besonders schön in der Baugrube für das neue Schulhaus Feldbrunnen (608.850/230.100, 450 m) nachweisen, das auf einer Platte von Malmkalk steht; der Tonanteil beträgt:

15 cm	über dem Untergrund	39%
65 cm	– – –	25%
115 cm	– – –	29%

Die unterste Lage war auch äußerlich leicht zu erkennen, grau und schlickig.

Umgekehrt sollte die Frostsprengungsfraktion keine Beeinflussung durch den Untergrund zeigen:

über Jurakalk	15–16%	(4 Proben)	Mittel 16%
über Molasse	16–23%	(6 –)	– 20%
über Schotter	15–25%	(12 –)	– 20%

Der schwache Anteil über Jurakalk ist auf die starke relative Gewichtsverschiebung durch den hohen Tongehalt zurückzuführen. Interessanterweise fällt der Bereich 15–25% der Frostsprengungsfraktion mit der Häufungszone im Sammelgranulogramm (Fig. 10) zusammen, d.h. die weiter streuenden Werte deuten entweder auf eine etwas andere Genese oder auf diagenetische Veränderungen hin.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die lehmige Grundmasse von Grundmoränen das Produkt zweier verschiedener Vorgänge ist, der Gesteinszerreibung und der Frostsprengung. Die Zusammensetzung der Grundmoränen schwankt auch je nach topographischer Lage; je tiefer in einem Becken gelegen, desto «typischer» ist das Granulogramm, je höher, desto sandiger und im Korngrößenspektrum weniger gut erkennbar wird sie. Obwohl die Differenzen in den einzelnen Fraktionen sehr gering sind (höchstens 4%), so summiert sich doch der Feinmaterialverlust in gehobenen Lagen so stark, daß er auch von bloßem Auge erkannt werden kann. Die Veränderungen konnten nur bei Lage auf Schottern mit genügend Messungen verfolgt werden; in Beckenlagen beträgt die mediane Korngröße im Mittel 0,034 mm, in höhern Lagen 0,04 mm. Zudem ist in höhern Lagen auch der Anteil an Skelett größer. Ob diese Unterschiede auf den höhern Druck des Gletschers in den Tieflagen oder auf eine gewisse Abspülung innerhalb des Gletschers zurückzuführen sind, läßt sich mit den erhaltenen Resultaten nicht entscheiden. Dann sei der Vollständigkeit wegen noch auf zwei Konvergenzerscheinungen aufmerksam gemacht: Ein gewöhnlicher Verwitterungsboden über Schotter unterscheidet sich im Granulogramm nicht von Grundmoräne, wohl aber durch die Entkalkung und die Bildung von Limonitkonkretionen; es ist deshalb auf diese Weise nicht möglich, innerhalb der Verwitterungszone Grundmoränen nachzuweisen. Ebenfalls ist das Granulogramm verlehmten Lösses dem feiner Grundmoräne ähnlich; die Unterscheidung geschieht durch Feststellung der Entkalkung und des Fehlens der Fraktionen etwa über 0,5–1 mm.

DER KARBONATGEHALT

Über den großen Einfluß des Karbonatgehaltes des Untergrundes auf Grundmoränen schreibt Portmann (1955) eingehend. Die Schwankungen seien nach der vorhin schon gebrauchten Einteilung festgehalten (nur diagenetisch unveränderte Proben):

über Jurakalk	25–28%	Karbonate
über Schottern	20–28%	–
über Molasse	12–17%	–

Daß der Karbonatgehalt über Schottern fast gleich hoch ist wie über Kalkfels, kann so erklärt werden, daß bei der Aufarbeitung die weichen Komponenten, nämlich die Kalke, durch die härtern abgeschliffen werden; vielleicht erklärt sich so auch die relativ starke Anreicherung von Quarziten, die man etwa in Grundmoränen beobachten kann. Ob eine Abtrennung von anstehender Molasse im Untergrund rein durch Karbonatgehaltsuntersuchungen möglich ist, scheint fraglich. Abgesehen von der Gefahr, daß eine Probe sekundär etwas entkalkt worden ist, muß im ganzen Gebiet mit einem außerordentlich raschen Wechsel des Untergrundes gerechnet werden, so daß sich alle Übergangsformen bilden müssen. Noch anders muß die Sache beurteilt werden, wenn die Grundmoräne nicht mehr Transportschicht, sondern ein richtiges Sediment aus verschiedenen Schichten ist. Ein solcher Fall ist in Selzach am Chapf (601.000/229.100) zu beobachten: Über Hochterrassenschottern liegt bis 10 m Grundmoräne, gegliedert durch geröllreiche Lagen, die aus ausgewalzten Schotterpaketen bestehen; der Kalkgehalt beträgt aber 34–38%, die Ausbildung der Grundmoräne ist also eindeutig ortsfremd; sie weist auf eine ähnliche Entstehung hin wie jene, die von Portmann (1955) in der Umgebung von Neuenburg gefunden wurden.

Über das Alter der Grundmoränen gibt der Karbonatgehalt keine Auskunft; der Schwankungsbereich ist bei allen Stadien gleich groß.

Dagegen ist der Kalkgehalt in Zungenbecken etwas höher als an Hängen und in Wallmoränen; die Unterschiede lassen sich aber nur statistisch, nicht in Einzelfällen, fassen:

Zungenbecken	27,2%
Hänge und Wälle	23,8%

Da diese Veränderungen parallel mit dem Wechsel im Tongehalt gehen, kann so eine stärkere mechanische Beanspruchung des Grundmoränenmaterials unter größerer Eisbedeckung quantitativ umschrieben werden.

AUFFÄLLIGE BESTANDTEILE DER GRÖBERN FEINERDEFRAKTIONEN

Von diagenetisch entstandenen Bestandteilen sei hier abgesehen. Schwermineralanalysen konnten keine durchgeführt werden. Dagegen wurden zwei Bestandteile, die wahrscheinlich aus dem Untergrund stammen (Sandsteinbruchstücke und Glimmer), sowie zwei erratische Bestandteile (kristalline Bruchstücke und Feldspäte) mit relativen quantitativen Werten bestimmt. Dabei ergab sich folgendes:

1. Bruchstücke von Molassesandstein sind über Molasse und Schottern fast gleich häufig anzutreffen; die Streuungsbereiche überschneiden sich weitgehend, doch liegen Maxima und Minima richtig über Molasse bzw. Schotter.

2. Glimmer stammt z.T. wohl aus Erratikum, vor allem aber auch aus Glimmersanden der untern Süßwassermolasse. Die meisten Proben enthalten

sehr wenig, ja gar keinen Glimmer; das hängt mit dem Verwitterungsgrad in keiner Weise zusammen, gibt es doch unentkalkte Proben ohne und entkalkte mit Glimmer. Es scheint, daß er eben den Beanspruchungen des Transportes nicht gewachsen ist. In Grundmoränen direkt über Schottern findet sich etwas mehr Glimmer als normal, er ist dort wohl frisch aufgearbeitet. Auffällig ist noch, daß der Biotit stark zurücktritt, es kommt praktisch nur Muskowit vor, obwohl das Erratikum ziemlich viel Biotit führt. Obermoränenmaterial gerät eben nur sehr selten unter den Gletscher.

Kristalline Bruchstücke. Bei Skelettuntersuchungen fällt immer wieder auf, daß sich in Beckenlagen fast kein Kristallin finden läßt, in erhöhten Randlagen jedoch oft erstaunlich viel. Dieses Material stammt von aus dem Gletscherrand ausgeschmolzener Obermoräne und wurde vom weiter vorrückenden Gletscher überfahren. Diese oft beträchtlich großen Brocken werden aber bald wieder ausgeschafft oder vollständig zerkleinert. Betrachten wir aber die Feinerde, so läßt sich zwischen Hoch- und Beckenlagen kein Unterschied mehr feststellen, die Grundmoränendecke erscheint als einheitlich durchgearbeitete Masse.

Feldspäte sind weicher als Quarz und deshalb immer stark zerkratzt, zerbrochen und abgeschliffen. Sie stammen aus dem Erratikum, z.T. auch aus überfahrenen Schottern, in kleinern Fraktionen auch aus der Molasse. Große Kristalle, und gar noch kantige, deuten auf eine frische Aufnahme in die Grundmoräne, d.h. auf eisrandnahe Lage.

Hier ließen sich nun statistisch eindeutige Unterschiede in bezug auf die Lage der Grundmoräne herausarbeiten, vorausgesetzt, daß alle Mineralien eindeutig bestimmt werden könnten. Da die Möglichkeit dazu aber fehlte, wurde die Bestimmung mit den relativen Werten nur in den gröbsten Fraktionen 0,5–2 mm vorgenommen, da hier die Unterschiede besonders groß sind. 40% der Proben wiesen besonders hohen oder geringen Feldspatgehalt auf und stammten tatsächlich aus Extremlagen; die übrigen 60% mit mittleren Werten waren über das ganze Gebiet verteilt. Eine einzige Probe fiel aus dem Rahmen und zeigte eine große Menge scharfkantiger Kristalle bis zu 3 mm Länge (bei der Siebung ist die größte Breite, 2 mm, maßgebend) trotz Beckenlage: Inkwil–Chrummächer (616.830/228.020, 469 m); es handelt sich dort um eine Reihe sehr flacher in Art einer Endmoräne den Inkwilersee umziehender Hügel, von einer eindeutigen Grundmoränendecke überzogen. Die Feldspäte können nur aus Obermoräne stammen, die aufgearbeitet wurde; die geringe Bearbeitung zeigt an, daß der Gletscher nur wenig weiter vordrang; es handelt sich dort um eine Oszillation des jüngeren Wangener Stadiums.

c) Obermoränen

Das Material der Obermoränen ist zum größten Teil durch Steinschlag und Felssturz auf die Gletscheroberfläche geraten, zum kleinern Teil wohl auch aus Grundmoräne von Gletschern aus Hängetälern. Mit dem Eis

wanderte aller Schutt ins Vorland, wo er am Eisrande ausschmolz, zu Wallmoränen aufgehäuft oder in Sandern verschwemmt wurde. Eine flächenhafte, aber dünnere Streu von solchem erratischem Material blieb nach Abschmelzen des Toteises am Ende der Eiszeit liegen. Die Obermoräne gibt uns Auskunft über das Einzugsgebiet eines Gletschers.

Die Leitgesteine des Rhonegletschers finden sich bei Albert Heim (1919, Bd. I: 232–238) eingehend beschrieben. Die auffälligsten seien hier nur kurz genannt:

1. sog. Mont-Blanc-Granite, weiß, aus dem Aarmassiv.
2. Eklogite und Smaragditgabbro aus dem Saastal, mit grünschwarzer bis hellgrüner Hornblende und meist saussuritisiertem Feldspat. Sie kommen auch als kleine fluviatile Gerölle vor, bereits in der Hochterrasse; als erratische Blöcke sind sie nicht häufig.
3. Grüne kristalline Schiefer verschiedenster Art.
4. Valorsine-Konglomerat, mit vielen Geröllen aus Granit, Granitgneis, sauren Gängen und Quarzit; aus den Karbonmulden des Unterwallis.
5. Rote Sandsteine und Konglomerate aus dem Aiguilles-Rouges-Massiv (nicht häufig).

Außer diesen Walliser Gesteinen finden sich im südlichen Gebiet des Rhonegletschers häufig Erratiker aus der alpennahen Nagelfluh, im nördlichen Gebiet aber z.T. gewaltige Blöcke von Jurakalk; wie solche Blöcke aber über eine Eiszunge hinweg an deren Südrand gelangen konnten, wie die bei Lüßlingen in den Seitenmoränen des Solothurner Stadiums, ist unklar.

d) Drumlins

Drumlins als solche noch ihre Entstehung lassen sich eindeutig definieren und umschreiben. Vom «echten» Drumlin bis zum Rundhöcker gibt es sämtliche Übergangsformen, die man etwa als drumlinoid bezeichnen könnte. Echte Drumlins bestehen aus einem Kern und einem kräftigen Überzug von Grundmoräne, sind gut doppelt so lang wie breit und erstrekken sich über mehrere hundert Meter. Auch sollen sie immer in Gruppen auftreten, wobei ihre Längsachse die Bewegungsrichtung des Gletschers anzeigt. Der Kern besteht z.T. aus weichem Fels, sehr häufig aber aus Schotter; diese Schotter sind normalerweise ungestört gelagert und zeigen damit ihre Zugehörigkeit zu einem einheitlichen Schotterfeld an. Die Drumlinkerne sind also als Erosionsformen zu betrachten, die auftreten, wenn die Gletscherbewegung leicht divergiert. Die Moränendecken sind oft äußerst steinig und dick und werden lokal als «Lättgrien» (Lehmschotter) bezeichnet. Die Grundmoräne zeigt also eindeutig in Aufarbeitung und Wegtransport begriffenen Untergrund an; dementsprechend ist die Grenze zwischen Moräne und Schotter nie so deutlich wie bei gewöhnlicher Grundmoränenbedeckung. Dieses Lättgrien bildet im Lee der Drumlinkerne eine langsam niedriger werdende Schuttfahne; alles macht den Eindruck, daß

an der Stirnseite abgebaut, aber hinten wieder zugefügt wird; ein Schotterkern kann aber nur dann ständig vorhanden sein, wenn die Bewegung nicht in der Horizontalen, sondern leicht absinkend verläuft.

Drumlinfelder kommen in folgenden Regionen vor:

1. Forstplateau W Bern, in Hochterrassenschottern; nach Nußbaum (1934) liegen dort auf 50 km² 54 Drumlins, alle mit Schotterkern und 1–3 m Grundmoränenbedeckung.
2. Üettligen–Ortschwaben–Kirchlindach.
3. Schönbühl–Hindelbank und Koppigen: schlecht ausgebildete Formen, aber mit dicker Lättgrien-Decke
4. Wohl die schönste Gruppe liegt im Bereich von Müntschemier–Treiten–Siseln–Walperswil am N-Rand des Großen Mooses und ist 12 km lang.
5. Bärtschi (1913) betrachtet die ganze Reihe langgestreckter Schotterhügel zwischen Leuzigen und Lüßlingen als Drumlins; doch wird später gezeigt, daß ihre Entstehung etwas komplizierter ist.

3.3 Zusammenfassung

Die Betrachtung der Moränenbildungen vom sedimentologischen Standpunkt läßt uns eine Menge von Einzelheiten erkennen, die uns über die Chronologie der Kaltzeiten zwar nicht sehr viel aussagen, wohl aber sonst eine Menge ergänzender Informationen liefern, besonders über die Gletschertätigkeit. Die Untersuchungen unterstreichen die auf andere Weise gewonnenen Ergebnisse betreffend Eiszeitchronologie und Gletschertätigkeit.

4. HANGBILDUNGEN

4.1 Bergstürze und Sackungen

a) Die Sackung von Wiedlisbach

Zu Blatt 1107 Balsthal der Landeskarte 1 : 25 000

Am Südhang der Weißensteinkette fällt ein Gebiet morphologisch ganz aus dem Rahmen, der Abschnitt zwischen Günsberg und Niederbipp. Statt des ruhigen, fast wallartigen Aufsteigens der Kette bietet sich das Bild einer Unzahl übereinanderliegender kleiner, oft sehr steiler Hügel, getrennt von kleinen Gräben und abgelöst durch Verebnungen. Im untern Teil ist der Hang konvex, gegen oben wird er leicht konkav und geht zuletzt in ein Felsband über; das typische Bild einer großen Sackung.

Diese ist zuerst von Wiedenmayer (1923) eingehend beschrieben worden. Er stellte fest, daß die ganze Sturzmasse in einer Rinne unter die heutige Landoberfläche reicht; im W liegt sie sogar offensichtlich in einer Molassesenke. Da die Sturzmasse von würm- und rißeiszeitlichem Erratikum bedeckt ist, datiert er den Absturz in die Mindel-Riß-Warmzeit.

Hier ergibt sich nun ein Widerspruch mit den Beobachtungen über die Lage der Hochterrassenschotter, die in jenem Gebiet auf mindestens 470 m aufgelagert sind, während die Sackungsmasse mindestens auf 460 m hinunterreicht; also konnte die Sackung erst stattfinden, als eine gewisse Zeit der Erosion verstrichen war. Nun ist bereits andernorts (S. 63) festgestellt worden, daß die Rißeiszeit zumindest zweiteilig war, getrennt durch einen ziemlich starken Eisrückzug. Damit werden die nötigen Bedingungen gegeben: bis zum Ende des Rißmaximalstadiums Austiefung der Senke, in die die Sackung niederging, im Riß-Wigger-Stadium Überdeckung der tiefern Teile mit Grundmoräne. Gleichzeitig werden noch zwei andere Dinge klar: Einmal wird die Ursache des Sturzes ersichtlich, denn da die Weißensteinfalte in jenem Gebiet überkippt ist, blieb sie nur durch eine Molassestütze stehen; in einem spätern Abschnitt (S. 103) wird gezeigt werden, daß die Ausräumung der Molasse am Jurafuß zu einem guten Teil in die Rißeiszeit fällt; dabei wurde das Sackungsgebiet seiner Stütze beraubt. Zum andern ist merkwürdig, wie gut die verschiedenen Gesteinshorizonte verfolgbar sind; bei der großen Sturzhöhe wäre doch eine viel stärkere Zerrüttung und Auflösung zu erwarten; die Frage klärt sich, wenn man annimmt, daß die Sackung direkt an den Gletscher heran erfolgte; dann sank die ganze Masse, dem abschmelzenden Toteis folgend, langsam in die Tiefe. Der Vorgang ist also als Riß-Interstadial zu bezeichnen, oder wahrscheinlicher bereits aus der Abschmelzphase des Riß-Maximalstadiums.

b) Bergsturzgebiet Grenchen–Bettlach

Zu Blatt 1126 Büren a.A. der Landeskarte 1:25 000

H. Beck (1957) beschrieb zuletzt einen großen Schuttkegel, der aus der Lücke zwischen Bettlacherstock und unterem Grenchenberg bis in die 400 m tiefer liegende Aareebene reicht. Die Bodenbedeckung ist sehr gering, da die ganze Masse aus grobem Schutt mit vielen Zwischenräumen besteht.

Die Altersstellung des Schuttkegels ist unklar; nach H. Beck datiert er aus dem Interstadial zwischen «W 1» (Wangener Stadium) und «W 2» (Solothurner Stadium), da der untere Teil von Grundmoräne bedeckt sei, der obere aber überhaupt kein erratisches Material aufweise. Dem ist entgegenzuhalten, daß auf der Landeskarte der Schweiz, Blatt Büren a.A., noch in 590 m Höhe, also kräftig über dem Gletscherstand von «W 2» Becks ein großer Erratiker eingezeichnet ist. Andererseits konnte in einem 4 m tiefen Aufschluß auf nur 510 m (598.420/227.920) W des Dorfes Bettlach keine Spur von Erratikum gefunden werden, obwohl dies gerade die Randlage des Solothurner Stadiums sein sollte. Ein Aufschluß am E-Rand des Bergsturzes (W-Rand des Dorfes Bettlach, 598.750/227.900, 482 m) zeigte 2 m Grundmoräne ohne irgendwelches aufgearbeitetes Bergsturzmaterial, wie das sonst erwartet werden müßte; darunter lag eine Anhäufung kantiger und wenig gerundeter Blöcke von Jura- und Alpenkalk,

Molasse- und Flyschsandstein und wenig Kristallin, eine kleine randglaziale Entwässerungslinie, den Rand des anschwellenden Gletschers markierend. Ebenfalls ein geringeres Alter deutet die Beobachtung von Strohmeier (1836: 26) an, wonach in 30–40 Fuß Tiefe aus dieser Sturzmasse Baumstämme und Wurzeln hervorgegraben wurden; leider fehlt eine genauere Ortsangabe. Am Fuß der ganzen Schuttmasse war verschiedentlich in wenig tiefen Baugruben Hanglehm aufgeschlossen; ob das Ursprungsmaterial Grundmoräne oder eine gewöhnliche Verwitterungsdecke war, konnte nicht festgestellt werden; kleine Quarzite, wie sie sich im ersten Fall oft finden, fehlten vollständig.

Mit Ausnahme eines Argumentes weisen alle auf ein geringeres Alter des Bergsturzes hin, als Beck annimmt, nämlich höchstens auf den Beginn der Wiederbewaldung. Der hochgelegene Findling ist möglicherweise später aus der Höhe nachgestürzt, denn der höchste Eisstand reichte hier bis mindestens 800 m.

4.2 Hangschutt am Jurasüdfuß

Der ganze S-Abfall der Weißensteinkette trägt einen 700–800 m hoch reichenden Schuttmantel heterogener Zusammensetzung. Die meisten Schuttbildungen sind fossil. Steinschlagrinnen sind nur wenige aktiv, da das Pflanzenkleid bis zur Kammhöhe sehr dicht ist; auch wären diese Rinnen schon längst überwachsen, wenn sie nicht als Holzschleifzüge benützt würden. Aufschlüsse in den ältern Schuttmassen sind heute recht spärlich, so daß eine Verfolgung bestimmter Schuttypen über weitere Strecken nicht möglich ist; deshalb beschränken wir uns hier auf eine regionale Besprechung.

GALMIS – BALM

Zu Blatt 1107 Balsthal

Ungefähr die 100 obersten Meter der Schuttdecke werden von Gehängeschutt aus relativ fein gebrochenem Malmkalk aufgebaut. Er bildet einen Hang von ca. 50% Neigung, die Schichtung ist hangparallel und weist stellenweise graded bedding auf. Diese Zone ist sehr dicht bewaldet. Jüngere darauf niedergestürzte Blöcke zeigen durch ihre Größe, daß die Bildungsbedingungen für den Schuttgürtel nicht mehr vorhanden sind. Am untern Rand dieser Gehängeschuttzone bestehen einige kleinere Aufschlüsse, von denen einer zur Datierung etwas beitragen kann; dieser liegt NW Rüttenen (606.400/232.380, 720 m) und ist S. 84 besprochen. Er zeigt, daß die Gehängeschuttbildung durch eine Zeit der Eisüberdeckung unterbrochen worden ist, nämlich durch das ältere Wangener Stadium; umgekehrt kam ihr Aufbau mit dem Vordringen des Waldes weitgehend zum Abschluß.

Durch Bodeneis oder durch Unterschneidung können Hangschuttmassen in Bewegung geraten und beruhigen sich dann erst, wenn der Böschungs-

winkel etwas reduziert ist. Ein solches fossiles Rutschgebiet findet sich zwischen Balm b. Günsberg und dem Weiler Galmis, wo ein Hang von 20–30% Neigung von einer Unzahl kleiner Hügel übersät ist; ein solcher ist W Balm gut aufgeschlossen (608.800/233.630, 710 m). Hier fallen die Schuttschichten gegensinnig mit 50° zum Jurahang hin ein, d.h. die Schuttdecke hat sich beim Abgleiten in einzelne Schollen aufgelöst, die in eine rotierende Bewegung gerieten. Der Schutt ist hier im Gegensatz zur vorher beschriebenen Zone sehr heterogen; die tiefsten Schichten sind ziemlich grob mit Brocken bis zu 30 cm Länge, werden dann immer feiner, zuletzt fast lehmig, und enthalten Bohnerz aus einer heute nicht mehr vorhandenen Tasche. Dann setzt eine neue Phase der Schuttbildung mit Blöcken von einigen Metern Länge ein, gut eingebettet in etwas feineren Schutt. Die Schichtung erinnert an graded bedding, das mit klimatisch bedingter unterschiedlicher Verwitterungsintensität zusammenhängen könnte; auf alle Fälle kann die Ablagerung nicht mit zwei Bergstürzen erklärt werden, da die Schichtung zu differenziert ist.

Unter 700 m ist der Schutt bei Balm mit Erratikum des Würmmaximums bedeckt, in seiner Morphologie aber sehr wenig verändert. Das Abgleiten muß also in die Zeit vor dem älteren Wangener Stadium fallen.

OBERDORF

Zu Blatt 1107 Balsthal

Wie im Galmis findet sich als jüngste fossile Bildung ein sauberer Gehängeschutt, der jedoch nirgends tief aufgeschlossen ist, in 700–750 m Höhe.

Sobald das Gefälle abnimmt, findet man im Leewald in der Bodenschicht, etwa in Wurzelstrünken, vereinzelte Quarzite als Residualbildung einer Moränendecke oder von Moräne selbst. Der nächsttiefere Aufschluß folgt erst auf 585 m im Hubelhof (604.750/231.150). Der ganze Hang zwischen Wald und dem Wallmoränenzug Oberfeld–Höhefeld ist in viele kleine Buckel und Wellen gegliedert; ein Aufschluß von fast 2 m Tiefe zeigte eine Schuttmasse, die vorwiegend aus Jurakalk besteht; die Komponenten sind bis 10 cm lang, kantengerundet und verhältnismäßig flach; darin liegen wenige kantige Findlinge und einige gekritzte Alpenkalke. Die Hohlräume sind locker mit sandigem Material gefüllt. Eine Einregelung war insofern erfolglos, als die bevorzugte Geröllachse 45° vom Hangeinfallen abwich. Es handelt sich wohl um Solifluktionsschutt, der später in größern Schollen weiter abrutschte.

SELZACH

Zu Blatt 1126 Büren a.A.

Der höchste Aufschluß über dem Dorf liegt auf 630 m am Waldrand oberhalb der Rütenen (600.430/229.850) und zeigt einen sehr schlecht gerundeten und sortierten Schotter aus Jurakalk mit wenigen Findlingen

bis 1 m (Granitgneis), Geröllen bis 60 cm in Grusschichten, sowie kleinern gekritzten Alpenkalken. Eine Schichtung, nach SW einfallend, ist nur durch Zonen größerer Gerölle leicht angedeutet. Es handelt sich wohl um einen Kameschotter, aber nicht mehr in primärer Lagerung, sondern abgerutscht.

Vor dieser Schuttmasse verflacht sich das Gelände etwas zur breiten Terrasse der Rütenen, die bei 800 m Breite von 620 auf 560 m absinkt; das südlichste Stück, der Chapf, ist durch ein Tälchen vom Rest etwas losgelöst; hier läßt sich in einer großen Kiesgrube (NW Bäriswil, 601.200/229.300, 560 m) das Deckmaterial der Terrasse betrachten. Über 15–17 m Hochterrassenschotter liegt eine bis 8 m dicke Schicht Grundmoräne mit eingewickeltem Gehängeschutt (Fig. 11). Ob dieser frei von Erratikum ist, kann nicht gesagt werden; größere Stücke von Fremdmaterial fehlen jedenfalls.

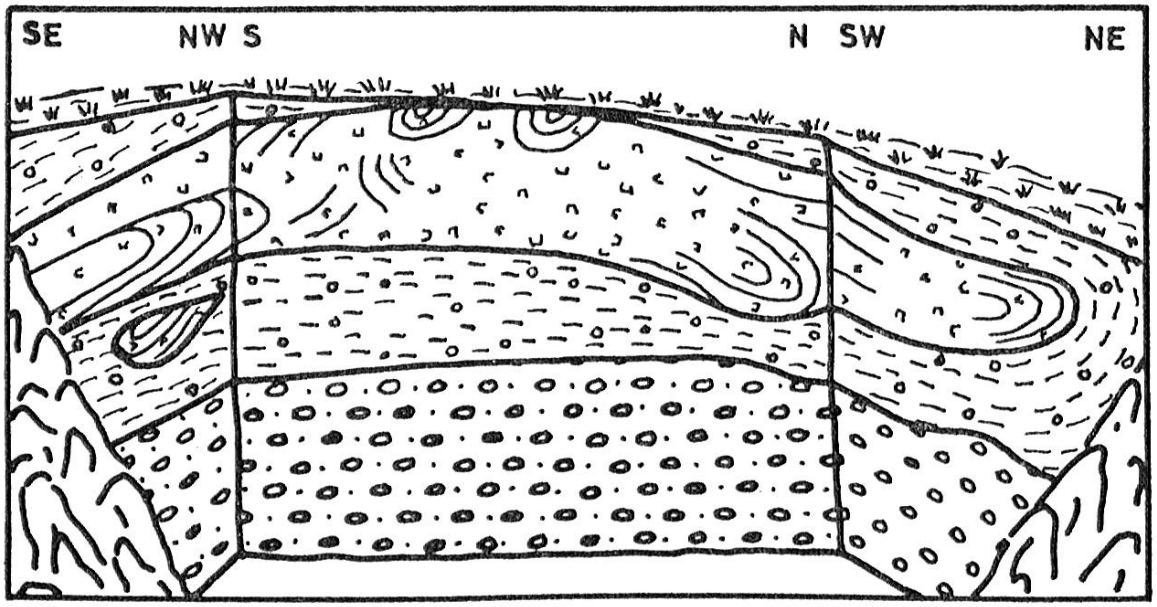


FIG. 11: Fließmasse aus Grundmoräne und eingewickeltem Jurakalkschutt über Hochterrassenschotter NW Bäriswil–Selzach. Zustand 4.6.61

Die Bildungsbedingungen für solchen Hangschutt sind ca. 1200 m weiter im N gegeben; er scheint auf eine Grundmoränendecke niedergefallen zu sein, die später ins Fließen geriet; auf einer kleinen Verebnung blieb sie stehen. Wann dies geschah, ist stratigraphisch nicht festzulegen; so ist es bereits nicht mehr möglich festzustellen, ob unter der allochthonen noch eine autochthone Grundmoränendecke vorhanden ist; ebenfalls kann eine spätere Überfahrung nicht mehr nachgewiesen werden. Doch ist ein morphologischer Faktor richtungweisend: Die Fließmasse muß älter sein als die ringsum eingeschnittenen Tälchen; das im S anschließende aber ist eine randglaziale Entwässerungsrinne des Solothurner Stadiums (Mollet 1944), also ist die Fließmasse älter, aus dem vorangehenden Interstadial.

Wieder eine Stufe tiefer liegt das Länghölzli (513 m), zwischen Aareebene und dem vorgenannten randglazialen Tal. Ein Aufschluß auf der Höhe (601.650/228.740, 510 m), heute überwachsen, zeigte nach H. Beck (1957) eine Deckschicht von 2–3 m grobblockigen Juraschuttes auf Grundmoräne. Etwas tiefer am S-Hang, unter einer kleinen Terrasse, liegt eine zweite Grube (601.780/228.580, 480 m) in 4–5 m Gehängeschutt aus Jurakalk mit einem stark zerrütteten Felsblock von etwa 1,5 m Höhe und Breite; irgendwelches Fremdmaterial konnte nicht gefunden werden, auch nicht in der Bodenschicht; es kann sich also in dieser Form nicht um eine Seitenmoräne des Solothurner Stadiums handeln. Die einzige Erklärungsmöglichkeit für die Herkunft dieses Materials ist die eines Transportes mittels Abgleiten oder Abfließen wie am Chapf und zur gleichen Zeit. Nach dem endgültigen Rückzug des Eises kam es dann zu einer Sackung, angezeigt durch jene kleine als Nackentälchen anzusehende Terrasse, bei der solche Gehängeschuttaschen aufbrachen und der Kalk, frei von Erratikum, bloßgelegt wurde.

4.3 Hanglehme

Die kräftigste Form der Denudation in gemäßigtem Klima ist die der Abschwemmung: Das Feinerdematerial der Böden bewegt sich, sobald das Gefälle etwas größer wird, talwärts. Die Kräfte, die die Verlagerung besorgen, sind mannigfaltig und wirken kombiniert. Das atmosphärische Wasser wirkt durch die Ausschwemmung von Kolloiden, läßt Tonmineralien quellen, dehnt sich beim Gefrieren aus, ja die Eiskristalle wachsen noch weiter; jedesmal entstehen Volumenveränderungen; bei Zuwachs werden hindernde Bodenpartikel hangabwärts geschoben, bei Volumenverminderung sinken höherliegende nach unten nach. Gleich, aber viel intensiver, wirken Wurzeln und Bodenlebewesen aller Art. So kommt es, besonders in feuchtern Klimaabschnitten des Postglazials, in den obersten Bodenschichten zu bedeutenden Massenverlagerungen und damit zur Bildung von Hanglehmen.

Bei der Analyse zeigen diese Hanglehme alle ähnliche Merkmale; vollständige Entkalkung, sehr stark verwittertes und spärliches Skelett, meist nur Quarzite und basisches Kristallin; sodann macht sich eine ziemliche Sortierung bemerkbar, denn im allgemeinen entfallen gut 50 Gewichtsprozent auf zwei benachbarte Korngrößenfraktionen, je nach Höhe über dem Talgrund gröber oder feiner; der leicht rostige Farbton wird durch eine große Zahl von Limonitkonkretionen besonders von der Größenordnung 0,2–0,5 mm verursacht. Dabei wurden zwei Arten von Konkretionen beobachtet, hell- und dunkelbraune, die z.T. in der gleichen Probe gemischt vorkommen.

Besonders stark ist die Abschwemmung an Molassehängen, aber auch über Grundmoräne, so daß Aufschüttungen von vielen Metern Dicke ent-

stehen können. Diese verhüllen meist den Kontakt zwischen Ebenen und Hängen und erschweren damit morphologische und geologische Untersuchungen.

5. WINDBILDUNGEN

5.1 Löß

Echter Löß findet sich nur selten im NE des Gebietes. Das schönste Vorkommen liegt an der Straße zwischen Aarburg und Boningen am S-Fuß des Borns. Es wurde zuerst von Erni (1943) beobachtet und kürzlich von Gouda (1962) eingehend bearbeitet. Bohrungen beim Kalksteinbruch (632.350/240.205, 420 m) ergaben unter 80–125 cm Gehängeschutt und verwittertem Sandlehm mit Steinen 30–110 cm frischen Löß mit einer eindeutigen Schneckenfaunula und Wurzelröhrchen. Liegend folgt merkwürdigerweise Niederterrassenschotter eines Erosionsniveaus; diese Oberfläche ist sogar leicht angewittert. Da die Wurzelröhrchen einen geringen Pflanzenwuchs bestätigen, kann das Lößmaterial nur aus einer noch tiefer liegenden Schwemmlandzone, nämlich den Terrassen des Brestenbergstadiums, stammen; wir setzen deshalb diesen Löß der Maximalphase dieses Stadiums gleich.

Ein weiteres Lößvorkommen wurde von Stingelin (1903) und Erni (1943a) am S-Fuß der Hardflue bei Olten beobachtet; auch hier waren die Schneckenfunde eindeutig. An der Basis fanden sich Knochen eines Mammuts. Das Liegende wird durch Niederterrassenschotter gebildet, sehr wahrscheinlich aber des Akkumulationsniveaus.

Rumeau (1954) erwähnt kleine Lößvorkommen in der Umgebung von Payerne; es dürfte sich aber eher um Stauseeablagerungen ähnlich jener von Attiswil handeln.

5.2 Dünen

Schardt (1901) beschreibt Dünen aus der Gegend von Ins und Gampelen, die z.Z. eines tiefern Grundwasserstandes als heute entstanden sind; ihr Fuß ist jetzt von Torf bedeckt. Der Dünensand ist sehr gut sortiert und enthält 40% Karbonate. Das Material soll aus den umliegenden fluvioglazialen Ablagerungen stammen. Da sie jedoch auf dem postglazialen Aareschwemmkegel liegen, müssen sie sehr jung sein; das Material stammt wohl aus der letzten aktiven Schüttungsperiode der Aare in diesem Gebiet, d.h. aus noch unbewachsenen Schwemmsanden.

Nußbaum (1923, 1927) beschreibt flache Sandhügel aus der Gegend von Schönbühl, die er als Dünen deutet; das Material dazu soll in der trockeneren Periode des Postglazials von den umgebenden sandigen Moränenhügeln hergeweht worden sein. Doch scheint es fraglich, ob diese Hügel damals tatsächlich wüstenhaft kahl lagen. Sonst findet sich kein weiterer

potentieller Sandlieferant, etwa ein größeres Flußbett, in der Nähe. Zudem finden sich ähnliche Sande zwischen den Drumlins zwischen der Bahnlinie bei Schönbühl und dem Grauholz (Remontendepot Im Sand!). Es handelt sich also eher um Aufschüttungen lokaler Bäche. Die erhöhte Lage in den W anschließenden Torfgebieten läßt sich durch starke Setzung in den Torfen erklären, während die Sandlager in alter Höhe blieben.

5.3 Andere Windspuren

In vielen Bodenproben, vor allem in Grundmoräne, fanden sich vereinzelt windbearbeitete Quarzkörner. Ihre Herkunft ist unklar; neben Perm und Trias der Alpen kommt u. U. die untere Süßwassermolasse als Lieferant in Betracht. Auf alle Fälle handelt es sich um aufgearbeitetes Material.

6. BÖDEN

6.1 Periglazialböden

Periglazialböden werden relativ selten gefunden, was aber vielleicht nur auf die zu wenig verbreitete Kenntnis dieser Erscheinungen zurückzuführen ist.

Das älteste Beispiel stammt von Schürer (1928); er fand in den sog. Geröllsanden von Madretsch (586.700/219.400, 447 m, bei Biel) eiskeilartige Bildungen, und zwar handelte es sich um mindestens 5 m tief reichende Spalten mit einer obern Öffnung bis 1,5 m, die mit Grundmoräne mit gekritzten Geschieben und kantigen Blöcken aufgefüllt waren. Eine dieser Spalten verzweigte sich im untern Teil noch.

Einen Taschenboden fand wahrscheinlich Antenen (1936: 84) am NE-Ende des Pfaffenhölzli in der großen Kiesgrube von Finsterhennen (580.100/208.300, 466 m), worüber er schreibt: «Unter 1,5 m Humus liegen ca. 3 m Grundmoräne... der Humus greift zapfenartig in die Grundmoräne ein.»

Die beiden Vorkommen periglazialer Erscheinungen sind deswegen interessant, weil sie innerhalb des letzten Hochwürmstadiums liegen; die Eiskeile können zwar gleichwohl nochmals überfahren worden sein, doch der Taschenboden von Finsterhennen ist sicher jünger als die letzte Eisbedekkung, d. h. jünger als das Brestenbergstadium. Da der nächstfolgende Kälteeinbruch und Eisvorstoß bereits ins Spätglazial gehört, können wir daraus folgern, daß zwar die Gletscher nach dem Alleröd das Mittelland praktisch nicht mehr erreichten, daß aber nicht nur eine glazialklimatische Aufschotterung, sondern auch eine Ausbildung von echten Frostböden erfolgte.

Ein neues Beispiel eines Taschenbodens fand sich auf dem Kameschotter aus der Maximalphase des Brestenbergstadiums im Kieswerk Wyß S Attiswil (613.450/231.640, 456 m), doch ist hier das Alter etwas weniger genau zu bestimmen; er könnte noch aus den jüngern Phasen des Brestenbergstadiums stammen (Fig. 12). Er hat eine mittlere Tiefe von 40 cm, doch

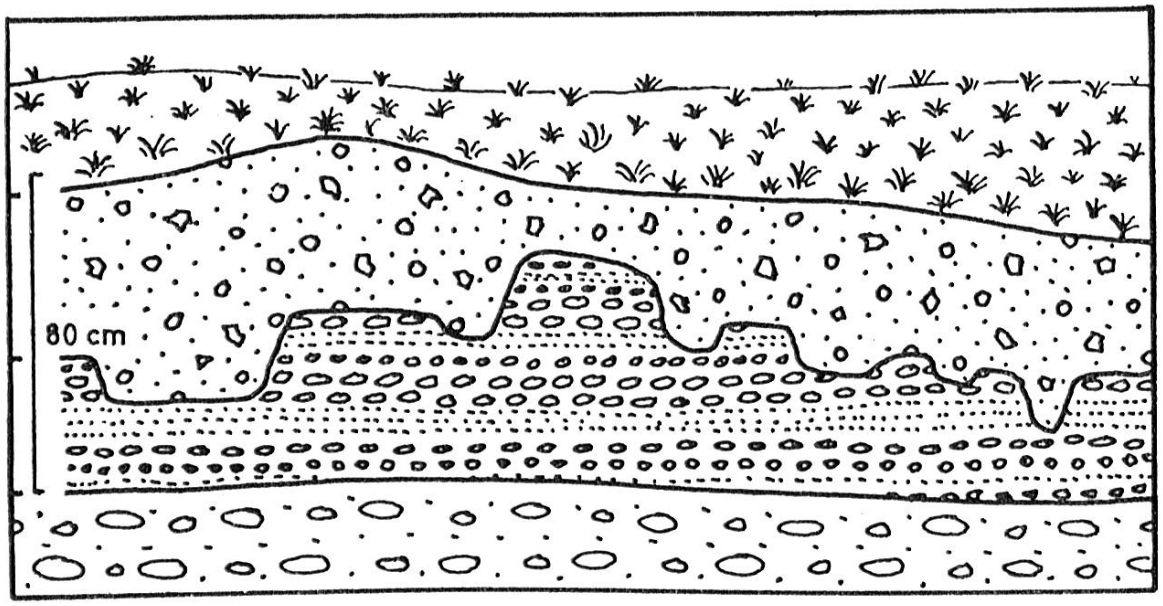


FIG. 12: Taschenboden auf Kameschottern der Maximalphase des Brestenberg-Stadiums S Attiswil (überhöht)

ist nicht ersichtlich, ob ein späterer Abtrag der höchsten Teile stattgefunden hat. Das Ausgangsmaterial ist ein sehr feiner Schotter mit sehr viel Grus und Sand, fein geschichtet und hell braungelb angewittert; der Boden aber besteht aus einer gut durchmischten homogenen Masse von kräftig brauner Farbe mit einem Stich ins Rote; der Feinmaterialgehalt ist der stärkeren Verwitterung entsprechend größer.

6.2 Fossile warmzeitliche Böden

Aus dem Bereich innerhalb der Würm-Endmoränen ist bisher noch keine einzige Bodenbildung bekannt geworden, obwohl verschiedene Fundstellen interglazialer Fossilien gefunden wurden (S. 25).

Im außermoränischen Bereich sind schon lange außerordentlich dicke Verwitterungsschichten auf Riß-Grundmoränen bekannt, deren Bildung einen entsprechenden Zeitraum benötigte; als interglazial können wir sie aber erst ansprechen, wenn sie nachträglich überschüttet worden sind. Auf einen solchen Fall machte uns Herr Dr. R. German (Tübingen) aufmerksam: W des Dorfes Wolfwil ist am E-Abfall des Dickban eine Kiesgrube (625.100/235.450, 455 m) mit mindestens zwei Böden bedeckt, die durch eine auffällige Lage von Quarziten getrennt sind; diese sind wahrscheinlich durch Solifluktion auf den letztinterglazialen Boden zu liegen gekommen. Doch auch der obere Boden ist von auffallend heller Farbe und viel weiter entwickelt als Böden im intramoränischen Bereich. Man ist deshalb versucht, den Solifluktionsvorgang ins Frühwürm, vor das Göttweiger Interstadial, zu setzen.

7. ANTHROPOGENE BILDUNGEN

Durch die Rodung und Bewirtschaftung von Hanglagen geriet vielerorts der Boden in verstärkte Bewegung. Sichtbarer Ausdruck dieser flächenhaften Abwärtsbewegung der Verwitterungsschicht sind vor allem die Ackerterrassen, die im schweizerischen Mittelland weite Verbreitung haben. Beim Bau der Wasserleitung Recherswil–Grenchen wurde beim Hofackerfeld W Nennigkofen (602.500/226.100, 433 m) eine solche Terrasse zerschnitten, so daß eine quantitative Erfassung dieser Veränderungen möglich wurde (Fig. 13):

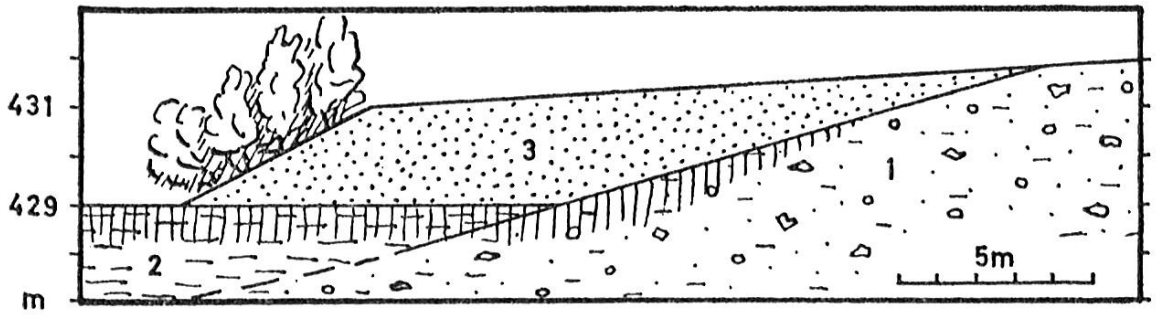


FIG. 13: Ackerterrasse zwischen Nennigkofen und Leuzigen

Der Untergrund wird von Grundmoräne gebildet (1), auf welcher bis zur Kote 429 blaue Seeletten aufliegen (2); durch beide Bildungen zieht ein nicht ganz metertiefer Boden (schraffiert), der sich gegen S in einer jüngern schwächern Verwitterungszone verliert. Die Fläche der darüber liegenden Ackerterrasse (3) ist 17 m breit und maximal 2 m dick. Die Erdmasse ist 8 m auf den ehemaligen Seeboden hinausgeschoben; die durchschnittliche Aufschüttungshöhe beträgt 1 m. Da das «Erosionsgebiet» bis zur nächsten, nur schwach angedeuteten Terrasse ebenfalls ungefähr 20 m breit ist, beträgt die Erniedrigung dort im Mittel ebenfalls 1 m. Die ursprüngliche Hangneigung betrug ungefähr 20%, jetzt noch die Hälfte.

Das Material der Ackerterrasse unterscheidet sich nicht von solchem, das durch Abschwemmung umgelagert worden ist, nur können darin vereinzelt Stückchen von Ziegelstein gefunden werden. Dagegen läßt sich die Grenze zur liegenden verwitterten Grundmoräne durch die Verschiebung des Maximums von β- zu α-Feinsand im Granulogramm leicht festhalten.

Die Verbreitung solcher Terrassenäcker muß früher viel größer gewesen sein; heute werden deren Kanten oft rechtwinklig überpflügt, so daß nur noch leichte Bodenschwellen zurückbleiben. Entsprechend ist es bei kleinen Aufschlüssen oft unmöglich, die Art des Materials im Untergrund sicher festzulegen. Solche anthropogene Umlagerungsschichten können weite Flächen überziehen; so wurde beim genannten Leitungsbau wenig SE der besprochenen Ackerterrasse über eine Strecke von 400 m eine durchschnittlich meterdicke solche Decke gefunden; dabei beträgt die Hangneigung bloß 4%.

IV. MORPHOLOGISCHE BETRACHTUNG AUSGEWÄHLTER GEBIETE

Wie in der Einleitung gesagt, erweisen sich einige Ausschnitte aus dem Untersuchungsgebiet als morphogenetische Schlüsselpunkte und werden deshalb hier herausgegriffen.

A. DIE WANGENER ENDMORÄNEN UND DIE ANSCHLIESSENDEN NIEDERTERRASSEN

Zu den Kartenblättern 1107 Balsthal, 1108 Murgenthal, 1127 Solothurn und 1128 Langenthal der Landeskarte 1:25 000

1. Die Moränen des älteren Wangener Stadiums

Bei der Besprechung des Wallmoränenmaterials (S. 64) fiel auf, daß die Endmoränen des Rhonegletschers einen vollständig andern Charakter haben, sowohl form- als auch materialmäßig, als jene der aargauischen und zürcherischen Talgletscher. Die Lage des äußersten Gletscherstandes kann deshalb nur unter Zuhilfenahme anderer Kriterien festgelegt werden. Am Jurahang ist die Höchstlage sehr schwierig festzustellen, da durch verschiedene denudative Vorgänge Moränenüberzüge leicht abgetragen werden oder zumindest tiefer rutschen. Ein neuer Höchststand, ca. 20 m über dem bisher angenommenen, fand sich in einer Schottergrube am sog. Vorbergweg N Rüttenen (606.400/232.380) auf 720m. Der Aufschluß zeigt liegend 6–7 m Gehängeschutt mit relativ viel Feinmaterial; eine Korngrößenanalyse ergab auch ein typisches Grundmoränen-Granulogramm; die gröbern Bestandteile sind ausschließlich Malmkalk, aber unter 0,5 mm treten häufig Quarze, Feldspäte und Glimmer auf. In drei Meter Tiefe fand sich noch sehr wenig Holzkohle von 0,2–0,5 mm. Überdeckt wird die Brekzie von einer lückenhaften Schicht erratischen Materials, meist aufgearbeitete fluviatile Gerölle, aber auch etwas kantige Findlinge: kieselige dunkle Kalke, Quarzite, grüne Paragneise, bläulicher quarzarmer Granit. Hangend liegt wieder 5 m Gehängeschutt, Malm, ohne Fremdkörper und praktisch ohne Feinmaterial. Es scheint, daß in der untern Brekzienlage Grundmoräne mit Sickerwasser eingedrungen ist.

Weiter im E läßt sich die Eishöhe leichter verfolgen, da sich der Gletscher vom Steilhang loslöst.

Auf der Balmweid W Balm liegt der höchste Erratiker auf 700 m; in der Schottergrube 300 m weiter im NE läßt sich schon auf 695 m kein

Erratikum, auch nicht im Feinerdematerial, nachweisen. Die bisherige Annahme, daß die Eismassen die hohen Felswände bei der Ruine Balm, d.h. 700 m, erreichten, kann nicht bestätigt werden.

Im Becken von Günsberg liegen Findlinge bis 670 m N des Dorfes und bis 650 m im SSE über Kammersrohr.

Im Gebiet der Gemeinde Attiswil fehlen Aufschlüsse, aber NE des Dorfes liegt ein 595 m erreichender Hügel, mit einem Findling gekrönt, der wahrscheinlich die Randlage markiert. Ein eindeutiger Moränenwall liegt zwischen Wiedlisbach und Oberbipp N von Straße und Bahn, erreicht aber nur 506 m, so daß er zu einer etwas kleineren Oszillation des gleichen Stadiums gezählt werden muß. Bei Oberbipp löste sich der Eisrand ganz vom Hang; die Randlage wird jetzt durch eine breite Zone flacher höchstens 20 m hoher Hügel gebildet, die meistens aus aufgepflügten Sanderschottern bestehen. Der Außenrand läßt sich deutlich erkennen, da er mit relativ kleinem, durch Trompetentälchen zerschnittenem Übergangskegel an das Niederterrassenfeld der Dünnernebene grenzt. Er verläuft von Oberbipp über Tällen, Hasenrain, Zingghof nach E und erreicht S Holzhäusern fast die Langenthal-Jura-Bahn, wo in einem Kieswerk der Übergangskegel gut aufgeschlossen ist (S. 45).

Von hier weg wird die Verfolgung fast unmöglich; der trennende Hügelzug zwischen Gäu und Aare ist mit Hochterrassenschottern und Rißmoräne überdeckt, deren interglaziale Verwitterungsschicht stellenweise abgetragen ist; zudem fehlen Aufschlüsse. Junge erratische Blöcke finden sich im Längwald bis zum Punkt 621.000/233.000. Der 200 m S davon liegende Hügel von 507 m Höhe war möglicherweise auf drei Seiten vom Eis umschlossen und trennte so den Dünnern- vom Aarelappen des Gletschers.

Im Gebiet der heutigen Aare sind wegen der starken spätern Zerschneidung nur sehr wenige Spuren des maximalen Eisstandes zu finden. Auskunft geben zwei Kiesgruben im Dorfe Bannwil. Hinter dem Schulhaus ist das folgende Profil sichtbar (622.350/231.920, 452 m):

1 m Sand
2 m polygene Schotter, wenig gröber als die Niederterrasse, relativ gut sortiert
1 m Grundmoräne mit Findlingen
6 m Niederterrassenschotter, Erosionsoberfläche nach N einfallend

300 m weiter im SW (622.100/231.720, 461 m):

8 m noch nicht aufgeschlossen
3 m polygene Schotter, waagrecht geschüttet
4–5 m polygene Schotter, Deltaschichtung
0–2 m Grundmoräne mit Findlingen bis 19 t
5–8 m Niederterrassenschotter

In beiden Fällen liegen die Überreste der Moränen in einer Art Becken, so daß auch das Feinmaterial erhalten blieb; es handelt sich um einen feinen braunen Sand, der irgendwo an der Oberfläche nicht als Grundmoräne erkannt würde, nur die gekritzten Gerölle weisen darauf hin.

Die Moränenreste liegen in einer Art Zungenbecken, das von SW gegen NE von 443 auf 448 m ansteigt und in Niederterrassenschotter eingetieft ist. Da das Akkumulationsniveau hier mindestens 460 m betrug, kann der Erosionsbetrag abgeschätzt werden; er ist für ein Gebiet so nahe der Gletscherstirn ganz beträchtlich. Nach dem Ansteigen der Auflagerungsfläche der Grundmoräne zu schließen drang der Gletscher noch ca. 500 m weiter vor.

Die überlagernden Schotter sind, wie die Deltaschichtung zeigt, in einen kleinen See geschüttet worden, dessen Spiegel auf rund 450 m lag. Das bedeutet, daß, als das Seebecken vom Eis freigegeben war, die Eintiefung in der Niederterrasse bereits mindestens 10 m erreicht hatte. Nun aber wurde der See aufgefüllt, und die Schüttung ging weiter. Wie mächtig sie wurde, wissen wir noch nicht, da ein entsprechend liegender Aufschluß noch fehlt; doch läßt die Morphologie des Gebietes W der Kirche Bannwil vermuten, daß das geschätzte Niederterrassen-Akkumulationsniveau nochmals erreicht wurde. Diese Schüttung muß mit einer zweiten Oszillation des älteren Wangener Stadiums zusammengebracht werden, die wohl bis 1 km W Bannwil reichte, und zu der der Märgelenboden W des Dorfes als Trompetentälchen gehören könnte.

S der Aare liegt der Spichigwald (Gde Aarwangen). Seine maximale Höhe von 512 m im W läßt vermuten, daß er einen Aare- und einen Langetenlappen des Rhonegletschers voneinander trennte; Funde, die die Randlage dort genau zu bezeichnen vermögen, fehlen noch.

Der Rand des Langetenlappens verlief über Rain, den E-Rand von Bützberg, den Untern Schloßhof, Thunstetten, Rängershüseren und ist aus der topographischen Karte leicht ersichtlich. Über die Petrographie dieser Endmoränen wurde oben gesprochen (S. 65).

Nußbaum (1911) stellte in diesem Gebiet drei Phasen fest, die sich durch Wälle mit je etwa einem Kilometer Abstand auszeichnen. In den beiden innern Wällen fehlen gegenwärtig Aufschlüsse, so daß sich nicht feststellen läßt, ob sie durch einen regelmäßigen Rückzug gebildet worden sind.

Von Thunstetten gegen SW ist die Verfolgung der Randlage insofern leicht, als sie von einem randglazialen Tal begleitet wird, das die bei Burgdorf gestaute und abgelenkte Emme in die Molasse eingeschnitten hat.

Im Gebiet von Bleienbach–Thörigen–Bollodingen ist der N-Rand dieses randglazialen Tales so abgeschliffen, daß man annehmen muß, daß das Eis in dieses Tal vordrang und die Emme gegen den andern Talhang abdrängte.

Die Stauchendmoräne an der Straße zwischen Bettenhausen und Herzogenbuchsee (620.430/225.480) muß deshalb auch zu einer kleinern Phase, wahrscheinlich der innersten, des Stadiums gerechnet werden.

S von Herzogenbuchsee beginnt sich das randglaziale Tal viel tiefer einzuschneiden und trennt Molassehügel von beträchtlicher Höhe ab. Die beiden ersten, Steinhof und Steinenberg, sind bekannt durch ihre großen Findlinge, jener vor allem durch seine gewaltige Arkesin-Blockgruppe aus dem Val de Bagne; die höchsten Blöcke erreichen am Steinenberg 625 m, wo Baumberger (1911) auch lehmige Grundmoräne beobachtete.

Von der Gletscherstirn bis hierher beträgt das Gefälle der Randlage 13‰; nimmt man jetzt eine Reduktion auf 10‰ an, so müßte die Randlage 10 km weiter im SW bei Burgdorf in 720 m Höhe liegen; das randglaziale Tal hingegen läßt nur ca. 660 m zu. Zum Vergleich sei erwähnt, daß gegenüber am Jurarand die Eishöhe ebenfalls 720 m erreichte. Nun hat Gerber (1950) jenseits des Tales zwischen Steinenberg, Burgdorf und dem Heimiswil-Graben weitverbreitete frische Grundmoräne kartiert, so daß auch hier wieder mehr als eine Phase sich aneinanderlagern, aber nicht gut scheiden lassen. Die scharfen Ränder des randglazialen Tales lassen eine glaziale Überfahrung nicht zu, so daß das Tal wenigstens von hier bis zum Steinenberg jünger sein muß als das Maximum; die Bildung kann dennoch in das ältere Wangener Stadium fallen.

2. Die extramoränischen Niederterrassen und ihre Verknüpfung mit den Moränen des Maximalstandes

Über das Material und das Akkumulationsniveau cf. S. 27 ff. Die Verknüpfung geschieht im Dünnerntal durch einen Übergangskegel, der direkt auf den gut gerundeten Niederterrassenschottern aufliegt; bei Langenthal ist kein Übergangskegel zu erkennen, dagegen zeigen die Niederterrassenschotter durch abnehmende Rundung und zunehmenden Gehalt an oft kantigen Bruchstücken von Walliser Kristallin das Nahen des Gletschers an. Daraus wird ersichtlich, daß die Hauptentwässerung abwechslungsweise einen der drei oder vier Niederterrassenäste benutzte; zur Zeit des Aufstaus der Maximalmoränen setzte die Entwässerung durch den Langetenast aus und verlagerte sich wohl in den zentralen Aareast; ein relativ kleiner Teil des Wassers aber floß ins Gäu und bildete dort den eindeutig fluviatilen Übergangskegel. Bei der Zerschneidung desselben nach dem Loslösen des Eises vom Maximalstand erwies sich der Ausfluß aus dem Aareast stärker und legte damit den Dünnernast trocken. Der logisch zu erwartende Übergang von der weit transportierten Schottermasse der Niederterrasse zum Übergangskegel ist damit zerrissen worden, aber die einzelnen Glieder sind doch nachweisbar.

Zur Oberfläche der extramoränischen Niederterrasse, d.h. zu deren Akkumulationsniveau, ist noch eine Bemerkung nötig. Im Gegensatz zu

tiefern Terrassen ist es nirgends gelungen, trockengelegte Flußläufe, Altläufe zu finden; die ganze Oberfläche ist auffallend eben, mit Sand und Lehm planiert. Ein Gegenstück dazu bildet wieder das Akkumulationsniveau der jüngern Seelandschotter.

3. Die Terrassenniveaus in den Niederterrassenschottern

Schon seit langem (Nußbaum 1911 etc.) werden in den Niederterrassenschottern außerhalb der Endmoränen eine Reihe von Eintiefungsniveaus beschrieben. Kehrer (1922) stellt bei Olten, Wittmann (1961) bei Basel drei Terrassenniveaus fest; diese lassen sich bis Bannwil durchgehend verfolgen als Akkumulationsniveau, Önztalterrassen und Akkumulationsniveau des Emmeschuttkegels. Doch sind diese Niveaus komplex gebaut (Wittmann), so daß eine eindeutige Zuordnung oft nicht möglich ist. Zudem treten in Endmoränennähe noch Zwischenniveaus auf, so daß schon bis 6 Erosionsniveaus festgehalten worden sind (Moser 1958).

Im Untersuchungsgebiet sind die beiden tiefern Niederterrassenniveaus je zweiteilig; zwischen den drei Hauptniveaus liegt noch je ein Zwischenniveau:

I Akkumulationsniveau
II Bannwil-Fritzenhofniveau
III Önztalterrassen A + B
IV Bannwil-Bännlibodenniveau
V Emmeschuttkegelniveau A + B
VI heutiger Flußspiegel

In einer Übersichtstabelle seien zuerst nur die Höhenzahlen zusammengestellt:

	I	II	IIIA	IIIB	IV	VA	VB	VI
Aarburg	420	–	–	–	405	–	397	392
Station Rothrist	425	–	–	415	408	405	–	395
Murgenthal	430	–	–	424	–	410	–	402
Aegerten	435	–	–	427	–	412	–	403
Aarwangen	–	445	–	435	–	415	–	408
Bannwil	465	456	450	445	435	419	–	410
Berken	470	–	455	450	440	421	–	–
Walliswil-Bipp	–	–	460	–	–	424	–	–
Deitingen	–	–	–	–	460	430	424	420

Die weitere Besprechung hält sich nicht mehr an diese Reihenfolge.

4. Die Önztalterrassen

Sie sind von Olten weg mit geringfügigen Unterbrechungen bis Bannwil mit einem konstanten Gefälle von ca. 2,5‰ verfolgbar. Ihre Oberfläche

ist sehr unregelmäßig, finden sich doch darin alte, nicht aufgefüllte Flußbette bis zu 7 m Tiefe und 150 m Breite (Moosbachgraben N Schwarzhäusern). Verschiedene Aufschlüsse zwischen Fulenbach und Schwarzhäusern zeigen Niederterrassenschotter ohne irgend eine andere Deckschicht, d. h. es handelt sich um ein reines Erosionsniveau.

Etwas anders wird die Sache oberhalb Bannwil; die Terrassen biegen jetzt nach S ins Önztal um, während am Aarelauf keine Reste mehr zu finden sind. Alles macht den Eindruck, daß der von S kommende Fluß bedeutender war als jener über der heutigen Aare.

Folgende Felder gehören zu diesem Niveau: Oberwiler Terrasse S der Station Rothrist; Studenweid S Boningen; Terrasse von Fulenbach–Wolfwil–Schwarzhäusern; Terrasse von Aarwangen–Meiniswil; Oberberken–Heimenhausen–Wanzwil–Niederönz–Oberönz–Wynigental, d. h. das Niveau geht in den Talboden des randglazialen Tales Burgdorf–Wynigen–Bollodingen über; sie stammt also aus einer Zeit, da die Emme immer noch bei Burgdorf abgelenkt wurde. Wichtig sind auch zwei kleine Abzweigungen nach dem Inkwilersee und nach dem Burgäschisee.

Außerdem treten ca. 5 m über diesem Niveau ausgedehnte Terrassen auf, die aus meist groben, schlecht sortierten bunten Schottern aufgebaut sind, die den Niederterrassenschottern, z. T. aber auch Molasse und Grundmoräne aufgesetzt sind. Auf der rechten Talseite liegt das erste Feld bei Schörlishüseren S Bannwil und zieht über Baumgarten und den westlichen Unterwald nach Herzogenbuchsee, wo das Baumaterial verschiedentlich in Baugruben aufgeschlossen wird. Im Bifang, wo die Bahnlinie nach Solothurn das Önztal quert, sind diese polygenen Schotter 9 m mächtig, liegen direkt auf der Molasse und bilden somit auch das Material der tiefern durchgehenden Önztalterrasse.

Auf der W-Seite des Önztales gehören dazu: die Terrasse von Walliswil–Wangen und das Plateau des Humpergwaldes im Aaretal, dann nach S umbiegend eine Terrassenleiste, oft ziemlich schmal, die bis zum Lörwald W Heimenhausen zieht. Hier wird die Terrassenkante plötzlich gerundet und verwischt, als wäre sie glazial überarbeitet.

SE des Önzberges liegt wieder eine Terrassenleiste des gleichen Niveaus mit den Weilern Wisi und Flueacher; die Terrassenkante zieht dann weiter nach S in den Eichwald, wo sie gegen den Aeschisee umbiegt, eine Art Trompetental andeutend. Das Material der Terrasse aber verändert sich und geht in Niederterrassenschotter und Moränen über. Sowohl das Normalniveau der Önztalterrassen wie das erhöhte liegen innerhalb der Moränen des maximalen Eisstandes, sind aber nirgends von Moränen überdeckt, also jünger; in der Zusammenstellung im letzten Abschnitt ist das höhere Niveau mit IIIA, das tiefere mit IIIB bezeichnet.

Das bis Olten durchgehende Niveau IIIB erreicht bei Herzogenbuchsee ein Gefälle von konstant 2,5‰, dann beginnt es rasch zu steigen, doch ist

dies auf jüngere Abschwemmungen lehmig-sandiger Art aus dem südlichen Molassegebiet zurückzuführen, die die Schottersohle überlagern.

Das Gefälle des Niveaus IIIA dagegen beträgt 3,5‰ und dürfte talabwärts schon bei Schwarzhäusern mit dem Niveau IIIB konvergieren. Oberhalb Herzogenbuchsee fehlen Terrassenreste, so daß das Verhältnis der beiden Niveaus zueinander nicht weiter verfolgt werden kann.

5. Das jüngere Wangener Stadium

Dieses Stadium wurde 1911 von Nußbaum festgestellt, aber später kaum mehr genügend gewürdigt. Und doch sind ganz kräftige Anzeichen dafür da. Die Önztalterrassen bestehen zwar im Unterbau aus Niederterrassenschottern, aber in dieses Erosionsniveau ist ein richtiger Sander aus polygenen Schottern eingelagert; dieser hat ein relativ hohes Gefälle und verliert sich flußabwärts; zudem ist er zerschnitten, wie das bei Übergangskegeln und Sandern häufig der Fall ist, durch ein überdimensioniertes Trompetental; zu einer Schüttung nach einer Erosionsphase kann es aber nur kommen, wenn die Gletscher wieder vorstoßen und Schuttretensionsbecken wieder ausfüllen, ja ausräumen. Weitere Anzeichen wurden schon früher besprochen, nämlich die merkwürdig schlecht durchgearbeitete Grundmoräne bei Inkwil (S. 72) und das Profil aus einer Kiesgrube zwischen Aeschi und Oberönz (S. 66). Eindeutige Moränenwälle sind in diesem Önztalabschnitt allerdings nirgends vorhanden; nur muß in dieser Beziehung festgehalten werden, daß ja vor der Gletscherzunge die durch Schmelzwasser des Aaregletschers verstärkte Emme vorbeifloß, so daß wohl aller Stirnmoränenschutt sofort der Verschwemmung anheimfiel; durch Seitenerosion verbreiterte sich dann das Niveau IIIB noch weiter, so daß von der Oberfläche aus der Zeit der maximalen Ausdehnung dieses Stadiums herzlich wenig übriggeblieben sein kann. Ein weiteres, zwar allein nicht maßgebendes Anzeichen, sind starke Stauchungen im Untergrund, wie sie S und E des Aeschisees sowie E des Inkwilersees auftreten; sie zeigen gewissermaßen das Ende der erodierenden Tätigkeit des Gletschers an. Wie weit sich der Gletscher vor diesem Stadium zurückgezogen hat, ist nirgends sicher nachzuweisen; bei der Besprechung der polygenen Schotter von Halten (S. 49) wurde aber festgestellt, daß der Rückzug bis dorthin gereicht haben könnte. Im Gebiet des Jurafußes ist die Eisrandlage nur spekulativ anzugeben, sichere Aufschlüsse fehlen. Als Endmoräne kann der Hügelkranz N und E um Wiedlisbach herum aufgefaßt werden mit den Höhen: Stierenweid 514 m, Einisbüel 476 m, Steinacher 477 m, Birchlen 476 m.

Im Abschnitt Wangen a. A.–Wangenried–Röthenbach fehlen Hinweise.

6. Die Eintiefung in der Niederterrasse zwischen älterem und jüngerem Wangener Stadium

Wegen der Einschüttung der Sanderschotter des jüngeren Wangener Stadiums ist der Eintiefungsbetrag nur ungefähr anzugeben, es sei denn, der Kontakt der beiden Schotter sei aufgeschlossen. So beträgt die Eintiefung bei Rothrist 12 m, die folgende Einschüttung 2 m, bei Bannwil 22 und ca. 7 m.

Über den Vorgang einer solchen Eintiefung wissen wir bis heute sehr wenig. Am Ende einer Aufschüttungsphase folgt nach Troll (1954) eine Mäandrierungsphase mit einer flächenhaften, wenig tiefen Einschneidung, gewissermaßen als Übergang zur eigentlichen Zerschneidung der Terrassen durch Tiefenerosion. Die große Terrasse Bannwil–Fritzenhof, die sonst in kein System paßt (Niveau II), könnte so eine befriedigende Erklärung erfahren.

7. Das Niveau IV Bannwil-Bännliboden und das Brestenbergstadium

Zwischen den Niveaus IIIB und VA findet sich noch ein weiteres, bestehend aus dem Bännliboden bei Bannwil und der Sohle des Wiggertales, die nur im untersten Teil noch etwas weiter zerschnitten ist. Es ist naheliegend, die beiden Stücke miteinander in Verbindung zu setzen. Hält man flußaufwärts Umschau, so stößt man in passender Höhenlage im Deitinger Wald auf einen großen Kame, der auf S. 47 beschrieben worden ist. Dieser Kame aber zeigt uns gleichzeitig den Rand eines bisher nicht bekannten Vereisungsstadiums an, der Maximalphase des Brestenbergstadiums. Einige der zugehörigen Moränen sind schon lange bekannt, aber die Lage der Gletscherstirne konnte nie gefunden werden. Festgelegt ist der Eisrand durch den Absturz der höhern Terrasse des Deitinger Waldes; vom östlichsten Ende fehlen nach wie vor die Spuren, doch dürfte das Eis Wangen a.A. erreicht haben. Auf der Juraseite sind Anhaltspunkte durch den Kameschotter von Attiswil–Füchsen (S. 47) gegeben, der Toteisspuren zeigt. Der erste richtige Moränenwall folgt W Neuhüsli–Flumenthal (486 m), dann kommt die Terrasse Viertel–Riedholz (510 m), die aus wallmoränenähnlichem Material, allerdings mit sehr wenig kantigem Kristallin, besteht. An der Martinsfluh (Verenakette N Solothurn) dürfte die Randlage wohl 560 m erreicht haben, d.h. die Gletscherzunge stieg mit rund 15‰ an.

Eine kleinere Zunge erstreckte sich Richtung Galmis wohl bis zum Ischenhof, und ihre Schmelzwasser flossen nach NE durch das heute durch abgeschwemmtes Material verschüttete Tal zur Siggern und damit zum Kame von Attiswil.

Gegen W wird die Randlage durch den langen Moränenzug Fallernhölzli–Höhefeld–Oberfeld bei Oberdorf festgelegt. Bei Im Holz wird der

Jurahang erreicht, womit Wälle und andere Anzeichen für eine genaue Bestimmung praktisch verschwinden.

Wie weit die Eismassen im S vorstießen, ist unbekannt. Einen einzigen Anhaltspunkt in Wallform bildet das Breitfeld (472 m) N Höchstetten, von dem eine ganz kleine Abflußrinne Richtung Aeschisee zu ziehen scheint. Doch bleibt in diesem Falle unerklärlich, was für einen Weg die Emme von Burgdorf an einschlug; denn das Wynigental scheint damals nicht mehr benutzt worden zu sein, sonst wären die Önztalterrassen unterhalb Herzogenbuchsee viel energischer zerschnitten worden.

Rund 40 m tiefer liegt am N-Hang des Aaretals noch eine zweite Reihe von Wallmoränen: Weierrain W Riedholz (496 m), Busleten-Rütimatt SW Oberdorf (560 m) und das Hubelwäldli in Lommiswil. Es muß sich um eine relativ unbedeutende Nachphase handeln, da sie sonst keine Spuren hinterlassen hat, außer an der tiefern Kameterrasse von Deitingen.

Die dritte, für den Komplex namengebende Phase ist nur durch eine mächtige überlappte oder überfahrene Moränenmasse zwischen Riedholz und Feldbrunnen W des Brestenbergs belegt (S. 67). Alle drei Phasen sind hier zum Brestenbergstadium zusammengefaßt und als jüngstes Stadium des Hoch- und Hauptwürm betrachtet, jünger als das Solothurner Stadium. Die Begründung geht u.a. von der Annahme aus, daß in diesem glazial stark übertieften Gebiet besonders günstige Verhältnisse für die Bildung von fluviatilen Ablagerungen herrschen, so daß praktisch jedes Stadium, ja sogar einzelne Phasen, mit Schottern und Terrassen in Verbindung gebracht werden können. Die fluviatilen Ablagerungen des Solothurner Stadiums aber sind nicht in der üblichen Form ausgebildet (cf. S. 94).

8. Die Emmeschuttkegelniveaus

Das obere Niveau, die Niederterrasse von Aarwangen–Aarburg, wurde zuletzt von Nußbaum (1951) beschrieben. Es läßt sich durchgehend von Olten bis Wangen a.A. verfolgen, wo es ca. 2 km aussetzt, dann aber stark verbreitert als Emmeschuttkegel bis Burgdorf und über den verlandeten Solothurner See und den Aare/Saaneschuttkegel bis Aarberg zieht. Alter und Petrographie dieser sog. jüngeren Seelandschotter sind schon diskutiert worden (S. 52).

Das Gefälle dieses obern Niveaus VA ist etwas unregelmäßig, da die Schüttung streckenweise in einen epigenetisch in Molasse eingeschnittenen Flußlauf erfolgte. In der Molasse von der Önzmündung bis Wolfwil beträgt es nur 0,6‰, flußabwärts bis Rothrist verdoppelt es sich zumindest. Im innermoränischen Bereich von Bannwil bis Deitingen steht zuerst Molasse an, dann wieder Schotter; da die Terrassenreste aber zu spärlich sind, kann nur über die ganze Strecke ein Gefälle angegeben werden: 1,2‰. Bei Deitingen kommt der Umschwung: die Geschiebemenge bleibt gleich, aber

die Wassermenge nimmt durch den Wegfall der Aare ab, womit das Gefälle sofort auf 4,5‰ zunimmt.

Dieses höhere Niveau ist ein typisches Akkumulationsniveau mit einer Sand- und Lehmdecke als Abschluß.

Darin ungefähr 4–5 m eingesenkt ist ein tieferes Niveau VB, welches sich der ganzen Aare entlang bis zur Einmündung der Emme verfolgen läßt, wo es langsam zum Hauptniveau aufsteigt; ungefähr bei Derendingen verschwindet es.

Zu diesem Niveau gehören außer dem Emmenschachen unterhalb Derendingen das Gebiet zwischen Flumenthal und der Aare, der Bernerschachen S Attiswil und das große Gebiet des Deitinger Schachen–Hohfuren–Wangen a.A. sowie das Moos N davon. Dieses demonstriert die Kraft der Seitenerosion besonders augenfällig, denn sein nördlicher Teil bildet einen Flußmäander ab, der eine Fläche von 30 ha um im Mittel 25 m abtrug. – Weiter talwärts lassen sich nur noch kleine und unsichere Reste dieses Niveaus finden.

Später hat die Aare ihren Lauf fixiert, d.h. sich etwas eingeschnitten. Die Schachen sind damit wieder Zeugen des langsamen Umkippens von Akkumulation zu Tiefenerosion über eine Mäandrierungsphase.

9. Zusammenfassung

In der weitern Umgebung von Wangen a.A. sind schon seit langem eine große Zahl von Moränen und Terrassen bekannt, zwischen denen schon Nußbaum (1911) einen Zusammenhang nachweisen konnte. Da in diesem glazialen Depressionsgebiet die Erhaltungsbedingungen für polygene Schotter besonders günstig sind, gelang es mit deren Hilfe, Gletscherstände des Würm-Hochglazials und Terrassen im Endmoränengebiet miteinander zu korrelieren. Es ergibt sich kurz das Folgende:

Älteres Wangener Stadium:

1. Phase (Würmmaximum): Akkumulationsniveau der Niederterrasse mit Trompetentälchen
2. Phase Bannwil-Fritzenhof-Niveau, Mäandrierungsniveau

Jüngeres Wangener Stadium:

Önztalterrasse A, «Akkumulationsniveau»
Önztalterrasse B, «Trompetentalniveau» (Mäandrierungsniveau)

Brestenbergstadium:

1. Phase (Maximum):
äußerste Oszillation: Bannwil-Bännlibodenniveau

2. Oszillation (tiefere Terrasse des Deitinger Waldes)

Schlußvereisung:
Emmeschuttkegel, Akkumulationsniveau
Emmeschuttkegel, Mäandrierungsniveau

Die Zerschneidung der extramoränischen Niederterrasse fällt also vollständig in die zweite Hälfte des Hochglazials.

B. DAS SOLOTHURNER STADIUM

Zu Blatt 1127 Solothurn der Landeskarte der Schweiz 1:25 000

1. Allgemeines

Nähert man sich von W oder von E der Stadt Solothurn, so sieht man schon von weitem über die Aareebene hinweg deren Häuser, von Türmen überragt, riegelartig das Aaretal sperren. Die Alluvialebene W der Stadt, eindeutig ein verlandeter See, ist bei Grenchen 3 km breit, am Rande der Stadt noch die Hälfte; eine schlauchartige Verbindung von 500 m durchbricht den Riegel im Tal Richtung Emmeschuttkegel.

Die ganze Anlage, Becken und Talsperre, markieren eindeutig ein glaziales Zungenbecken. Moränenartige Hügel, dem Beckenrande folgend, lassen den Eindruck eines besonders schön ausgebildeten Gletscherstadiums entstehen. Dieses hat in der Literatur allgemein Eingang gefunden und ist zuletzt von H. Beck (1957) beschrieben worden. Es wird schon seit Jahren unglücklicherweise mit dem Ausdruck W 2 (Würm 2) bedacht.

In der letzten Zeit sind im ganzen Gebiet eine große Zahl neuer Aufschlüsse entstanden, die dieses Stadium in ein besonderes Licht rücken. Deshalb seien die einzelnen Teile des Moränenkranzes eingehend betrachtet.

2. Die Endmoräne von Solothurn

Ein wallartiger 500–1000 m breiter Riegel löst sich vom SW-Ende der St.-Verena-Antiklinale und bricht an der Aare ab; seine Höhe beträgt über weite Strecken 450 m, d.h. 20 m mehr als die Alluvialebene der Aare. Weiter im S setzt er wieder ein und erreicht im Lerchenfeld nochmals die gleiche Höhe. Diese Ebenheit bei einem Moränenwall macht etwas stutzig. Die im Folgenden genannten Aufschlüsse werfen deshalb ein neues Licht auf die Genese dieses «Walles».

a) Fegetz; Leitungsgraben von der Kreuzung Herrenweg–Blumenrain (607.325/229.320, 453 m) südlich der Kantonsschule vorbei nach E bis zum Punkt 607.755/229.330, 449 m E der Fegetzallee: Aufschlußtiefe ca. 4 m. Auf der ganzen Strecke waren sehr grobe ausgewaschene Schotter mit Jurakalken bis 60 cm im Hangenden, etwas feinere Schotter im Liegenden zu sehen. Kristallin war häufig, z.T. kantig; das Ganze gehörte eindeutig

zum Typ der bunten glazigenen Schotter. Im E sinken die Schotter nicht mit dem Gelände, sondern etwas steiler ab, doch war es nicht möglich festzustellen, ob es sich um eine Erosionsoberfläche handelt. Lokal kommen kleine Mulden vor, die mit Grundmoräne gefüllt sein können, so ca. 70 m E der ältern Turnhalle der Kantonsschule (Lehm mit gekritzten Geschieben). Es scheint also, daß die Schotter von einem nahen Gletscher als Sander aufgeschüttet und später überfahren wurden; dabei besteht die Möglichkeit, daß die Ablagerung auf geringmächtiges Toteis erfolgte.

b) Die gleichen polygenen Sanderschotter wurden noch an folgenden Punkten aufgeschlossen: Neubau Kantonspolizei am Riedholzplatz (607.580/228.720); Gärtnerhof an der Steingrubenstraße (607.320/228.930); Nordmann AG Gurzelngasse (607.370/228.930).

c) Autophon AG, Neubau Bürohaus (606.780/229.150, 448 m). Unter 1–1,5 m Sanderschottern folgen Linsen von Lehm und Lehmsand ohne gröberes Material bis zu 1,5 m Dicke. Liegend ein etwas feinerer Schotter, der ähnlich der Niederterrasse ist. Der ganze Komplex erscheint gestaucht.

d) Neubau SE der Zentralbibliothek (606.950/228.750, 439 m). 4 m gestauchter Schotter wie Niederterrasse, aber mit Granit- und Kalkblöcken bis 60 cm, überdeckt mit Grundmoräne; diese taucht gegen N steil in die Tiefe; das entstehende Tälchen ist mit abgeschwemmtem Material ausgefüllt. Der Schotter ist nicht identisch mit dem Solothurner Sanderschotter, sondern gleicht dem liegenden bei der Autophon; also muß er als Kameschotter aus dem Beginn des Interstadials vor dem Solothurner Stadium betrachtet werden. Wie die Entwässerung lief, konnte aber wegen der Stauchungen in beiden Fällen nicht bestimmt werden.

e) Neubau Winterthur-Unfall, Bielstraße (607.150/228.600, 439 m). Hier kamen unter drei Meter Aufschüttung überraschend gleichviel feine, regelmäßig geschichtete, gut gerundete blaugraue Niederterrassenschotter zum Vorschein.

Der Solothurner Endmoränenwall entpuppt sich also als Sander eines sicher nur wenig weiter im W gelegenen Gletscherstandes, aufgelagert auf einen etwas älteren Kame und auf Niederterrassenschotter und überdeckt mit einer sehr lückenhaften Grundmoränenschicht. Eine Endmoräne, d.h. Wallmoränenmaterial, ist nirgends vorhanden; deshalb liegt der Schluß nahe, daß das ganze Stadium überfahren worden ist. Dabei ist anzunehmen, daß noch während der Aufschüttung des Solothurner Sanders im E anschließenden Luterbacher Becken etwas Toteis vorhanden war, das bis in die Gegend des Fegetz reichte.

Dieses Toteis erklärt aber das Absinken des Geländes E der Stadt Solothurn nicht vollständig; auch erodierende Kräfte halfen an der Weitergestaltung mit. So sind E des Zentrums an der Sternengasse (607.920/229.160, 445 m) oberflächlich Sande mit feinen Geröllschnüren angeschnitten worden, deren Schichten von der nach E abfallenden Terrainoberfläche eindeutig gekappt werden; in der anschließenden Senke wurden beim Ster-

nen an der Baselstraße (608.060/229.030, 439 m) 7 m sandig-lehmiger Moränenkies mit einzelnen größeren Blöcken gefunden (Mollet 1925). Auch die Art der Auflösung des Sanderfeldes gegen E ist auffällig: Dem N Talhang entlang und an der Baselstraße (Hauptstraße nach Feldbrunnen) holt das Feld nach E aus; dazwischen greift eine Senke bis zu den alten Stadtbefestigungen nach W zurück. Im S ist der Durchbruch vollständig und tief; so liegt die Grundmoräne unter dem Volkshaus (607.150/228.150, 430 m) auf der Kote 411 m. S der Aare ist die Lage ähnlich: Sporn des Bürgerspitals-Senke-Leisten um das Gisihübeli. Das ganze Sanderfeld hängt also in der Luft, und es sind Anzeichen dafür da, daß dies auf Gletscherüberfahrung zurückzuführen ist.

3. Der Hunnenberg

Dieser über kilometerlange waldbedeckte Hügelzug S der Straße Solothurn–Lüßlingen besteht aus zwei Teilen; der Hauptteil, d.h. was über 460 m aufragt, besteht aus Molasse (untere Süßwassermolasse) mit einem Überzug von Grundmoräne. Im W ist eine kleinere Verflachung vorgelagert, die aus Schottern unbekannter Art mit Grundmoränenüberzug aufgebaut ist. Bedeutende Aufschlüsse fehlen.

4. Der Gisberg

Dies ist ein kleiner Hügelzug E des Dorfes Lüßlingen, gegen den Hunnenberg ziehend; die relative Höhe beträgt kaum 10 m, die Länge 600 m, die Breite 150 m. Nach Angabe der Bauern ist die ganze Gegend von einem dicken «Boden» überzogen, nur beim Gisiberg reiche der Schotter des Untergrundes bis direkt unter die Grasnarbe.

Ein Aufschluß an seinem W-Ende (604.900/226.645, 455 m) ergab das folgende Profil (Fig. 14):

a) Schotter, hangparallel geschichtet, Alpenkalk, Jurakalk, viel Walliser Kristallin
b) id. horizontal geschichtet, Zurundungsindex 236; sandig-lehmige Lagen mit kleinen gekritzten Kalken
c) Linse von Grundmoräne mit gekritzten Geschieben.

Es handelt sich eindeutig um einen Esker, d.h. um eine inglaziale Bildung, dort, wo eine Randlage vermutet wird.

5. Holen-Riemberg-Hubel

Zwischen der Bahn Solothurn–Lyß und der parallel laufenden Straße liegt diese Hügelgruppe. Zwei Aufschlüsse orientieren über ihren Bau:

a) Am W-Ende, noch auf dem Boden der Gemeinde Leuzingen (602.600/

226.100, 445 m), liegt eine 10 m tiefe Kiesgrube, die Niederterrassenschotter mit einer spärlichen Moränenüberdeckung zeigt.

b) Am E-Ende liegt das Kieswerk Holen, das den Hügel in voller Höhe aufschließt (604.500/226.700, 434–460 m). Der Kern besteht aus Niederterrassenschottern; diese sind mit einer bis 8 m mächtigen Kappe von Blocklehm überlagert, wobei die Findlinge im untern Teil häufiger und größer sind als im obern. Im einzelnen liegt unter 1 m entkalktem Boden

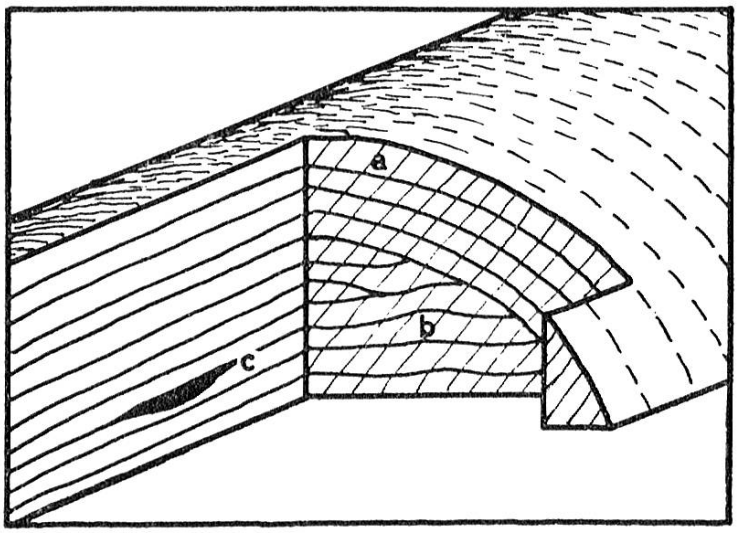


FIG. 14: Gisberg bei Lüsslingen; cf. Text

eine Art Tasche von 1 m Grundmoräne mit nur wenig Geröllen (klein, Kalke gekritzt, wenig kantiges Kristallin) und im Liegenden 1 m steinige Grundmoräne mit kleinen Findlingen. In dieser Tiefe von 3 m finden sich stellenweise Pakete von geschichteter verschwemmter Grundmoräne von typischer Korngrößenzusammensetzung (12% Ton, 25% α-Feinsand) mit wenig Skelett und etwas Wurzelröhrchen. Liegend folgen 5 m Blocklehm. So fragt man sich, ob diese Moränenbildungen nicht zwei verschiedenen Gletscherständen zugeordnet werden müssen; ein gewisser Anhaltspunkt besteht, doch ist er nicht ausreichend. Von einer Wallmoräne kann hier nur in sehr eingeschränktem Sinne gesprochen werden, nämlich vom liegenden Blocklehm.

6. Die Wasserleitung Recherswil–Grenchen zwischen Aare und Bucheggberg

Bei ihrem Bau ergab sich die einmalige Gelegenheit zur Aufnahme eines Profils aus dem Gebiet des Solothurner Sees durch die Randlagenzone des Solothurner Stadiums hangaufwärts bis zu den Hochterrassenschottern, die die Höhen des Bucheggberges bedecken. Der Verlauf des durchschnittlich 3 m tiefen Grabens wird durch folgende Punkte markiert:

Schnitt mit Bahn Solothurn–Lyß	602.420/226.150
Weg ca. 50 m N P. 454 (Tschuepismatten)	602.790/225.895
Straße Solothurn–Lyß	603.210/225.770
Winterhalden (Knick nach E)	603.170/225.370
Cheibeler	603.790/225.530
Weg Nennigkofen–Cholrüti	603.925/225.485

Von hier führte der Graben zu den Häusern am Waldrand S Müli–Nennigkofen, das kleine Tälchen aufwärts, dann zu P. 538 am Weg zwischen Nennigkofen und Lüterkofen. Auf dieser Strecke sind nur noch unzusammenhängende Stücke untersucht.

In der Aareebene finden sich blaue Seeletten, etwas Torf und Seekreide (cf. S. 60), unter welchen am S Talrand Grundmoräne aufsteigt. Schon 10 m vom alten Ufer weg tauchen für kurze Zeit ältere Seelandschotter bis 1 m unter die Oberfläche auf; dann ist wieder nur Grundmoräne mit bis 3 m mächtiger Überlagerung von Abgeschwemmtem und Ackerterrassen sichtbar.

Ein zweites Auftauchen von Niederterrassenschottern, auf der Karte am Ausbiegen der Isohypsen erkennbar, liegt beim Punkt 602.940/225.820, 463 m N der Tschuepismatten.

70 m vor der Straße Nennigkofen–Leuzingen taucht unter der Grundmoräne eine andere Bildung auf: Gekritzte Gerölle aus Schottern sind vermischt mit einer großen Menge kristalliner Bruchstücke, schlecht gerundeter Quarzite und Sandsteine; Bindemittel ist lehmiger Sand; zwischengelagert finden sich kleine Grusbänder, die z. T. bis in Senkrechtstellung aufgebogen sind. Eigentliche Schichtung ist keine vorhanden. Nach weitern 20 m erreicht die Bildung über eine Strecke von 20 m die Oberfläche. 20 m vor der Straße ist sie wieder 2 m tief unter Grundmoräne abgesunken. Es handelt sich hier allem Anschein nach um ein überfahrenes Reststück einer Wallmoräne des Solothurner Stadiums. Diese Moräne liegt in einer Art Paß zwischen dem Aaretal und dem kleinen Tal, das von Nennigkofen über die Weiermatten Richtung Buchi SE des Längenberges zieht.

Folgt man nun dem Graben in dieses Tal, so fällt ein Wechsel in der Ausbildung der Grundmoräne auf: Während bisher nur selten und ganz oberflächlich Findlinge vorkamen, ist die Grundmoräne jetzt so tief wie aufgeschlossen mit Erratikern durchsetzt; dies bedeutet, daß eine Wallmoräne mit viel Obermoränenmaterial aufgearbeitet worden ist. Eine Kontrolle durch Einregelung ergab tatsächlich auch eine Bewegungsrichtung des Eises von WNW her an; das Eis ist also buchstäblich überbordet und durch den kleinen Paß in das anschließende Tälchen gedrungen.

Im Talgrunde selbst sinkt die Grundmoräne unter Hanglehme, die mit Torf und etwas eingeschwemmtem Sand verzahnt sind. Erst im Cheibeler taucht sie wieder auf; sie ist dort außerordentlich fein (23 % Ton, 15 % α-Fein-

sand) und enthält keine Findlinge von Bedeutung mehr. Ihre merkwürdige olivgrüne Farbe ist wohl auf die im Untergrund anstehenden bunten Mergel der untern Süßwassermolasse zurückzuführen.

Im Tälchen S der Müli Nennigkofen wechselt die Grundmoräne ihre Farbe und gleicht jetzt ganz dem blaugrauen, weichen Sandstein, von dem sie noch aufgearbeitete Bruchstücke enthält. Auf der Paßhöhe gegen das Biberntal (P. 538 über Lüterkofen) liegt die Moräne auf Hochterrassenschottern und hat wieder eine braune Farbe.

Da Aushub und Schließung des Grabens sehr rasch vor sich gingen, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, daß die Grundmoränendecke ununterbrochen bis zur Höhe des Bucheggberges ziehe, doch weisen die gemachten Beobachtungen in diese Richtung. Aber das eine steht doch fest, daß in tieferer Lage ein eindeutig überfahrenes Stadium vorhanden ist.

7. Die Moränenhügel auf der Nordseite des Zungenbeckens

Hier sind Aufschlüsse ziemlich selten. Zum Moränenkranz wird das Geugenspüel N des Franziskanerhofes (Gde Bellach) und das Gebiet des alten Dorfes Bellach gezählt. Hier bot sich N der katholischen Kirche in einer Baugrube Einblick in die Bodenverhältnisse (604.740/229.065, 445 m); unter einer ziemlich dicken Bodenschicht standen Niederterrassenschotter an. Der langgestreckte Weieracher, ein Hügel von 466 m, weist keinen Aufschluß auf.

Vom Länghölzli E Selzach war oben (S. 79) die Rede; auch dort war kein Wallmoränencharakter festzustellen.

8. Zusammenfassung

Der ganze Kranz von Wallmoränen des Solothurner Stadiums hält also einer genaueren Betrachtung nicht stand, und doch lassen sich verschiedene Gründe für die Existenz dieses Stadiums anführen. Die Lösung besteht in der Annahme, daß das Stadium überfahren worden ist. Wie weit die Gletscher damals vorrückten, ist damit allerdings noch nicht bestimmt. Auf alle Fälle haben sie alle Formen, die mit der Solothurner Randlage zusammenhingen, gründlich überarbeitet, so stark, daß schon Bärtschi (1913: 182) sie als Drumlins ansah.

Daß etwas nicht stimmen kann, sollte noch aus einem andern Grunde offensichtlich werden: Gletscherstirnen haben ein recht bedeutendes Gefälle, wie die folgende Zusammenstellung zeigt:

älteres Wangener Stadium	260 m auf 14 km =	18,6 ‰
Brestenbergstadium, Maximum	150 m auf 10 km =	15,0 ‰
Solothurner Stadium	60 m auf 6 km =	10,0 ‰

Dieses letzte ist für eine Gletscherstirn eindeutig zu wenig, denn je kleiner der Abschnitt ist, desto größer sollte das Gefälle werden. Vollends ist wohl kaum anzunehmen, daß die Gletscheroberfläche nun horizontal zu liegen kommt bis ins Seeland, wie dies W. Staub (1951) annimmt. Die scheinbaren Moränen müssen also, wie schon Bärtschi (1913) feststellte, anders entstanden sein.

9. Randglaziale Täler

Hinter jedem geschlossenen Moränenkranz entwickelt sich ein randglaziales Entwässerungssystem, das sich auch um das Solothurner Stadium feststellen läßt.

Eine Rinne zieht im S vom Lerchenfeld hinter den genannten scheinbaren Wallmoränen durch die Weiermatt nach Lüßlingen–Nennigkofen–Weiermatten–Buchli nach Brunnader E Leuzingen. Das Gefälle ist allerdings nicht gerade passend; beim Bürgerspital liegt der Talgrund auf 450 m, 5 km weiter im WSW aber auf höchstens 460 m. Doch ist es wohl möglich, daß die Aufschüttung bei Solothurn weiterging, als der obere Teil des Tales schon eisbedeckt war.

Über den Aufbau des Talgrundes wissen wir nicht viel. Wo die vorhin genannte Wasserleitung den Talgrund quert, fand sich 3 m Torf mit Sandzwischenlagen; als man Sondierstangen in die Tiefe trieb, ereignete sich ein Grundbruch und große Mengen Wasser traten zutage. Es ist anzunehmen, daß die ursprünglich vorhandene Grundmoräne nur noch als Residualbildung vorhanden ist, so daß die liegende Schotterfüllung angestochen worden ist; ebensogut konnte es sich allerdings auch um Grundwasser aus Niederterrassenschottern handeln.

In Lüßlingen sind zwei Bohrungen von Interesse. Die eine (604.820/226.530, 441 m) zeigt 27 m bald stark ausgewaschene, bald sehr lehmige grobe Schotter; darunter folgt etwas wie Grundmoräne bis zur Kote 413; ob die liegenden hart gelagerten Sande dem 400 m weiter N wahrscheinlich gemachten Interglazial entsprechen, ist unmöglich festzustellen. Auffallend ist hier die große Mächtigkeit der Rinnenfüllung.

Wenig weiter im S (604.890/226.400, 445,6 m) ergab sich das folgende Profil:

6 m Grundmoräne (445,6–440 m), d.h. tiefer als der Grund des randglazialen Tälchens
8 m grobe Schotter (440–432 m)
2 m stark lehmiger Schlemmsand mit Geröll (?)
1 m Grundmoräne, Mergel (?)
liegend Molassefels

Hier scheint also der Nachweis erbracht zu sein, daß auch das randglaziale Tälchen überfahren wurde, denn die groben polygenen Schotter liegen zwischen zwei Grundmoränen.

Das nördliche randglaziale Tal ist zuerst im Gärisch in Bellach auf 454 m erkennbar. In Baugruben hinter dem neuen Schulhaus waren bis 3 m groben Schuttes mit Findlingen ganz beträchtlicher Größe sichtbar; das Ganze machte eher den Eindruck einer Residualbildung, vielleicht von Wallmoränenmaterial.

Gegen W werden Hügelzug und Randtal über 500 m unterbrochen, bis sie beim Bellacher Weiher wieder deutlich hervortreten. Hier liegt die Rinne auf rund 455 m. Hinter Weiermatt und Länghölzli steigt sie auf einer Strecke von 1,5 km bis auf 490 m an. Aus diesem Abschnitt beschreibt Mollet (1944) eine Bohrung (602.400/229.100?) auf der Kote 465. Unter 1,5 m wahrscheinlich abgeschwemmtem Material folgen 14 m Schotter, oben grob und schlecht sortiert, gegen unten allerdings eher der Niederterrasse ähnlich. Liegend fand sich Kalkfels, wobei Mollet Bergsturzmaterial vermutet.

Das nächste erkennbare Stück randglazialen Tales liegt NE Bettlach hinter Büelen, das Erlimoos (490 m). Mollet (1944) vermerkt Lehm, darunter Kies und Sand, bei 12 m Tiefe fraglichen Molassesand. Das Ergebnis ist also hier nicht gerade vielsagend; doch kann festgestellt werden, daß ein junges randglaziales Tal beträchtlich besser ausgebildet sein dürfte, so daß eine glaziale Überarbeitung ohne weiteres in Betracht gezogen werden darf.

10. Das Alter des Stadiums

Die tiefe Lage der Niederterrassenreste unter der Stadt Solothurn (436 m) zeigt, daß vor diesem Stadium bereits ein kräftiger Abtrag wohl glazialer Natur stattgefunden hat. Die Verhältnisse zwischen Nennigkofen und Leuzingen beweisen das Vordringen des Gletschers in ein bereits bestehendes, vom heutigen nicht mehr allzu verschiedenes Relief. Die auf das Solothurner Stadium folgende glaziale Erosionsphase vermochte dessen Spuren bei weitem nicht mehr auszuwischen, da ihre Erosionsbeträge zu gering waren. Ob diese geringen Leistungen auf eine nur geringe Eismächtigkeit oder auf eine kurze Dauer des nachfolgenden Stadiums zurückzuführen sind, ist damit noch nicht entschieden. Schon ohne stratigraphischen Nachweis mag man aber annehmen, daß die starke Erosionsleistung den beiden Wangener Stadien, die geringere Wirkung dem nachher folgenden Brestenbergstadium zuzuschreiben ist.

Alle vier Stadien müssen zum Würm-Hochglazial oder Hauptwürm gehören, denn sie liegen alle nur 15 km auseinander, was in Anbetracht der 120 km Länge des Mittellandarmes des Rhonegletschers sehr bescheiden ist. Wie weit sich die Gletscher während der drei Interstadiale zurückzogen, ist unbekannt; vielleicht verschwand das lebende Gletschereis vollständig aus dem Gebiet, aber deswegen konnten dennoch große Toteismassen liegen geblieben sein. Eine Abnahme der Eismächtigkeit von ca. 300 m im Gebiet

des Solothurner Sees zwischen älterem Wangener und Solothurner Stadium darf man aber schon annehmen. Ob dies zur Unterscheidung von Stadien reicht, ist eine andere Frage; vielleicht spräche man besser nur von vier Phasen.

C. DIE WINDKLUSEN DER VERENAKETTE

Zu Blatt 1107 Balsthal der Landeskarte der Schweiz 1:25 000

Die Verenakette ist eine durch Bruchtektonik fast zum Horst gewordene kleine Juraantiklinale N der Stadt Solothurn. Sie ist ungefähr 4 km lang, im W 575 m, im E 600 m hoch. Sie wurde von Staehelin (1924) eingehend geologisch untersucht. Die tiefsten aufgeschlossenen Schichten gehören zum Sequan und sind in der Verenaschlucht sichtbar (daher Verenaschichten). Darüber liegt massiger Kalk des Kimmeridge, z.T. als Solothurner Marmor abgebaut. Stellenweise finden sich darin noch Bolustaschen. Im E ist die Falte noch von unterer Süßwassermolasse überdeckt. Die NW-Begrenzung wird durch einen Bruch von mindestens 150 m Sprunghöhe gebildet, von welchem die Schichten 10–20° nach SE einfallen. Die SE-Begrenzung wird wieder durch Brüche gebildet, so daß ein sicheres Umbiegen der Schichten in die Tiefe nicht nachgewiesen werden kann. Der äußerste Kalkaufschluß war beim Schulhausneubau in Feldbrunnen sichtbar (608.850/230.100, 450 m), ein 2–3° SE fallendes Karrenfeld mit einer 2–3 cm dicken Überdeckung durch einen mergeligen, blättrigen Kalk.

Über der W-Hälfte der Kette fehlt heute die tertiäre Hülle; noch erhaltene Bolustaschen zeigen aber, daß die Freilegung des Kimmeridge recht jung sein muß; Gletscherschliffe und eine große Zahl von Findlingen weisen auf die bloßlegende Kraft hin.

Dieser Kalkteil der Falte ist von drei wenig tiefen Klusen angeschnitten, deren Wände schöne fluviatile Kolke zeigen. Heute liegen die zwei östlichen trocken und sind zu Windklusen geworden; die westliche im tektonischen Scheitel der Kette ist die heutige Verenaschlucht.

Im Folgenden soll nun versucht werden, die Trockenlegung der andern Klusen zu datieren.

Die mittlere Schlucht, der Fuchsboden, ist 10–15 m tief in den Kalk eingeschnitten und weist ein Gefälle von 60‰ auf. Verlängern wir den frühern Bachlauf dem weichen Molassegestein entsprechend mit einem reduzierten Gefälle von 20‰, jurawärts, so stoßen wir jenseits des Galmis bei ca. 570 m Höhe in den Steilhang vor der Terrasse von Rüttenen–Oberrüttenen. Diese besteht mindestens in ihren obersten Teilen aus einem Schotter unbekannten Alters mit vielen Jurageröllen und ist mit Grundmoräne überlagert. Die liegenden Teile der Terrasse aber bestehen aus Molasse; unter Berücksichtigung eines gewissen glazialen Erosionsbetrages könnte sie gerade die alte Landoberfläche bilden, über welche ein kleiner Bach zum Fuchsboden floß (Fig. 15).

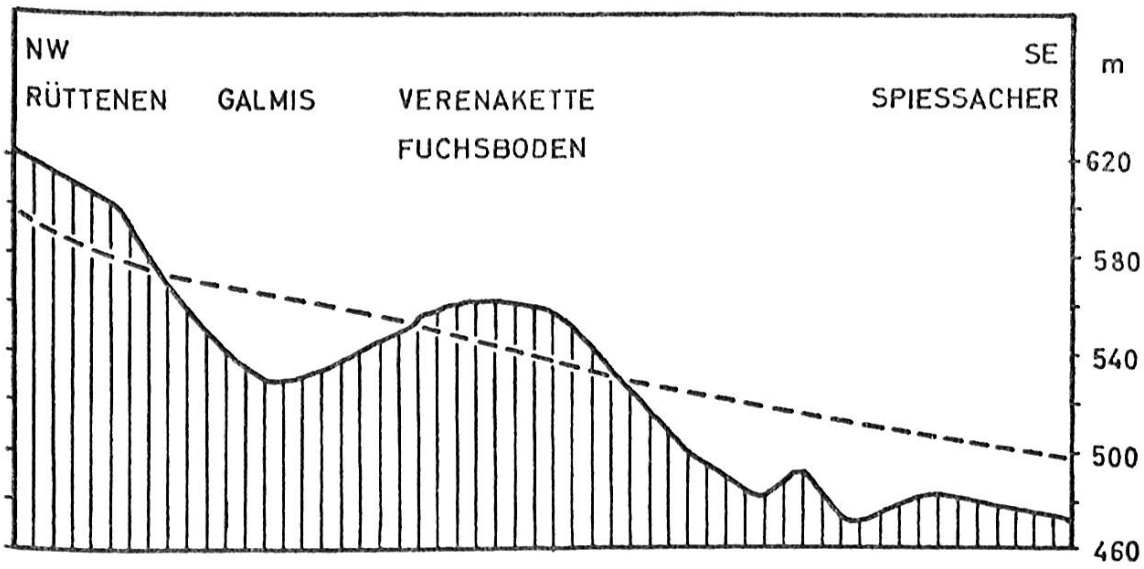


FIG. 15: Profil durch die Verenakette längs des prärissischen Fuchsbodenbaches (gestrichelt)

Eine Verlängerung in der anderen Richtung, nach SE, ist schwieriger, da der Bach aus einer Härtezone in weiches Molassegestein austrat. Nach einer leichten Versteilung ist aber wohl eher eine stärkere Gefällsabnahme zu erwarten. Nimmt man deshalb noch 20‰ an, so kommt man im Gebiet der heutigen Aare auf eine Höhe von 490 m, was sehr gut in das alte Talbodensystem der Mindel-Riß-Zeit passen würde. Die nachfolgende Rißeiszeit räumte dann die weiche Molasse in der Synklinale des Galmis teilweise aus und schuf einen langgestreckten Trog, in den dann auch die Sackung von Wiedlisbach niederging. Durch diese Feststellung lassen sich einmal mehr Erosionsbeträge genau bestimmen. So kommt im Galmis fluviatile Erosion überhaupt nicht in Frage, und der Betrag der glazialen Erosion der beiden letzten Eiszeiten erreicht somit rund 40 m.

Noch erstaunlicher ist aber die Tatsache, daß die heute noch tätige St.-Verenaschlucht bzw. Klus an ihrem Ausgang seit des Mindel-Riß-Interglazials um mindestens 40 m, an ihrem obern Ende um mindestens 20 m tiefer gelegt worden ist. Hier handelt es sich jetzt um fluviatile Erosion. Daß ein so kleiner Bach sich so rasch in harte Kalkschichten einschneidet, ist recht unwahrscheinlich, es sei denn, der Fels sei zerrüttet, d.h. die Klus liegt in einer tektonischen Störungszone.

Die zweite Windklus, der Chalchgraben, zeigt nochmals die gleichen Merkmale wie der Fuchsboden, aber nicht so schön ausgebildet.

D. DIE ENTSTEHUNG DES LUTERBACHER BECKENS

Zu Blatt 1107 Balsthal und 1127 Solothurn der Landeskarte der Schweiz 1:25 000

E Solothurn erstreckt sich ein weites Becken, das vom untern Teil des Emmeschuttkegels erfüllt wird; darin liegen die Orte Zuchwil, Derendingen,

Luterbach, Deitingen und Wangen a.A. Denkt man sich alle quartären Ablagerungen weg, so bleibt als Begrenzung gegen NW ein ansteigender Molassehang, dem wenige Rundhöcker etwas Gliederung geben. Im W liegen zwei Rundhöcker von ganz beträchtlicher Größe, Birchi und Bleichenberg. Gegen S steigt der Untergrund flach an, auch mit aufgesetzten kleinen Rundhöckern. Über die Situation gegen E sind wir im Unklaren; sicher bekannt ist nur der hohe, nach allen Seiten abgerundete Gensberg; wie weit unter dem Deitinger Wald neben Schottern noch Molasse vorhanden ist, kann nicht gesagt werden. Im Beckenzentrum aber läge ein See, dessen Grund mindestens 100 m unter der heutigen Oberfläche läge, während der Spiegel bei ca. 350 m wäre.

Die Deutung dieser großen Depression kann auf zwei Arten geschehen: entweder tektonisch als eine Art Kessel- oder Grabenbruch (Furrer 1948) oder durch Glazialerosion.

Ein tektonischer Vorgang dieser Art braucht eine relativ lange Zeit zu seiner Ausbildung. Ließe sich nachweisen, wieviel Zeit für die Bildung des Beckens zur Verfügung stand, könnte die Frage der Bildung entschieden werden.

Die ältesten Anhaltspunkte für die Morphogenese des Gebietes gewinnen wir bei der Betrachtung der Auflagerungsfläche der Hochterrassenschotter, dem Mindel-Riß-interglazialen Talboden. Seine Lage konnte relativ leicht bestimmt werden (S. 102) zu 470 m am östlichen und 490 m am westlichen Ende des Beckens. Nehmen wir also eine mittlere Höhe von 480 m an, d.h. 60 m über dem heutigen Aarespiegel. Dieser alte Talboden wurde gut 40 m tief unter Riß-Vorstoßschottern begraben.

Der nächstjüngere Anhaltspunkt ergibt sich aus einer Bohrung, die für das Kraftwerkprojekt Flumenthal ausgeführt wurde (Jäckli 1958):

14 m	spätglazialer Emmeschuttkegel
8,5 m	Grundmoräne Würm
11 m	feine Sande mit spätinterglazialen Pollen (Furrer 1948)
x + 62,5 m	lehmige bis grobe Sande, z.T. mit Kies.

Bohrbereich 422,5–326,5 m. Die Rißgrundmoräne wurde nicht gefunden, geschweige denn der Molasseuntergrund.

Es zeigt sich also, daß zur Zeit, da der Rißgletscher das Gebiet erreichte, die Landoberfläche bei ca. 520 m lag. Als er sie wieder verließ, d.h. zu Beginn des Riß-Würm-Interglazials, lag der Molasseuntergrund des Beckens schätzungsweise auf höchstens 310 m (je tiefer das Becken, desto mächtiger sind die Grundmoränen an ihrem Grund). In dieser relativ kurzen Zeit erfolgte also eine Eintiefung von 210 m! Bei einer tektonischen Bildung muß natürlich nur der Betrag der verschwundenen Molasse, 170 m, eingesetzt werden; er ist aber für eine tektonische Erklärung immer noch viel zu groß.

Am Ende der Rißeiszeit blieb in dem Becken ein See zurück, von dem wir weder Ausdehnung noch Spiegelhöhe kennen. Immerhin haben wir

einige Anhaltspunkte über dessen Form. Durch Bohrungen sind in drei Richtungen wegziehende Mulden bekannt, eine nach NE Richtung Gäu, die andere nach W gegen Safnern SW Grenchen, und die dritte Richtung Bern; diese ist zwar absolut gesehen nicht sehr tief, wohl aber relativ, denn eine 90 m tiefe Bohrung beim Moossee erreichte auf der Kote 435 den Untergrund nicht.

Dieses und ähnliche Becken, möglicherweise dem ganzen Jurafuß entlang, bildeten für das Riß-Postglazial die lokale Erosionsbasis. Alle Zuflüsse schnitten sich mehr oder weniger tiefe Schluchten in die weiche Molasse, wie dies auch jetzt wieder an Aare und Saane schön sichtbar ist. Im Prinzip ist das Aussehen der postrissischen Landschaft der heutigen ähnlich, mit dem Unterschied, daß die Reliefenergie etwas größer war. Wie rasch der alte Luterbachersee aufgefüllt wurde, wissen wir nicht. Die Würm-Grundmoränen liegen auf Schlammsanden, die denen der heutigen Aare sehr ähnlich sind; sie enthalten spätinterglaziale Pollen. Damals war der See also aufgefüllt, und die Aare floß träge, mit wohl kaum 0,5‰ Gefälle, durch eine weite Alluvialebene.

Bis zur Kote 352, also 70 m tief, folgen lehmige Sande mit etwas Kies, der sicher auch fluviatil transportiert und abgelagert worden ist. Erst die liegenden 26 m eher grober, gut sortierter Sande können wirklich als Seebildung aufgefaßt werden. Ob die Gletscher der Rißeiszeit damals schon verschwunden waren, als der See aufgefüllt wurde, ist damit noch nicht gesagt. Auf alle Fälle kann festgehalten werden, daß keine Ablagerungen vorhanden sind, die auf einen großen See, der längere Zeit bestand, hinweisen.

Die neuerliche Klimaverschlechterung zu Beginn der Würmeiszeit führte zur Bildung der Niederterrassenschotter. Ihre Auflagerungsfläche lag im Luterbacher Becken auf ca. 420 m und ihre Mächtigkeit erreichte mindestens 60 m. Von W kam der Schuttstrom der Saane, von S der der Aare, und beide füllten das Becken vollständig auf. Der größte Teil dieser Schotter wurde allerdings vom vorstoßenden Rhonegletscher wieder wegerodiert; übrig blieben nur noch relativ kleine Reste an den Talhängen, besonders bei Attisholz, aber auch S Deitingen. Die Erosion griff allerdings lange nicht so tief wie in der Rißeiszeit, denn das Becken liegt ja schon nahe dem Rande des Vereisungsbereiches; die Schotterdecke wurde im Zentrum des Beckens gänzlich abgetragen und im entstehenden «geologischen Fenster» die Interglazialsande angegriffen, doch wurde der Gletscher durch die erneute Klimabesserung in seiner Arbeit unterbrochen. In der zurückgebliebenen Grundmoräne aber findet man jetzt spätinterglaziale Pollen (Furrer 1948).

Das heutige Luterbacher Becken ist also in bezug auf Fläche und Tiefe bescheidener als das letztinterglaziale.

Die endgültige Ausgestaltung der großen Züge des Beckens fällt in das Spätglazial, als die jüngern Seelandschotter des Emmeschuttkegels die Unebenheiten der glazialen Landoberfläche ausglichen und durch Seitenero-

sion ringsum ein Steilbord schufen. Der Betrag dieser Seitenerosion ist oft verblüffend; als Beispiel wurde schon das Moos bei Wangen a.A. genannt (S. 93). Bei der Zellulosefabrik Attisholz fließt die Aare auf einer bis 400 m breiten Molasseplatte, die dadurch entstand, daß die Emme den Hauptfluß mit ihrem Schutt in den nördlichen Talhang drängte. Meist ist das Ausmaß allerdings nicht so spektakulär; doch sind die Folgen von großer praktischer Bedeutung, denn so wurde unter der Grundmoränendecke dem Beckenrand entlang überall das Liegende sichtbar.

E. DAS WAUWILER BECKEN

Zu Blatt 1128 Langenthal und 1129 Sursee der Landeskarte der Schweiz 1:25 000

1. Allgemeine Beschreibung

NE des Napfberglandes liegt, Wiggertal und Suhrental miteinander verbindend, eine breite Depression mit flachem Alluvialboden. Der N-Rand des Beckens, wo Egolzwil, Wauwil und Kaltbach liegen, verläuft auffallend gerade W–E und ist recht steil aus Schichten der oberen Meeresmolasse aufgebaut. An vielen Stellen ist noch eine Überkleidung mit frischer Grundmoräne feststellbar.

Auf den andern drei Seiten steht ebenfalls Molasse an, doch ist sie von einer großen Zahl von Tälern durchbrochen, die wie das Wauwiler Becken selbst von pleistozänen und holozänen Ablagerungen erfüllt sind. Ein Ausgang aus dem Becken führt in das SSE–NNW verlaufende Suhrental direkt nach Sursee. Von hier drang in der Würmeiszeit ein Gletscherarm in das Becken ein und ließ eine Reihe oft schön erhaltener Endmoränenkränze zurück. Der östlichste, zwischen Bognau und dem Bahnhof Sursee, schneidet den Durchgang zum Becken geradlinig ab, die andern biegen immer stärker nach W aus: Der Wall von Mauensee umschließt den gleichnamigen See; der Kranz von Kaltbach-Seewagen ist doppelt bis dreifach; der größte Endmoränenkranz verläuft schon nahe dem westlichen Beckenrand von Egolzwil über Hoostris nach Ettiswil, ist stellenweise auch dreifach und umschließt den ehemaligen Wauwilersee. Alle drei Endmoränengebiete werden von der Ron durchbrochen, die den Mauensee entwässert. Vor dem Egolzwiler Kranz fließt die Wigger durch.

Am S-Ende des Beckens, bei Alberswil und Ettiswil, finden sich drei Ausgänge. Nach SE führt das gut 2 km breite Rottal, welches von einer großen Zahl von Wallmoränen durchquert wird, die einem von Ruswil herkommenden, durch verschiedene Transfluenzen genährten Arm des Reuß-Aare-Gletschers zuzuschreiben sind. Der nördlichste dieser Wälle, jener von Zuswil–Rothubel, ist allerdings dem Wauwiler Arm zuzuschreiben und liegt folglich noch außerhalb der Ettiswiler Moränen.

Nach S führt das schottererfüllte kastenförmige obere Wiggertal, welches im Raume von Willisau in die Täler der Enziwigger, der Buchwigger und der Seewag aufsplittert.

Das Enziwiggertal zeigt eine ca. 300 m breite Sohle und steile Talwände; in ca. 30 m Höhe findet sich ein ausgeprägtes Terrassensystem, wie es nachher bei der Luthern auch beschrieben werden wird; Aufschlüsse fehlen zwar, doch bestehen sie sehr wahrscheinlich auch aus zu der Niederterrasse gehörenden Zeller Schottern. Noch höher, 60–70 m über der Talsohle, finden sich Reste eines alten Talbodens ins Anstehende eingeschnitten; dieses Talbodensystem ist im Napfgebiet weit verbreitet und wurde schon als Riß-Mindel-Interglazialtalboden beschrieben (S. 23). Das Gefälle der Talsohle beträgt im untern Teil schon 12 ‰ und steigt nach oben entsprechend an; beim Eintritt in das Wauwiler Becken nimmt es unvermittelt auf ca. 7 ‰ ab. Das Seewagtal dagegen zeigt durch fast fehlendes Gefälle im untersten Teil einen eindeutigen Rückstau durch die beiden Wiggern an; talaufwärts fallen starke Einschüttungen aller Seitenbäche auf. Bei Wolhusen fällt das Tal unvermittelt in jenes der kleinen Emme ab; es ist offensichtlich, daß diese während der letzten Eiszeit vom Reußgletscher gestaut und dem Ostfuß des Napfs entlang abgedrängt wurde. Jetzt fehlt dem Tal der Hauptfluß und die Seitenbäche sammeln sich zur Seewag.

Der dritte Ausgang am S-Ende des Beckens ist eine nach W führende Talung, bis Gettnau ohne Fluß, denn die Luthern biegt bei diesem Dorf durch ein enges Tal nach N ab. Folgen wir der Luthern aufwärts nach W, so biegt diese bei Zell rechtwinklig nach S um, während die Talung ohne rechtes Gewässer weiter nach W führt. Von Gettnau flußaufwärts bis zum Dorfe Luthern findet sich, meist 40 m über dem kastenförmigen Tal, ein aus lokalen Schottern, den sog. Zeller Schottern, aufgebautes Terrassensystem. Je nach Gebiet 10–40 m über diesen Terrassen finden sich wieder die Riß-Mindel-interglazialen Talböden, mit dem Unterschied allerdings, daß sie rechtwinklig zum Tal verlaufen und über dieses hinwegziehen.

Die W-Seite des Beckens wird von einer Reihe einzelstehender Molassehügel gebildet, die O. Frey (1907) als Molassezeugenlandschaft von Schötz beschrieben hat. Diese Hügel werden durch den untersten Abschnitt der Luthern vom geschlossenen Molasseland im W abgetrennt. Zwischen dem Lutherntal und dem Wauwiler Becken bestehen eine Reihe von Verbindungen.

Die gerade Fortsetzung des untersten Abschnittes des Lutherntales ist das Wiggertal von Nebikon bis Aarburg; der namengebende Fluß kommt aber zwischen dem nördlichsten Molassezeugen und dem N an das Wauwilerbecken anschließenden Molassenland durch aus dem Becken selbst her.

Zwischen Luthern und Wigger steht als nördlichster Molassezeuge der Wellberg; sein N-Ende besteht zum Teil aus Wallmoränenmaterial, das mit dem jenseits der Wigger (Büelen S Nebikon) eindeutig einen weit vorgeschobenen Gletscherstand dokumentiert.

S des Wellbergs besteht zwischen den beiden Flüssen eine 800 m breite Verbindung, in welcher das Dorf Schötz liegt. Hier ist morphologisch das natürliche Ende des breiten von der Aare herkommenden Tales. Die Luthern folgt nun dem 300 m breiten stark gewundenen, steilwandigen Tal von Niederwil nach Gettnau. Zwischen ihr und dem Becken bleibt ein Dreieck mit fünf Molassezeugen sehr unterschiedlicher Größe zurück: Hübeli und Dachsenberg im N, Buttenberg im SW, Chastelen und St. Blasiushügel im SE. Zwischendurch verlaufen ebenfalls kleine Talböden, wobei zwischen Chastelenhof und Buttenberg allerdings eine 20 m hohe Schwelle liegt. Die Molassehügel zeigen an ihrer N- und E-Seite häufig frische Moränen (O. Frey 1907), die am Hintern Buttenberg gegen 600 m erreichen, d.h. 60 m über der Talsohle liegen.

Bei der Betrachtung dieser Landschaft stellt sich eine große Zahl von Fragen, deren Beantwortung für das morphogenetische Verständnis auch der westlicher liegenden Gebiete wichtig ist. Solchen Fragen seien die nächsten Abschnitte gewidmet.

2. Die Niederterrassen-Niveaus im Wiggertal und dem Wauwiler Becken

Das Akkumulationsniveau der Niederterrasse läßt sich im Aaretal eindeutig festlegen; es erreicht bei Olten 415 m, beim Schulhaus Oftringen 426 m (Gefälle 2,5 ‰). Bis Brittnau steigt es auf 448 m (4 ‰); von hier an fehlen talaufwärts weitere Terrassen. Der Wiggertalboden liegt am Talausgang auf 407 m (ohne Berücksichtigung der relativ geringfügigen Zerschneidung unterhalb Zofingen), bei Oftringen 11 m unter dem Akkumulationsniveau, bei Brittnau noch 6 m, d.h. er weist ein stärkeres Gefälle von 5 ‰ auf. Nun ist es sonst allgemein so, daß das Gefälle eines Akkumulationsniveaus höher ist als das eines Erosionsniveaus; also haben hier bei der Ausbildung der Niveaus unbekannte Faktoren gestört.

Der heutige Talboden ist in einem frühern Abschnitt (S. 91) mit dem Bannwil-Bännlibodenniveau und damit mit dem Maximalstand des Brestenbergstadiums in Verbindung gebracht worden. Seit jener Zeit hat also keine Eintiefung mehr stattgefunden, oder dann nur von so geringem Ausmaß, daß sie später wieder vollständig überschüttet werden konnte.

Verfolgen wir diesen Talboden in das Wauwiler Becken, so finden wir, daß er in alle alluvialen Talsohlen übergeht, aus denen Moränenwälle und Molassezeugenberge herausragen.

3. Die Talung Gettnau–Huttwil

Über diesen Talböden taucht am S-Ende des Wauwiler Beckens plötzlich ein System von Schotterterrassen auf, das ins obere Wigger- und ins Lutherntal hinaufzieht. Dieses zweite ist von besonderem Interesse, weil es gestattet,

diese Schotter zu datieren. Zuerst sind noch zwei Hinweise nötig. Bei der Besprechung der Talböden des Mindel-Riß-Interglazials (S. 21) wurde darauf hingewiesen, daß auch die Böden der Langeten und der Luthern festgelegt werden konnten; diese lagen bei Huttwil und bei Zell je in etwa 560–570 m Höhe. Dann war die Rede vom Riß-Wigger-Stadium (S. 63), zu dessen Zeiten eine Eisrandlage am E-Hang des Wiggertales angenommen werden muß.

Damals wurden auch alle Bäche, die vom Napf herkamen, aufgestaut und nach E abgelenkt; es bildete sich ein tiefes randglaziales Tal von Ramsei nach E (Frey 1907: 439). Der Abschnitt W Huttwil wurde beim langsamen Anschwellen des Eises schließlich auch noch erreicht und kräftig umgestaltet. Wie tief die Einschneidung reichte, konnte bisher nicht festgestellt werden; in der Gegend von Zell ist unter 15 m Schotter des Talgrundes das Liegende noch nicht gefunden worden.

Der randglaziale Fluß fand natürlich keinen Ausweg durch das Wiggertal, sondern mußte sich einen Weg weiter nach E Richtung Suhrental suchen; dies ist insofern interessant, als in der Würmeiszeit dieser Weg durch den Reußgletscher versperrt war. Nach dieser kräftigen Einschneidung von ca. 120 m folgte eine Phase der Verschüttung von maximal vielleicht 60 m. Solche Schotter sind auf der ganzen Strecke von Ramsei bis Gettnau bekannt, aber sie gehören nicht zu einer zusammenhängenden Schüttung; der Schutt stammt aus den verschiedenen Napftälern. Bei Ramsei–Sumiswald folgt er der prärissischen Entwässerungsrichtung zur Emme, wo er in die Niederterrasse übergeht. Bei Huttwil häufte er sich auf, bis er eine Talwasserscheide Richtung Langenthal erreichte, worauf er durch das frisch in die Molasse geschnittene enge Tal nach Rohrbach teilweise wieder ausgeräumt wurde. Im E zog sich ein großer Schuttstrom der Luthern in das Wauwiler Becken, wo er spurlos aufhört. Diese letzten Schotter sind in der Literatur als Zeller Schotter bekannt und zuletzt von Erni, Forcart und Härri (1943) eingehend studiert worden.

Im Lutherntal liegen sie bei Gettnau auf 585 m (Reinsberg) und bilden nach W ansteigend verschiedene kleine Terrassen. Bei Zell biegen sie mit der Luthern nach S um und bauen Zeller Allmend und Baren in 630–705 m Höhe auf. In der Gegend von Luthern lassen sie sich noch in 800 m feststellen; hier steigt der Talboden rascher auf und erreicht bald Terrassenhöhe.

Im Enziwiggertal liegen die Schotteroberflächen beidseits Willisau auf 585–590 m, ca. 30 m über der Talsohle; nach S lassen sie sich allerdings nicht weit verfolgen.

Das Material ist überall lokalen Ursprungs, d. h. aufgearbeitete Molassenagelfluh. Die Mächtigkeit ist sehr beträchtlich, liegen doch die Terrassen im Lutherntal ungefähr 40 m hoch, wobei die Schotter mindestens 15 m unter den Talboden reichen.

Die Altersstellung dieser Schotter ist noch nicht in allen Teilen klar. Sie sind nirgends von Moräne überlagert außer im Bereich des würmzeit-

lichen Reußgletschers bei Gettnau, also jünger als das Rißmaximum, älter als das Würmmaximum. Da das Alter der Talung festgelegt worden ist, sind sie auch jünger als das Riß-Wigger-Stadium.

Die Zeller Schotter sind in einer Kiesgrube SE Zell (637.200/220.500) besonders gut aufgeschlossen und zeigen das folgende Profil:

610–630 m Schotter, gut gewaschen, gut geschichtet
600–610 m Schotter mit Sand- und Lehmsandlagen, fossilführend
590–600 m Schotter, gut gewaschen.

Im Talboden reichen diese Schotter noch 15–20 m tiefer, doch ist ihr Charakter nicht bekannt.

Aus einer Lehmsandlage auf der Kote 603 beschreiben Erni, Forcart und Härri (1943) eine Molluskenfauna von 35 Arten, die eindeutig auf ein relativ warmes Klima schließen läßt, und schließen deshalb auf ein interglaziales Alter der Schotter.

Nun stellt sich die Frage, ob der ganze Schotterkomplex ins Interglazial zu stellen sei, oder ob sich die Aufschüttung über eine längere Periode erstreckte. Damit sollten wir auch auf die Ursachen dieser Aufschotterung kurz eingehen. Lokal wurden die Erosionsbasen für die Bäche vom Napf her um 75–80 m tiefergelegt, als das randglaziale Tal des Riß-Wigger-Stadiums die alten Talböden quer durchschnitt. Dies führte natürlich zu einer außerordentlich kräftigen Belebung der Erosion im Napfbergland; da gleichzeitig der Hauptfluß des Tales ausfiel, kam es naturgemäß zu einer starken Schuttablagerung in der Tiefe. Andererseits ist seit jener Zeit noch eine Kaltzeit über das Gebiet hinweggegangen, so daß sich auch noch eine glazialklimatische Aufschotterung bemerkbar machen muß. Es ist deshalb ohne weiteres denkbar, daß der untere Schotterkomplex in die ausgehende Rißeiszeit fällt, der sandreiche ins Interglazial Riß-Würm, und der hangende Schotterkomplex entspräche dann der glazialklimatischen Aufschotterung zu Beginn der Würmeiszeit, d.h. der Niederterrasse.

Durch den Luthernschuttkegel wurde die von Gondiswil herkommende Rot zurückgestaut, so daß sich in ihrem Tal ausgedehnte Sümpfe und Tümpel bildeten. Durch steten Weiterstau und Überlagerung entstanden die ausgedehnten Schieferkohlenlager von Gondiswil und Hüswil. Diese sind schon mehrfach bearbeitet und zuletzt von Lüdi (1953) dargestellt worden.

Es handelt sich um zwei Flözkomplexe, die durch stärkere Einschwemmungen voneinander getrennt sind. Die liegenden Kohlen zeigen ein gemäßigtes, eher kontinentales Klima mit Trapa natans (Wassernuß) und Mischwald. In der Mitte des Komplexes zeigt sich ein kräftiger Klimarückschlag durch Pinus- und Betula-Pollen an (nordischer Birken-Föhrenwald). Die hangende Partie weist wieder interglaziale Florenelemente auf, jedoch

ist die Erwärmung nicht mehr so stark wie zur Zeit der Bildung der liegenden Kohlen. Nach Lüdi umfassen die Bildungen also den Zeitraum zweier Interglaziale, getrennt durch eine Kaltzeit. Ob man den Rückgang zu einer Birken-Föhren-Bewaldung als richtige Eiszeit auffassen darf, scheint allerdings fraglich; immerhin ist nicht gesagt, daß die Ablagerungen ohne Unterbruch, kontinuierlich, erfolgten; vielleicht kommen auch kleinere Schichtlücken vor. Dies ist vor allem in Kaltzeiten leicht möglich, wo die morphologische Aktivität beträchtlich zunimmt.

Die Datierung von Zeller Schottern und Gondiswiler Schieferkohlen hängt also aufs engste zusammen. Die Schotter sind eindeutig jünger als das letzte bekannte Rißstadium und älter als das Würmmaximum; in diesem Zeitraum müssen zwei Warmzeiten und eine nicht sehr ausgeprägte Kaltzeit untergebracht werden; wir möchten dafür das Riß-Würm-Interglazial, das Frühwürm und das Göttweiger Interstadial einsetzen. Dieser Zeit der Kohlenbildung entspräche in den Zeller Schottern der an Feinmaterial reiche mittlere Abschnitt mit den Molluskenfunden.

Die Aufschotterung dauerte also vom Verschwinden des randglazialen Flusses der spätern Rißeiszeit bis in die Würmeiszeit mehr oder weniger intensiv an. Der Schotterstrom folgte dann dem Randtal nach E. Da die Oberkante als Akkumulationsniveau der Niederterrasse anzusprechen ist und im Lutherntal 40 m über dem Talboden liegt, konnte die Schüttung nicht gut Richtung Wiggertal–Aarburg geführt haben, denn dort ist ja die Stellung des Niederterrassen-Akkumulationsniveaus zum Talboden ganz anders, wie schon ausgeführt wurde (S. 108).

Der Abschnitt Nebikon–Dagmersellen des heutigen untern Wiggertales scheint demnach erst seit relativ kurzer Zeit seine jetzige Form erhalten zu haben.

4. Die Entstehung der Molasse-Zeugenberge von Schötz

Ein Aufschluß, der über die Genese des Gebietes besonders viel auszusagen vermag, findet sich im Kieswerk am Stalden E Gettnau (641.700/221.000, 556 m). Er wurde schon von O. Frey (1907: 387), E. Gerber (1923: 58) und A. Erni (in Erni, Forcart und Härri 1943: 95) beschrieben.

An der Basis liegen 6–10 m Zeller Schotter, von W geschüttet; sie enthalten auch etwas Rhonematerial, dessen Herkunft wir wie folgt erklären möchten: Das erste, was nach dem Verschwinden des randglazialen Flusses abgetragen und in der Tiefe abgelagert wurde, war die rißeiszeitliche Moränendecke, soweit sie überhaupt noch vorhanden und nicht vorher durch Solifluktion entfernt worden war. Später wurde nur noch lokales Material gefördert, das alle höhern Teile der Terrassen aufbaut. Das Akkumulationsniveau sollte bei Gettnau noch auf mindestens 570 m liegen; die Schotter zeigen aber eine stark gewellte Erosionsoberfläche, die nur bis zu 543 m hinaufreicht, also sind sie wieder kräftig abgetragen worden.

Darüber liegen 4–8 m grobe Schotter, von E geschüttet, mit eindeutigen Geröllen des Aare-Reuß-Gletschers. Die Oberfläche ist ziemlich eben und liegt in ca. 547 m Höhe.

Hangend folgen 9 m Ablagerungen des Gettnauer Eisstausees, die auf S. 57 besprochen wurden.

Das randglaziale Tal Huttwil–Suhrental hatte wahrscheinlich das Wiggertal ebenso entzweigeschnitten wie die andern Täler auch. Zum Torso des untern Wiggertales bestand ein Paßübergang im Bereich von Nebikon–Dagmersellen, vielleicht 60 m über dem heutigen Talboden. Die Auffüllung des jüngern randglazialen Tales hörte nun in dem Augenblick auf, als der Schutt die Paßhöhe erreichte und die Gewässer damit einen neuen Abfluß in das tiefer liegende untere Wiggertal fanden. Ob die Paßhöhe durch die natürlich fortschreitende Aufschotterung erreicht wurde, oder ob der Suhrentalarm des Reußgletschers bereits soweit vorgestoßen war, daß der Abfluß nach E abgedämmt wurde, läßt sich vorläufig nicht mehr feststellen, ist aber nur von sekundärer Bedeutung. Sicher ist nur, daß dies vor der maximalen Ausdehnung der würmeiszeitlichen Gletscher geschah. Vom Augenblick des Durchbruchs an entwässerte sich das hoch aufgefüllte, aber vielleicht noch beträchtlich kleinere Wauwiler Becken der heutigen Wigger folgend über Alberswil–Nebikon; außer Luthern und Wigger waren noch die abgelenkte kleine Emme und Gletscherschmelzwasser auf diesen Weg angewiesen, so daß es zu einer kräftigen Einschneidung im Bereich des alten Passes und zu einer weitausholenden Ausräumung der frischen Schuttmassen des Gebietes kam. Doch war die Ausräumung nicht nur fluviatil, sondern auch glazial: der Seitenast des Suhrentalgletschers drang nach W vor und räumte die letzten Schotterreste samt einer kräftigen Menge Molasse aus. Je weiter er vordrang, desto mehr drängte er auch die Gewässer nach W ab; schließlich erreichte er die Molasse am W-Rand des Wauwiler Beckens und zwang nun die Flüsse, sich einen neuen Weg nach dem andern zu graben. So wurde zuerst das Hübeli isoliert, wo die Eintiefung bis ca. 10 m über den heutigen Talboden fortschritt; in der nächsten Etappe wurden Wellberg und Dachsenberg losgetrennt, wobei die Täler nun schon unter die heutige Talsohle griffen. In der dritten Etappe vereinigte sich das Eis mit dem Rottalgletscher und erreichte den Chastelen; dies führte zu einem ersten feststellbaren Rückstau, denn nun wurde auf den Erosionsrest von Zeller Schottern bei Gettnau der neue Schotter mit Reuß- und Aaregeröllen abgelagert. Die Oberfläche desselben entspricht der Höhe der Überflußstelle zwischen Chastelen und Buttenberg; die Eintiefung wurde an jener Stelle jedoch bald wieder unterbrochen, eben in einer Höhe von ca. 547 m. Nun schwoll der Gletscher nochmals kräftig an, denn er erreichte am Buttenberg gegen 600 m Höhe. Damit entstand für einige Zeit ein größerer Stausee, der Gettnauer See, dessen Geschichte anhand seiner Ablagerungen über den beiden verschiedenartigen Schottern E Gettnau verfolgt werden kann (S. 57). Es zeigt sich, daß vom Zeitpunkt

des Aufstaus bis zu dem Augenblick, da der neue Talweg von Gettnau nach N über Niederwil sich auf die Höhe der obersten Ablagerungen im See eingeschnitten hatte, rund 35 Jahre verstrichen. Dabei stieg der Seespiegel auf rund 590 m an und sank dann langsam auf 555 m zurück. Die Eintiefung des Abflusses aber setzte sich fort bis mindestens 12 m unter die heutige Talsohle bei Niederwil. Das Anfangsgefälle bei der Eintiefung mag 30–35 ‰ betragen haben oder 10 mal mehr als für einen Fluß von solcher Größe zu erwarten ist; die Eintiefung erreichte deshalb den erstaunlichen Betrag von gut einem Meter pro Jahr auf einer Strecke von 2,5 km; als das Gefälle abnahm, kam dafür eine neue Hilfe für die Tiefenerosion, nämlich gewaltige Schuttmengen, die sich vorher im Retensionsbecken des Gettnauer Sees aufgehäuft hatten. Dieser maximale Eisstand muß wohl einige Jahrhunderte gedauert haben, denn das Niederwiler Tal ist von allen randglazialen Entwässerungsrinnen bei weitem die bestausgebildete.

5. Das Gletschermaximum im Becken von Wauwil

Die Ausdehnung des Eises ist nach O. Frey (1907) durch Moränenfunde bei Nebikon am NW-Abhang von Büelen und an der NW-Seite des untern Wellbergs sowie am hinteren Buttenberg bis in fast 600 m Höhe belegt, d.h. die Molassezeugenberge waren vom Eis praktisch vollständig überdeckt. Das Eis stammte N vom Chastelen vom Suhrentalarm des Reußgletschers, S davon vom Rottalarm, der besonders Erratikum des Brünigastes des Aaregletschers führte; er bedeckte Großwanger und Willisauer Wellberg bis ca. 670 m hoch.

Nun zeigt sich aber auch außerhalb dem genannten Stand erratisches Material und Grundmoräne. Erni (1943: 94) erwähnt einige Vorkommen: NW des Niederwiler Tales besteht der Untergrund des Kirchbergwaldes aus frischer Grundmoräne; zwischen Schötz und Altishofen liegen an verschiedenen Stellen am westlichen Talhang frische Grundmoräne oder lokale Schotter mit gekritzten Geröllen, alle ohne Rhonematerial.

Wir stehen also hier vor dem gleichen Phänomen wie beim randglazialen Wynigental: es existierte noch ein höherer Gletscherstand als das scheinbare Maximum, dessen Entwässerungsnetz wir aber nirgends feststellen können. Das Gletschermaximum ist also in gewissem Sinne zweiphasig und gleicht damit dem älteren Wangener Stadium. Versucht man das zugehörige Entwässerungsniveau festzulegen, so kann man vom Akkumulationsniveau der Niederterrasse bei Oftringen mit dem festgestellten Gefälle von 4 ‰ rückwärts extrapolieren und kommt so auf eine Lage von 8 m unter dem heutigen Talboden bei Niederwil.

Die Ausräumung des Wauwiler Beckens scheint nach allem, was bisher festgestellt worden ist, mit dieser innern Phase des Maximalstadiums praktisch vollbracht zu sein, d.h. ein Gletscher entfaltet seine größte Erosions-

kraft beim Anschwellen. Es ist deshalb in diesem Gebiet ausgeschlossen, ältere geringere Gletscherstände anders als mit randglazialen Erscheinungen festzustellen. Vor allem sind keine ältern Wallmoränen vorhanden, da diese ja auf die noch relativ hoch liegenden Niederterrassenschotter, d.h. auf die Zeller Schotter aufgeschoben sein müssten.

6. Die morphologische Entwicklung nach dem Maximalstand des Eises

Nach dem Maximalstand der Gletscher ist durch die Bildung von Schuttauffangbecken und entsprechende Entlastung der fließenden Gewässer allgemein mit einer Eintiefungsphase zu rechnen; was für ein Ausmaß sie im Wauwiler Becken annahm, ist schwer zu sagen, da wohl gleichzeitig die periglaziale Schuttzufuhr von Luthern und Wigger weiterdauerte. Im untern Wiggertal erreichte die Eintiefung sicher 11 m, da ja der Wiggertalboden auf das Terrassenniveau des Brestenbergstadiums ausstreicht; wieviel aber durch spätere Einschüttungen verloren gegangen ist, wissen wir nicht. Talaufwärts nehmen diese Einschüttungen an Mächtigkeit wohl noch zu, da die periglaziale Schüttung möglicherweise noch andauerte, als die Gletscher schon ganz aus dem Becken verschwunden waren. So stellte O. Frey (1907: 421) E Gettnau fest, daß die Schotter der Talsohle bis in eine Tiefe von 5 m mit torfführenden Lehmen verzahnt sein müssen, die ins Spät- bis Postglazial gehören müßten.

Die Endmoränen von Ettiswil und Egolzwil sind von dieser jungen Schüttung eingeschwemmt, zeigen keine Übergangskegel, etwa gar noch zerschnitten durch Trompetentälchen, und stehen deshalb in keinem Zusammenhang mit dem heutigen Talboden. Ebenso läßt sich über die andern Moränenkränze mangels präzisierender fluviatiler Bildungen nichts aussagen. Doch kann die Frage der Korrelierung mit den Erscheinungen am Rhonegletscher von einer andern Seite her angegangen werden: Eine eigentliche Zerschneidung des Wiggertalbodens, der mit dem Niveau des Brestenbergstadiums korrespondiert, hat nicht stattgefunden; also hat sich die Abschmelzphase des Brestenbergstadiums hier nicht mehr ausgewirkt, obwohl gerade vorher größere Wassermengen an der guten Ausgestaltung des Talbodens beteiligt gewesen sein müssen; die kleine Emme fand folglich sehr rasch ihr heutiges Bett, was nur nach dem Abschmelzen des Stadiums von Sursee möglich war. Deshalb setzen wir dieses Stadium dem Brestenbergstadium gleich, und zwar der zweiten Phase; zur ersten würden dann die Wälle von Seewagen–Kaltbach und Mauensee gehören. Die Ettiswiler–Egolzwiler Moränen sind folglich dem jüngern Wangener Stadium gleichzusetzen. Immerhin sind solche Parallelisationen insofern etwas heikel, als es ohne weiteres möglich ist, daß bei einem relativ kleinen Talgletscher durch Moränenbildungen klimatische Schwankungen zum Aus-

druck kommen, auf welche die Inlandeismasse des Rhonegletschers nicht reagiert.

Die Moränen von Mauensee und Seewagen sind außerordentlich flach und deshalb von Annaheim, Bögli und Moser (1958) als überfahrenes Frühwürmstadium gedeutet worden: doch wurde oben gezeigt, daß aus der Zeit vor dem Maximalstand keine Moränenwälle mehr gefunden werden können. Überschliffene Formen bei Wallmoränen können aber leicht erklärt werden, entweder durch Überlappen des Gletschers oder durch einen Gletscherstillstand, bei dem ausgeschafftes Moränenmaterial nicht nachher durch einen kurzen, kräftigen Vorstoß zu Wallform im klassischen Sinn aufgestaucht worden ist.

Nebenbei sei noch bemerkt, daß nach der von Woldstedt (1956) eingeführten Terminologie, der wir hier folgen, alle Stadien zwischen der Luthern und dem Sempachersee ins Mittelwürm (Hauptwürm) gehören.

7. Zusammenfassung

In diesem randlich von zwei verschiedenen Gletschern berührten Gebiet lassen sich verschiedene Punkte von allgemeinem Interesse klären:

a) Nach dem Rißmaximum folgte ein Rißstadium, dessen Ausdehnung beim Rhonegletscher größer, beim westlichen Reußgletscher geringer war als in der Würmeiszeit, das Riß-Wigger-Stadium.

b) Die rißeiszeitliche randglaziale Entwässerungsrinne Huttwil–Gettnau wurde später teilweise aufgefüllt, wobei Ablagerungen vom letzten Interglazial bis ins Hochglazial namhaft gemacht werden können.

c) Die Rißeiszeit führt zu einer starken Störung des gesamten Entwässerungsnetzes.

d) Der Maximalstand der Gletscher der letzten Eiszeit ist wie an andern Orten auch (Emmental, Suhrental) noch nicht eindeutig festgelegt, aber außerhalb des üblicherweise angenommenen zu finden.

e) Die Haupterosionsarbeit der Gletscher fällt in die Vorstoßphase, was die Wahrscheinlichkeit der Auffindung überfahrener Stadien beträchtlich schmälert.

f) Über die Geschwindigkeit formschaffender Vorgänge während des Maximalstandes der Gletscher können einige Angaben gemacht werden.

F. DAS EMMENTAL UND SEINE AUSMÜNDUNG BEI BURGDORF

Zu Blatt 1147 Burgdorf und 1168 Langnau i. E. der Landeskarte der Schweiz 1:25 000

Das ganze Tal oberhalb Burgdorf stellt eine große Zahl interessanter morphologischer Probleme, doch soll hier nur soviel zur Sprache kommen,

wie für das Verständnis der morphogenetischen Entwicklung des nördlich anschließenden Gebietes nötig ist.

In einem früheren Kapitel wurde der spätglaziale Emmeschuttkegel besprochen (S. 52); er zieht sich von der Aare her in großer Breite emmeaufwärts, bis er bei Burgdorf zu einem schmalen Band wird, das den Talboden des Emmentales bildet.

Besonders eingeengt ist die Talsohle auf der epigenetischen Strecke in der Stadt Burgdorf; hier liegt der Fels unter 5–7 m Schotter in einem 250 m breiten Einschnitt im Sandstein der obern Meeresmolasse.

Zwischen Burgdorf und Emmenmatt steigt der Talboden bei einer Breite von 400–1000 m mit einem Gefälle von 6 $^0/_{00}$ an. Hier, oberhalb der Einmündung der Ilfis, nimmt das Gefälle kräftig zu.

Über die Tiefe des Untergrundes wissen wir nicht sehr viel; an einigen Stellen liegt der Fels fast an der Oberfläche, andernorts aber gewinnen Pumpwerke Grundwasser aus 15–20 m Tiefe (Gerber 1950). Es zieht also unter dem heutigen Talboden eine relativ schmale Rinne durch, die nur einen Ausweg W des Schlosses Burgdorf haben kann, wie schon O. Frey feststellte. Dieser Ausgang ist heute durch eine Wallmoräne der letzten Eiszeit verstopft. Diese Wallmoräne im Gebiet Gsteig–Steinhof–Fink in Burgdorf ist recht heterogen aufgebaut. Im Fink handelt es sich um kräftig dislozierte Pakete von Niederterrassenschotter, die heute fast 10 m über das ursprüngliche Akkumulationsniveau reichen; sie zeigen Stauchungen, Kippung und Überschiebungen. E davon, unter der ehemaligen Brauerei, liegen 19 m Moräne über stark abgetragener Niederterrasse (Gerber 1950).

Diese Wallmoränen, bzw. das Eis dahinter, zwangen die Emme, sich im Talhang ein neues Flußbett zu graben, so daß der imposante Durchpaß zwischen dem Schloß Burgdorf und den Gisnauflühen entstand. Dieses neue Tal ist eigentlich das oberste Teilstück des randglazialen Wynigentales und stammt wohl aus der zweiten Phase des älteren Wangener Stadiums. Denn zur Zeit der größern ersten Phase reichte das Eis weiter nach SE bis an die Kante des Heimiswilgrabens, wie die Kartierung der Grundmoränen von Gerber (1950) erwies.

Epigenesen im Bett der Emme zeigen, daß unter Umständen die Akkumulation der jüngern Seelandschotter des Emmeschuttkegels erst in der Gegend von Oberburg begann, während flußaufwärts der Talboden als Erosionsniveau zu betrachten ist. Dieses liegt in den Niederterrassenschottern, die ursprünglich als einheitlicher Schuttstrom das ganze Tal erfüllten. Frey (1907) und Antenen (1909) haben deren Überreste, d.h. das Akkumulationsniveau, beschrieben.

Das Gefälle des Akkumulationsniveaus ist unterhalb Emmenmatt ungefähr gleich groß wie das des heutigen Talbodens, so daß sich die Terrassen rund 20 m über den Talgrund erheben.

Oberhalb dieses Ortes steigt der Talboden von Emme und Ilfis rascher an, so daß rund 10 km weiter flußauf das Akkumulationsniveau erreicht sein dürfte.

Unterhalb Hasle nimmt das Gefälle praktisch auf null ab und die Terrassen ziehen in 600 m Höhe horizontal bis über Oberburg hinunter, wo sie bereits 55 m über der Talsohle liegen. Dies ist auf eine Überlagerung mit Stauseeletten zurückzuführen, von denen schon die Rede war (S. 56); darunter aber kann das Akkumulationsniveau unversehrt weiterverfolgt werden und dürfte unter der Stadt Burgdorf in ca. 555 m gelegen haben.

Die Niederterrassenschotter verschütteten das letztinterglaziale Tal also mindestens 40 m tief, wahrscheinlich aber noch beträchtlich mehr, da ja das lokale Erosionsniveau, das Luterbacher Becken, und der von S zuführende Trog sehr viel tiefer liegen als die heutige Oberfläche.

Die nächstältern Anhaltspunkte für die morphogenetische Deutung der emmentalischen Landschaft erhalten wir durch die von Antenen (1909) kartierten in das Anstehende geschnittenen Trogtalböden besonders zwischen Zollbrück, Signau und Trubschachen; sie sind mit Moränen aus der Rißeiszeit bedeckt. Randlich erscheinen an verschiedenen Stellen Schotter, die der rißeiszeitlichen glazialen Ausräumung entgangen sind. Sie lassen sich in zwei Typen scheiden; die südlicheren und auch relativ tiefer liegenden Vorkommen sind von S geschüttet und enthalten außer aufgearbeitetem Nagelfluhmaterial Gerölle aus dem Einzugsgebiet des Aaregletschers; die nördlicheren sind zumindest in ihren höhern Teilen von N geschüttet, zeigen Deltaschichtung und viele Rhonegerölle. Die höchsten dieser von Gerber (1950) als Höhenschotter beschriebenen Vorkommen, etwa am Hasliberg, zeigen wieder Aaregesteine und sollten wohl von den andern abgetrennt werden. Die tiefern Schotter repräsentieren wohl einen Vorstoßschotter der Emme, verstärkt durch Schmelzwasser des über die Wasserscheiden vordringenden Aaregletschers; später näherte sich der Rhonegletscher, dämmte das Emmental ab und schüttete in den entstehenden Stausee ein Delta mit charakteristischem Schutt; so ist es verständlich, daß die Schotter eine Mächtigkeit von 100 m aufweisen und bis 740 m Höhe reichen. Diese Höhe ist aus einem andern Grunde interessant, denn sie entspricht ungefähr der Talwasserscheide zwischen Emmental und der randglazialen Talung Huttwil–Gettnau (744 m); ob hier wirklich ein Zusammenhang besteht, ist allerdings noch nicht erwiesen.

Setzt man die tiefsten Lagen von Höhenschottern zusammen, unter dem Otzenberg 630 m (616.000/208.000) und bei Hasli SE Signau 740 m (622.000/196.000), so erhält man auf eine Strecke von 16 km ein Gefälle von knapp 7 ‰, d.h. ungefähr wie der heutige Talboden.

Nun ist im ganzen Gebiet rings um den Napf bis an den Jurafuß schon ein weitausgedehntes Talbodensystem festgestellt worden, das als Riß-Mindel-Interglazial datiert werden konnte. Es ist deshalb naheliegend, auch diesen Talboden jenem System gleichzusetzen und die eingelagerten Schotter, wie auch Hantke (1959) vermutet, der Hochterrasse zuzuordnen; dabei sind allerdings die oberen Partien als polygene Rißschotter ganz anderer Entstehung als die liegenden glazialklimatischen Schichten. Dieser

Betrachtungsweise stellt sich allerdings ein Hindernis entgegen. Verfolgen wir nämlich den Talboden ins tiefere Mittelland, so mündet er rund 40 m über dem Aaretal derselben Zeit aus – oder wir müßten eine Gefällszunahme auf 9‰ annehmen. Es gibt aber eine einleuchtendere Erklärung: Aare und Emme flossen getrennt der Jurafußrinne zu, diese über Kirchberg–Höchstetten–Burgäschisee–Herzogenbuchsee–Bannwil. Dieses Tal wurde in der Rißeiszeit stark übertieft, so daß die Würm-Vorstoßschotter der Aare auf diesem Weg den Langetenast bilden konnten, und die relativ niedrige Wasserscheide wurde ebenfalls abgetragen, so daß daraus das weite Becken zwischen Schalunen und Koppigen entstand.

Falls diese Hypothese stimmt, sollte es auch möglich sein, kleinere Zuflüsse zu diesem Uremmental zu finden. Am Stauffenbach, dessen Tal bei Thörigen in das randglaziale Wynigental einmündet, finden sich in 40 m Höhe tatsächlich Terrassen, die gegen Herzogenbuchsee ins Leere ausstreichen, dort aber das ungefähr zu erwartende Niveau von 500 m erreichen könnten. Im eigentlichen Emmental zeigt sich nun nach der Rißeiszeit das gleiche wie in den andern Gebieten des höhern Mittellandes: Durch die starke glaziale Übertiefung in Juranähe durch die Rißgletscher folgt eine kräftige Zerschneidung des alten Talbodensystems und damit eine Aktivierung der fluviatilen Erosion in den Bachoberläufen, die zu einer gründlichen Verjüngung des Reliefs führt.

V. DIE GEOMORPHOLOGISCH WIRKSAMEN KRÄFTE

1. DIE GLETSCHERTÄTIGKEIT

a) Aufgearbeitetes Material in der Grundmoräne

Normalerweise erhält eine Grundmoräne durch Zerreibung und Frostsprengung und durch den Transport über verschiedenartigen Untergrund ein relativ einheitliches Gepräge. Sobald aber der Untergrund stärker angegriffen wird, liefert er der Moräne ganz charakteristische Merkmale.

Als erstes sei die Farbe genannt. Grundmoräne ist in der Regel braun mit allen Schattierungen, vor allem Richtung gelb und grau. Doch kann der Untergrund lokal zu ganz andern Aspekten führen, wie dies aus dem Gebiet von Nennigkofen (S. 99) erwähnt wurde. Dort trägt die Grundmoräne plötzlich die Farben des Molasseuntergrundes, hell blaugrau und olivgrün; die Korngrößenanalyse weist jedoch durch ein drittes Maximum im Granulogramm eindeutig auf das aufgearbeitete Liegende hin.

In der Literatur wird etwa auf graublaue Grundmoräne, meist noch geschichtet, hingewiesen (Frey 1907: 387, Erni 1943: 95); doch dürfte es sich dabei meist um Stauletten aus Eisrandseen handeln, in die durch driftendes Eis gekritzte Gerölle geraten sind.

In einer andern Gruppe von Fällen ist das Material nicht mehr fein dispers, sondern gleich in großen Stücken in der Grundmoräne eingeschlossen. Wohl das schönste Beispiel boten die verschiedenen Baugruben am Munters SW Grenchen (596.100/226.200, 455 m), fanden sich doch in der braunen Grundmasse rote und violette Bändchen, ausgewalzte Brocken von mergeligen Tonen der unteren Süßwassermolasse, neben bis 2 m langen und 20 cm dicken noch wenig versehrten Schollen des gleichen Gesteins. Das Material muß, da es sehr weich ist, aus allernächster Nähe stammen, vielleicht aus dem Untergrund des Munters selbst, der damit zur geologischen Fortsetzung des Büttenberges wird.

Schwierig sei es oft, in Bohrungen die Lage der wirklich anstehenden Molasse festzustellen, schreibt Antenen (1936: 151); «denn deren oberste Schichten haben eine tiefgreifende mechanische und chemische Veränderung erfahren. Durch den Gletscher wurden sie gewaltig aufgewühlt, zerrieben und mehr oder weniger mit alpinem Geröll vermischt. Man kann diese Übergangsstufe noch zur Grundmoräne zählen.»

Daß ein großer Teil der in der Grundmoräne vorkommenden Gerölle eindeutig fluviatilen Ursprungs und folglich aufgearbeitet ist, sei nur noch am Rande in Erinnerung gerufen.

b) Grundmoräne als Transportschicht und Akkumulation

Vorrückendes Gletschereis beansprucht den Untergrund; lockere und losgesprengte Teile des Anstehenden werden mitgerissen und so gewissermaßen zu einem Bestandteil der bewegten Masse. Zwischen den Untergrund und das Eis, das Anstehende und das Erosions- und Transportagens schaltet sich noch etwas drittes, die Transportschicht; sie besteht aus dem aufgearbeiteten Material, z.T. eingefroren in Gletschereis. Schmilzt der Gletscher ab, so bleibt die Transportschicht als Decke über dem Anstehenden liegen; so entsteht die ungeschichtete Grundmoränendecke.

So betrachtet müßte also die Grundmoräne ziemlich stark dem Untergrund gleichen, ja vielleicht sogar schwer von ihm abzutrennen sein, wie dies Antenen beschreibt. Betrachtet man aber eine Grundmoränendecke über größere Distanz, so fallen darin Unterschiede auf, die sich mit den Verschiedenheiten des Untergrundes nicht mehr erklären lassen. Vor allem sind Grundmoränen in Muldenlagen, etwa in Zungenbecken, außerordentlich lehmig, oft in frappantestem Gegensatz zum Untergrund; ihre Korngrößenkurve zeigt die zwei typischen Maxima (cf. S. 68), Skelett ist wenig vorhanden, sie haben also Merkmale, die man oft als typisch betrachtet. In relativ erhöhten Lagen, vor allem über konvexen Formen, ändert die Zusammensetzung; die üblichen Maxima in der Korngrößenkurve schrumpfen, das α-Feinsandmaximum kann sogar durch die nächstgröbere Fraktion ersetzt werden; zudem tritt reichlich Skelett auf, das unfehlbar den Charakter des Untergrundes wiedergibt. Über konvexen Formen in Schottern entsteht, vor allem bei Drumlins, der sog. Lättgrien, der z.T. direkt wie Kies

abgebaut wird. Da stellt sich doch die Frage, wie eine so ungleiche Ausbildung entstehen kann. Die naheliegendste Erklärung wäre die ungleichen Alters, aber beide Extreme gehen stufenlos ineinander über.

Die Lösung kommt von anderer Seite. Am Beispiel der Sackung von Wiedlisbach und der Ausmündung der Saane und Aare ins tiefere Mittelland während des Interstadials zwischen Rißmaximum und Riß-Wigger-Stadium wurde gezeigt, daß die glaziale Tiefenerosion, die Auskolkung von Becken, mit dem höchsten Gletscherstand ihr Maximum erreicht; wird die Eismasse kleiner, mag der Gletscher vielleicht anfangs das Becken noch offenhalten, aber nicht mehr den Untergrund bearbeiten; zuletzt kommt es sogar zu einer richtigen Akkumulation der Grundmoräne, die in tiefen Lagen 12–16 m erreichen kann (Mühlberg 1911, Antenen 1936). In diesem Übergangsstadium aber wird nur noch die eigene Transportschicht bearbeitet und verfeinert, ohne daß neues Material aus dem Untergrund dazukäme. Wir müssen uns also vor Augen halten, daß die Grundmoränendecken, die wir finden, die Transportschicht eines altersschwachen, zerfallenden Gletschers und nicht jene eines kraftvoll zum Maximum vorstoßenden sind. Ein vorstoßender Gletscher aber schafft große Kolke wie ein Fluß bei losbrechendem Hochwasser; sobald aber die Strömung ruhiger wird, d.h. bei sinkendem Eis- bzw. Wasserstand, werden nur noch die trennenden Schwellen zwischen den Kolken bearbeitet, während diese selbst wieder etwas aufgefüllt werden. Damit wird auch klar, weshalb in Aufschlüssen immer wieder festgestellt werden kann, daß die Grundmoräne diskordant auf dem Untergrund liegt. Dieser wurde tatsächlich von einer vorher wirksamen Kraft angegriffen, nämlich dem anschwellenden Gletscher, während die diskordante Grundmoränendecke die Transportschicht eines spätern, absterbenden Gletschers ist. Ist aber der Übergang von Untergrund zur Moränendecke fließend, kann man annehmen, daß der glaziale Abtrag bis zuletzt, wenn auch nicht unbedingt intensiv, wirksam war. Geschichtete Grundmoränen finden also ihre Erklärung dadurch, daß ein Gletscher seine Transportschicht nicht mehr weiterzufördern vermochte und deshalb in Lagen übereinanderschob. Ein besonders schönes Beispiel dazu ist am W-Ende des Chapf bei Selzach sichtbar (600.800/229.100, 560 m), wo die Grundmoränenakkumulation volle 10 m Mächtigkeit erreicht.

Wenn aber die glaziale Erosion sich vor allem in den Vorstoßphasen stark auswirkt, wie dies am Beispiel des Wauwiler Beckens gezeigt wurde, und die tiefen Kolke mit dem Maximalstand des Eises schon mehr oder weniger vollständig gebildet sind, ist aber die Wahrscheinlichkeit, daß man noch irgendwo ein überfahrenes Vorstoßstadium findet, sehr klein.

c) Gletscherbedingte Veränderungen im Untergrund: Glazialtektonik

Sekundäre Veränderungen im Untergrund, z.B. Änderung der Schichtlage, kann einmal durch das Abschmelzen von Toteis entstehen (Esker und Kames), oder aber durch bewegtes Eis; nur in diesem zweiten Falle spricht

man von Eistektonik. Hier seien nun einige besonders schöne Beispiele aus dem bearbeiteten Gebiet dargestellt.

1. Biel-Mett, Bischofkänel, S Bahnlinie nach Solothurn (588.460/222.440, Basis 448 m). In einer großen Baugrube wurden hier ca. 3 m bunte mergelige Tone der untern Süßwassermolasse angeschnitten. Statt des leichten Schichteinfallens nach S zur Büttenberg-Synklinale kam der Scheitel einer kleinen Falte zum Vorschein, deren Schichten aber so zerdrückt waren, daß ihre Mächtigkeit auf einer Strecke von 6 m von 10 cm auf 100 cm steigen und nachher wieder ähnlich abnehmen konnte (Fig. 16).

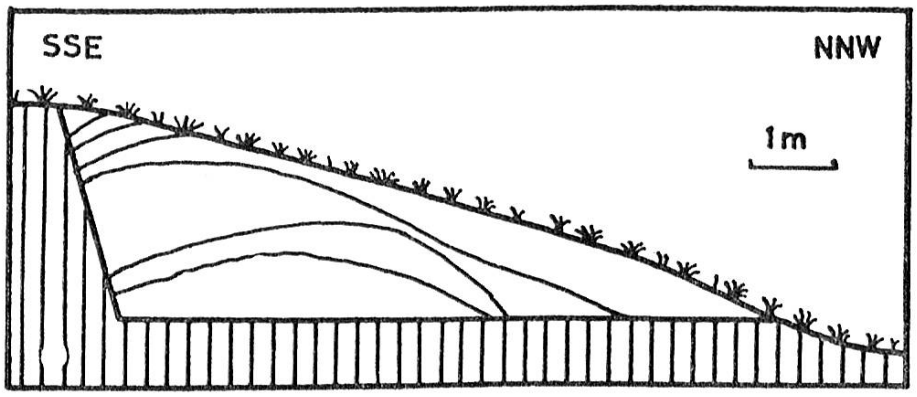


FIG. 16: Stauchungen in der untern Süßwassermolasse bei Biel-Mett

2. Deitingen–Fuchsloch, tiefere Kameterrasse (615.000/230.000, 431 m). Der Kame wurde zwischen einer ältern, höhern Terrasse und Gletschereis aufgeschüttet; da sich das Eis noch etwas bewegte, wurden die randlichen sehr sandigen Schichten kräftig in Falten gelegt (Fig. 17).

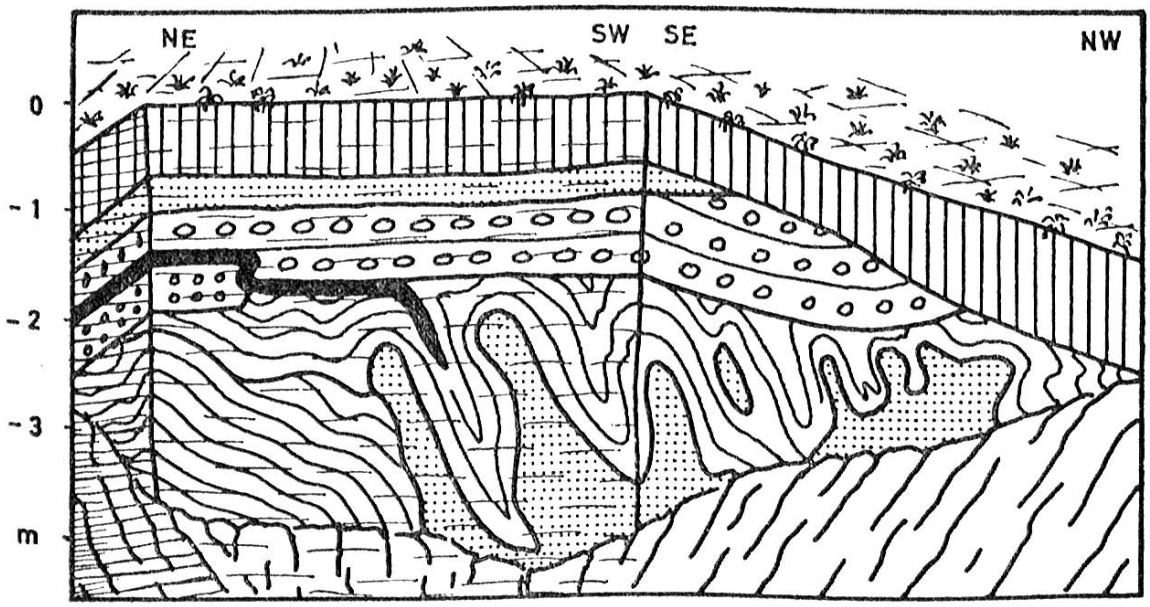


FIG. 17: Stauchungen am Rand der tiefern Kameterrasse von Deitingen

Unter einer hangparallel einfallenden deckenden Schichtserie (Boden, grober Sand und Schotter) folgen die eigentlichen gestauchten Ablagerungen (Lehm, Schotter, feiner bis lehmiger Sand und grober Sand). Neben der Grobfaltung, bis 2 m hoch, tritt noch eine weniger intensive Kleinfaltung auf.

3. Kieswerk Attisholz (611.000/230.800, 465 m). Über den Attisholzschottern (Niederterrasse) liegt noch ein Kameschotter, der an der Basis ziemlich grob ist, oben aber in Sand und sandigen Lehm übergeht; dieser Kame wurde im Brestenbergstadium nochmals überfahren und einer intensiven Kleinfältelung unterworfen, auf die uns Herr H. Andresen (Zürich) aufmerksam gemacht hat (Fig. 18).

Stauchungen in Schottern sind schon lange bekannt. Doch ist es oft schwierig, sie von Stauchendmoränen zu trennen, da ja die Übergänge vom Anstehenden zu Moränen fließend sind. Schöne Beispiele finden sich in den folgenden Kiesgruben: Kallnach–Wolfsberg (ca. 10 m tief greifend), Kallnach–Haseneggen (oberflächlich), Müntschemier W Bahnhof, S Rohrmoos (W Burgdorf), Burgdorf–Fink (Stauchwallmoräne), SE Burgäschisee (Stauchwallmoräne), Chilchholz zwischen Aeschi und Niederönz, Inkwil–Vorstatt (Bacheinschnitt), Niederfeld–Kleinhölzli SW Wiedlisbach, Solothurn (SE Zentralbibliothek, Baugrube).

d) Zerdrückte Gerölle

Auf zerdrückte Gerölle in eiszeitlichen Schottern macht von Moos (1952) aufmerksam; er unterscheidet drei Stufen der Beanspruchung, von lokalen Eindrücken über die lokale Absplitterung zur totalen Zertrümmerung. Solche Gerölle finden sich in Schotterlagen ohne Zwischenmaterial.

Im Gebiet von Solothurn sind solche Gerölle schon länger bekannt, und einige besonders schöne Stücke finden sich in der geologischen Sammlung des städtischen Museums.

Anfällig sind vor allem Gerölle in ausgewaschenen Deltaschichten, wo in tiefern Lagen stellenweise bis zur Hälfte der Gerölle beschädigt sein können. Doch kommen kräftige Zerdrückungen auch oberflächennah vor, etwa in den polygenen Schottern von Halten (613.450/224.200), nur 3 m unter der Oberfläche; in diesem Fall ist die Ursache im Überlagerungsdruck eines Gletschers, jenes des jüngern Wangener Stadiums, zu suchen.

e) Glaziale Erosionsbeträge

Die Zusammenstellung dieser Einwirkungen auf den Untergrund zeigt uns, daß die Gletscher – genügende Mächtigkeit vorausgesetzt – ihre Unterlage viele Meter tief auf einmal beeinflussen können, daß sie nicht nur abschleifend oder ausbrechend, sondern oft buchstäblich aufpflügend wirken.

Betrachten wir aber das Material, das so stark reagiert, so wird noch etwas anderes klar: es handelt sich immer nur um junge, lockere oder wenig verfestigte Sedimente, also Vorstoßschotter der gleichen Eiszeit und unge-

wöhnlich weiche Partien in der untern Süßwassermolasse. Verfestigte Schotter dagegen, Sandsteine der untern Süßwassermolasse und besonders der obern Meeresmolasse, dann natürlich die Jurakalke, leisten dem Eis erheblich größern Widerstand. Bei der Einschätzung der Erosionswirkung der Gletscher darf also die Bedeutung der Härte des Untergrundes nicht unterschätzt werden. Wo das bloße Eis, ohne Zuhilfenahme von Frostsprengung und am Grunde mitgeschleppten harten Gesteinen, den Untergrund aufzu-

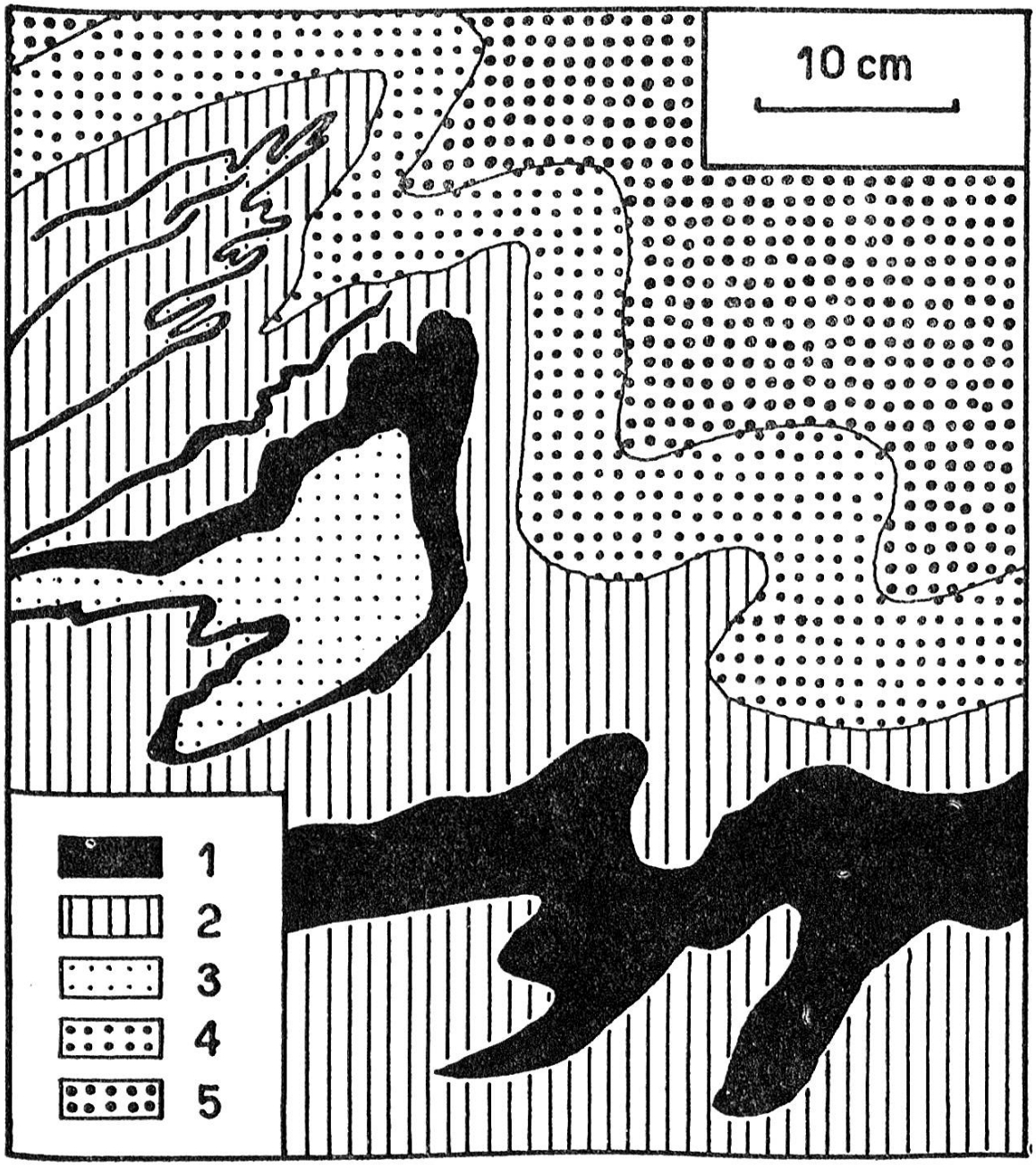


FIG. 18: Attisholz, Miniatur-Glazialtektonik, Fältelung in feinkörnigen Flußablagerungen. 1. Lehm, 2. Lehmband, 3. Feinsand, 4. Mittelsand, 5. Grobsand

arbeiten vermag, zu stauchen und wegzupflügen, wird die Erosionsarbeit innert kurzer Zeit ganz gewaltige Beträge erreichen können; reagiert der Untergrund aber nicht mehr, muß mit Frost gelockert und mit Geschiebe ausgebrochen werden, so rückt die Erosionsarbeit unendlich viel langsamer vor. Die Erosionsleistung hängt also davon ab, ob das Gefüge des Untergrundes härter oder weicher als das Gefüge des Gletschers ist.

Im Gebiet des mittelländischen Rhonegletschers fand der Eisvorstoß dem Jurafuß entlang eine mächtige frische Schuttfüllung und liegend vor allem Mergel und Tone der untern Süßwassermolasse; beide reagieren schon auf bloßes Eis, wie die glazialtektonischen Veränderungen darin zeigen, so daß es zu einer glazialen Übertiefung gewaltigen Ausmaßes kommen mußte.

Da das Untersuchungsgebiet in der Würmeiszeit nur vom Zungenende des Rhonegletschers erreicht wurde, verwundert es auch nicht, wenn die Wirkung der Rißvergletscherung, vor allem des Maximalstandes, beträchtlich größer war.

Da wir von einigen Stellen die Lage des Mindel-Riß- als auch des Riß-Würm-interglazialen Talbodens kennen, lassen sich die Erosionsbeträge der Rißvergletscherung im Anstehenden (ohne Hochterrassenschotter) bestimmen:

	M-R	R-W	Eintiefung
Luterbacher Becken	480 m	310 m	170 m
Safnern	530 m	370 m	160 m

Dazu kommen noch je 40 m Hochterrassenschotter.

Kombinieren wir die direkten Erosionswirkungen der ganzen Rißeiszeit, d.h. glaziale Erosion und epigenetische Talbildung nach den übertieften Becken, so lassen sich auch in härterem Untergrund größere Auswirkungen feststellen, die in einem Fall, nämlich bei Moosseedorf, über 135 m erreichen (Absenkung von 570 auf weniger als 435 m). Davon dürfte etwa die Hälfte auf glaziale Erosion entfallen.

Wieviel der rißeiszeitlichen Erosion auf die Zeit des Riß-Wigger-Stadiums und wieviel auf die vorangehenden entfällt, ist noch nirgends zu bestimmen gewesen; von der einzigen interstadialen Ablagerung, der Sakkung von Wiedlisbach, kennen wir die Unterkante nicht. Doch läßt sich indirekt eine Angabe dadurch gewinnen, daß interstadiale epigenetische Täler gefunden wurden, die gleich tief reichen wie die letztinterglazialen; also ist die Tiefe der letztinterglazialen Erosionsbasis schon mit dem Rißmaximum erreicht worden.

Der Rhonegletscher der Würmeiszeit erreichte den Untergrund unter der Rißmoräne sicher in der Depression von Brügg, da dort dessen Grundmoräne aufgearbeitete untere Süßwassermolasse über das Interglazial in der Bohrung von Safnern geschoben hat. Im Becken des Solothurner Sees liegen 11,5 m Grundmoräne auf dem Liegenden, eine Menge, die ohne weiteres

aus der gleichen Eiszeit stammen kann. Erst im Luterbacher Becken, ca. 10 km von der Randlage weg, nahm die Erosionskraft so stark ab, daß nicht einmal mehr die interglazialen Bildungen beseitigt worden sind.

Die Erosionsbeträge der Würmeiszeit konnten im Anstehenden nirgends bestimmt werden, wohl aber die Differenz zwischen der Schotteroberkante der glazialklimatisch gebildeten Niederterrasse und der Unterkante der Würmgrundmoränen:

	NT	GM	Erosionsbetrag
Luterbacher Becken	480 m	400 m	80 m
Solothurn–Brühl	480 m	370 m	110 m
Safnern	500 m	370 m	130 m
Bielersee	470 m	350 m	120 m
Neuenburgersee	460 m	270 m	190 m

Zusammenfassend kommen wir damit zur Feststellung, daß sowohl die Akkumulation der verschiedenen Schottersysteme wie die Erosion im westlichen Mittelland zur Hauptsache in die Kaltzeiten fallen; diese sind Perioden starker morphologischer Aktivität, die dazwischenliegenden Warmzeiten eher solche der Konservierung.

2. DIE FLUSSTÄTIGKEIT

Über eiszeitliche Erosion und Akkumulation, namentlich über Bildungsbedingungen und Zeitpunkt der Ablagerung von großen Schotterfeldern, sind in der Literatur oft sehr widersprüchliche Ansichten vertreten. Wir möchten hier verschiedene sich dabei stellende Fragen nach dem Ergebnis eigener Beobachtungen zu beantworten versuchen.

a) Der Zeitpunkt der Bildung der Schotterfluren

Die Gliederung des Pleistozäns in vier und mehr Eiszeiten erfolgt im nördlichen Alpenvorland seit Penck und Brückner (1909) allgemein mit Hilfe der zu jeder Kaltzeit gehörenden Schotterfluren. Nach Ansicht der genannten Autoren wurden sie von den Moränen des Maximalstandes der Gletscher aus geschüttet; der durch die Glazialerosion bedingte Schuttanfall war an der Gletscherstirn so groß, daß die Schmelzwasserbäche damit nicht fertig wurden, den Schutt verschwemmten, ausbreiteten, ablagerten.

Troll (1926) stellt präzisierend fest, daß die Zerschneidung der glazialen Schotterfluren bereits im vollen Hochglazial einsetzt, und zwar beim ersten leichten Loslösen des Eises von den Moränen des Maximalstandes; zu diesem Zeitpunkt ist die Aufschüttung also beendet, das Akkumulationsniveau gebildet.

Diese Ansicht ist in der Literatur nur noch selten bestritten, etwa von Veyret (1960). Nach ihm können die Schotterfluren nur zu einer Zeit

besonders hoher Transportkraft der Flüsse gebildet worden sein, d.h. in der Abschmelzphase der großen eiszeitlichen Gletscher; die Schotterfluren wären demnach als Rückzugsschotter zu bezeichnen.

Für das Untersuchungsgebiet konnte nachgewiesen werden, daß die Zerschneidung im fluvioglazialen Bereich wirklich schon am Ende des Maximalstandes der Gletscher einsetzt, das Akkumulationsniveau bereits mitten im Hochglazial trockengelegt wird, während im periglazialen Bereich die Aufschüttung bis zum Ende der Kaltzeit fortdauert und von keiner Zerschneidung abgelöst wird; im eigentlichen Hochglazial kann die Aufschüttung hier sogar durch Erosion im Sinne eines Tieferschaltens nach von Wißmann (1951) abgelöst werden.

Wirkliche Unklarheit besteht über den Zeitpunkt des Beginns der Aufschotterung. Daß nach Penck und Brückner die Schüttung von den Moränen des Maximalstandes ausgehe, wurde schon genannt. Desgleichen stellte Schaefer (1950: 141) fest, daß die petrographische Sichtung der Schotter im bayrischen Alpenvorland zeige, daß nur ein Teil des gesamten während der Eiszeiten in die Täler gelieferten Schuttes zur Ablagerung gekommen sei, und zwar der letzte Teil, der des Hochglazials. Sonst herrsche immer Erosion, in den Kaltzeiten starke, in den Warmzeiten schwache. Diese Ansicht wird von Knauer (1953) übernommen.

Dazu im Gegensatz stehen die Beobachtungen verschiedener Schweizer Autoren, zuerst von Aeberhardt (1907) und Mühlberg (1908), die feststellten, daß die Schotterfluren sich stellenweise unter den Endmoränen hindurch weit ins gletscherbedeckte Gebiet hinein verfolgen lassen. Nach Aeberhardt waren die Gletscher noch im Alpeninnern, als die ältern Seelandschotter, d.h. die Niederterrassenschotter im innermoränischen Bereich des Rhonegletschers, aufgeschüttet wurden. Diese Beobachtungen finden ihre Erklärung mit Büdel (1950), der die Schotterfluren als glazialklimatisch bedingt betrachtet, so daß sie sich auch ohne Gletscher im Hintergrund bilden könnten.

Da an der Richtigkeit der Beobachtungen kein Zweifel ist, wird es offenbar, daß Schotterfluren zu verschiedenen Zeiten und unter verschiedenen Umständen entstehen können; die Schwierigkeiten entstanden dadurch, daß lokal gewonnene Erkenntnisse für allgemein gültig betrachtet wurden.

Ob ein Fluß akkumuliert oder erodiert, ist von verschiedenen Faktoren abhängig, die das Belastungsverhältnis, d.h. das Verhältnis zwischen Transportkraft und Schuttlast, bestimmen. Ein Fluß beginnt zu akkumulieren, wenn seine Wassermenge (genauer jene bei Hochwasser) sinkt oder die Schuttzufuhr zunimmt. Abflußspitzen und Schuttanfall können aber auf die verschiedenste Art variiert und zueinander in ein Mißverhältnis gebracht werden. Lokal und regional können dabei die einen Faktoren andere vollständig überdecken, was dann zu falschen Schlußfolgerungen verleiten kann.

b) Eiszeitliche Schotter und ihre Bildungsbedingungen

Genetisch müssen zwei Typen der Aufschotterung unterschieden werden (cf. S. 45):

A. glazialklimatische Aufschotterung
B. glazigene (an Gletschereis gebundene) Aufschotterung

Ihre Merkmale und Bildungsbedingungen, abgeleitet aus den Ergebnissen unserer Untersuchungen in der Umgebung des mittelländischen Rhonegletschers, seien hier zusammengefaßt.

A. GLAZIALKLIMATISCHE AUFSCHOTTERUNG

1. Merkmale
   a) Relativ hoher Zurundungs- und Abplattungsindex, d.h. relativ weiter Transport
   b) Gute Sortierung der Korngrößen
   c) Die petrographische Zusammensetzung entspricht der Oberfläche des Anstehenden im Einzugsgebiet (Erosionsgebiet) unter Berücksichtigung der Transportresistenz.
   d) Die Merkmale verändern sich über weite Strecken praktisch nicht, die Schüttungen bilden große «Valley Trains».

2. Bedingungen im Erosionsgebiet

   Die klimatischen Bedingungen verändern sich so, daß mit weniger Niederschlag ein viel größerer Transport an Material, vor allem aber ein viel größerer Schuttanfall da ist: periglazialer Bereich. Genügende Materialbereitstellung durch intensivere Verwitterung und Denudation: Frostsprengung und Solifluktion, Fehlen der festigenden Pflanzendecke (Büdel 1950).

   Die starke Transportkraft der periglazialen Flüsse entsteht dadurch, daß wegen Bodeneises kein Wasser mehr versickert, die Verdunstung abnimmt und der Abfluß der Niederschläge sich auf die kurze warme Sommerzeit konzentriert.

   Der Schuttanfall wird nach Schäfer (1950: 144) dadurch noch verstärkt, daß es während einer Eiszeit zur Summierung von Abtragseffekten komme, indem durch das neu auftretende, in der gleichen Richtung, nur energischer wirkende klimatisch bedingte Moment schon längst fällige «tektonisch bedingte» Abtragsmassen zur Ablösung kämen.

3. Bedingungen im Akkumulationsgebiet

   Gründe für die Abnahme der Transportkraft der Flüsse:
   a) Abnahme des Gefälles rascher als die nötige Zerkleinerung des transportierten Schuttes.
   b) Der Fluß steigt vom periglazialen in den gemäßigten Klimabereich ab, sein Régime gleicht sich an, d.h. die Transportkraft sinkt.

In beiden Fällen entstehen weitgespannte «fluvioglaziale» Schotterfelder, gewissermaßen Adaptationsstrecken; ob eine oder beide Kräfte wirken, ist sehr schwierig mit Bestimmtheit anzugeben.

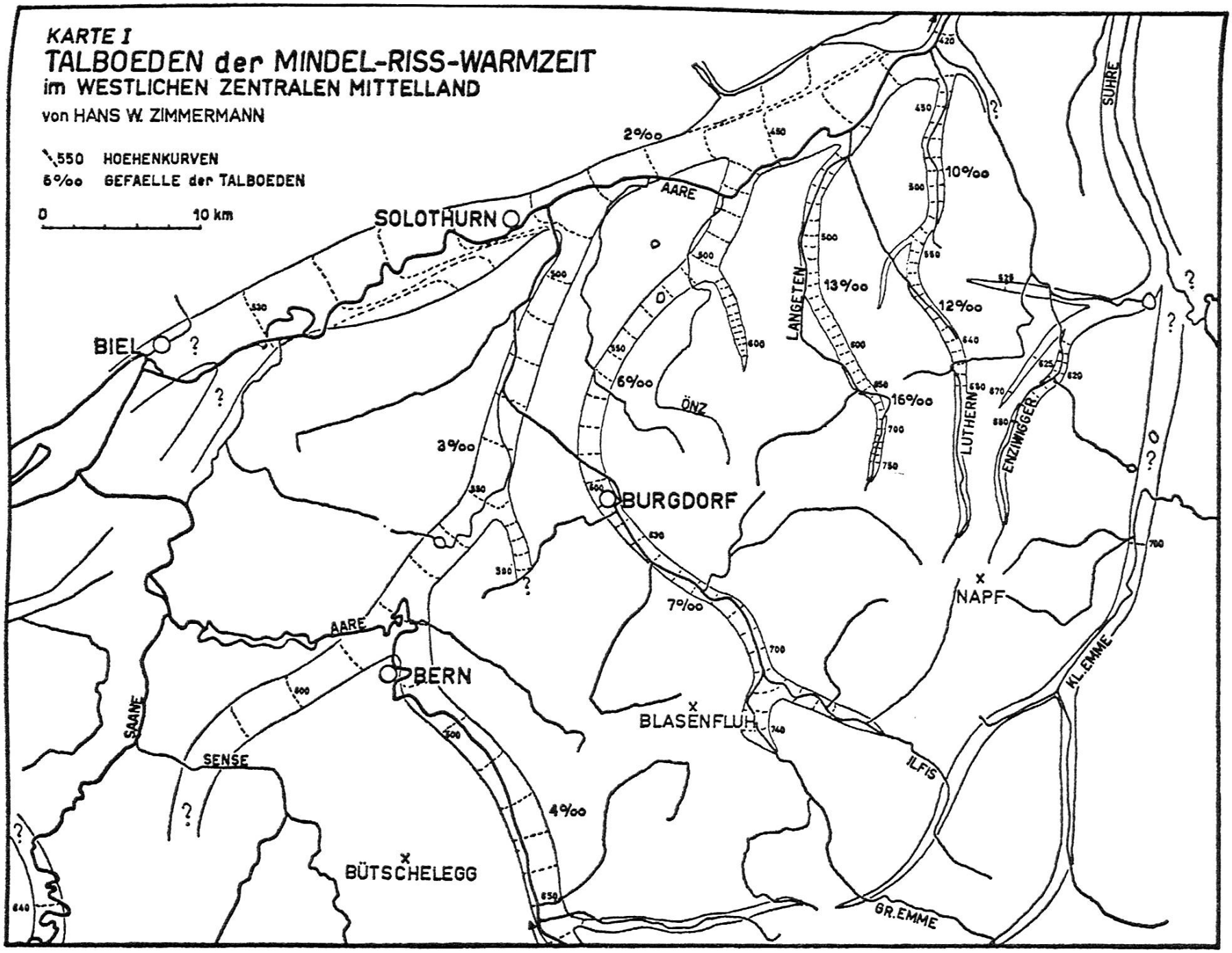
4. Ablauf der Flußtätigkeit im periglazialen Bereich
   a) Höhen und tiefere Lagen gemäßigtes Klima: relative morphologische Inaktivität
   b) Höhen im Periglazialbereich, daher großer Schuttanfall, aber auch große Transportkraft der Flüsse; tiefere Lagen noch im gemäßigten Bereich, deshalb Abnahme der Transportkraft, es kommt zur Aufschotterung.
   c) Der Periglazialbereich greift auch auf die tiefern Lagen hinab; Ende der Akkumulation, Bildung von kastenförmigen Erosionstälern unter Beseitigung der eigenen früheren Ablagerungen.
   d) Der gemäßigte Bereich ergreift die tiefern Lagen erneut, es kommt wieder zur Aufschotterung wie unter b).
   e) Der gemäßigte Bereich nimmt auch die Höhen wieder ein, Ende der starken morphologischen Aktivität, die Flüsse fixieren sich.

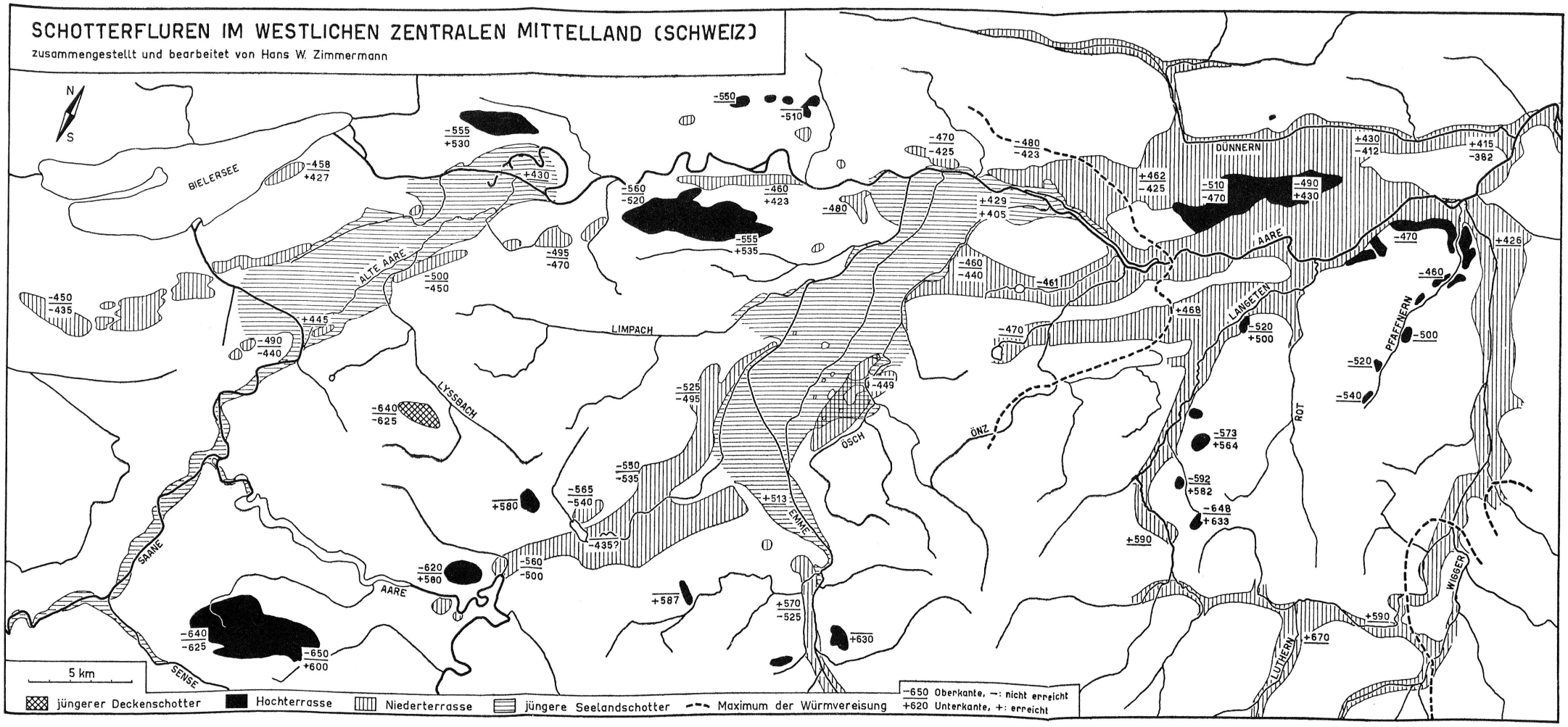
B. GLAZIGENE AUFSCHOTTERUNG

1. Merkmale
   a) Schlechte Zurundung, relativ geringe Abplattung, d.h. kurzer Transport bei sehr unausgeglichener Wasserführung.
   b) Schlechte Sortierung der Korngrößen.
   c) Die petrographische Zusammensetzung entspricht dem Einzugsgebiet des Gletschers, einerseits dem aufgearbeiteten Untergrund, andererseits seiner Obermoränenmaterial liefernden Umgebung.
   d) Die Merkmale polygener Schotter können über kurze Strecken vollständig ändern; die Vorkommen sind oft von sehr beschränkter Ausdehnung. Eine Zwischenstellung zu den glazialklimatischen Schottern nehmen die Sander ein.
2. Bedingungen im Erosionsgebiet

   Gletschereis ersetzt das fließende Wasser; seine ebenfalls linear wirkende Erosions- und Transportkraft ist aber bedeutend höher, unabhängig vom Klima der Umgebung, d.h. im periglazialen wie im gemäßigten Bereich.
3. Bedingungen im Akkumulationsgebiet

   Die plötzliche Änderung des Transportmediums an der Gletscherstirn führt zu einer Akkumulation in Form von Wallmoränen oder Sandern im periglazialen wie im gemäßigten Bereich; die Schmelzwasser genügen für den Wegtransport des Schuttes normalerweise bei weitem nicht, so daß er auf einer relativ kurzen Strecke vor der Gletscherstirn, zwischen Eis und Talhängen oder noch im äußersten


KARTE I
TALBOEDEN der MINDEL-RISS-WARMZEIT
im WESTLICHEN ZENTRALEN MITTELLAND
von HANS W. ZIMMERMANN
550 HOEHENKURVEN
6‰ GEFAELLE der TALBOEDEN
0 10 km
SOLOTHURN
BIEL
BURGDORF
BERN
NAPF
BLASENFLUH
BÜTSCHELEGG
AARE
SAANE
SENSE
ÖNZ
LANGETEN
LUTHERN
ENZIWIGGER
SUHRE
KL.EMME
GR.EMME
ILFIS
2‰
3‰
4‰
6‰
7‰
10‰
12‰
13‰
16‰


SCHOTTERFLUREN IM WESTLICHEN ZENTRALEN MITTELLAND (SCHWEIZ)
zusammengestellt und bearbeitet von Hans W. Zimmermann
N
S
BIELERSEE
ALTE AARE
LIMPACH
LYSSBACH
SAANE
SENSE
AARE
ÖSCH
EMME
ÖNZ
DÜNNERN
LANGETEN
ROT
PFAFFNERN
LUTHERN
WIGGER
5 km
jüngerer Deckenschotter
Hochterrasse
Niederterrasse
jüngere Seelandschotter
Maximum der Würmvereisung
−650 Oberkante, −: nicht erreicht
+620 Unterkante, +: erreicht

Gletschereis selbst liegen bleibt, verschwemmt, aber nur wenig sortiert und bearbeitet.
Die Bewegungsgeschwindigkeit des Eises ist unverhältnismäßig viel größer als die Vorrückungsgeschwindigkeit der Gletscherstirn; ein Gletscher wird also, gleichgültig, wo er gerade steht, immer viel Material ausschmelzen, auch beim Vorstoßen. In der Vorstoßphase aber spielt noch das glazialklimatische Moment hinein, so daß eine Abgrenzung der beiden Aufschotterungstypen nicht immer möglich ist. Anhaltspunkte dafür, daß die Gletscher den Schutt nicht freigeben, sondern bis zum Maximalstand des Eises horten (Knauer 1953), lassen sich nirgends feststellen.

4. Der Ablauf der Flußtätigkeit im gletscherbedingten Aufschotterungsbereich
   a) Vor der Gletscherstirn immer Aufschotterung wegen Abnahme der Transportkraft durch Wechsel des Transportmediums, wenigstens solange das Eis sich bewegt (Gegensatz Toteis).
   b) Beim Gletscherrückzug werden Schuttretensionsbecken frei, an deren Austritt es naturgemäß zu einer Tiefenerosion kommen muß: das Profil des schuttüberlasteten Flusses wird durch Tieferlegung dem neuen reduzierten Belastungsmaß angepaßt. Diese «postglaziale» Erosion (Troll 1926) setzt also mitten im Hochglazial ein und erreicht vor dem Spätglazial ihren tiefsten Punkt. – In den innermoränischen Retensionsbecken werden Rückzugsschotter abgelagert, die volumenmäßig nicht bedeutend sind.

c) Die Seitenerosion

Über die Bedeutung, das Ausmaß und den Zeitpunkt der Seitenerosion, deren Spuren überall längs eiszeitlichen Flußläufen zu beobachten sind, ist viel diskutiert worden. Nach Penck (1909) fällt die Seitenerosion in die Zeit der Akkumulation, während sie Eberl (1930) als einen zeitlich-räumlich mit der Tiefenerosion zusammenhängenden Vorgang betrachtet, womit er die Idee des Tieferschaltens von Wißmanns (1951, 1952) vorwegnimmt. Schaefer (1950) streitet jede Seitenerosion bei Akkumulation rundweg ab. Wir treffen also auch hier wieder gegensätzliche Behauptungen, die auf verallgemeinerten Einzelbeobachtungen zu beruhen scheinen.

Vorerst muß man sich deshalb überlegen, was für eine Kraft für die Seitenerosion verantwortlich ist. Ist es rein das Flußwasser, welches durch seinen Anprall die Ufer lockert und nachstürzen läßt? Uns scheint, daß der Einfluß des mitgeführten Schuttes nicht vernachlässigt werden darf, da er auf die Ufer besonders stark korrodierend, d.h. unterschneidend wirkt. Dieser Schutt, der auf dem Grunde jedes Flusses in mehr oder weniger großen Mengen zu finden ist, bewegt sich nur bei Hochwasser in größerem Ausmaße, in der übrigen Zeit bleibt diese Transportschicht liegen. Auch wenn

an einem Ort noch so kräftig aufgeschüttet wird, so sind doch die höchsten Schichten nie definitiv abgelagert, sondern setzen sich beim nächsten Hochwasser wieder in Bewegung; zieht doch eine unvergleichlich viel größere Schuttmenge an einem Punkte talwärts vorbei als direkt abgelagert wird. Dieser Schutt aber, die vorbeistreichende Transportschicht, greift die Ufer an. Je mehr Schutt vorbeigeführt wird, desto stärker dürfte demnach auch die Seitenerosion sein. Ob dann ein Teil der Transportschicht als Akkumulation liegen bleibt oder gar noch den Untergrund angreift und aufarbeitet, ist eine Frage von sekundärer Bedeutung. Die Seitenerosion ist nicht vom Belastungsverhältnis, sondern eher vom absoluten Maß der Belastung abhängig; diese aber ist in Kaltklimaten (und auch in wechselfeuchten und trockenen Warmklimaten) ungleich viel größer als in gemäßigten. Täler, die ihre entscheidende Formung in einer Kaltzeit erhielten, tendieren denn auch alle sehr stark zu einer Kastenform; so sind alle Niederterrassen, ob Akkumulations- oder Erosionsniveaus, ob periglazial oder fluvioglazial, von offensichtlich gleichzeitig gebildeten, auf Seitenerosion zurückzuführenden Steilborden begleitet, tendieren also zur Kastenform.

Natürlich kann die Seitenerosion auch einmal fehlen, so an der Innenseite von Talbiegungen, aber auch an Stellen, wo buchstäblich nur eine Einschüttung erfolgte, d.h. in toten Winkeln. Die Seitenerosion bei Akkumulation ist bei der Bildung der großen glazialklimatischen Schotterfluren im Molassegebiet außerordentlich kräftig gewesen. So ist es außerordentlich selten, daß zwischen Felsunterlage und den neuen Schottern noch Spuren eines Bodens, einer interglazialen Verwitterung oder gar Grundmoräne einer vorangegangenen Vergletscherung gefunden werden kann. Umgekehrt findet man in der Nähe des Talrandes in den Schottern Bestandteile, Erratiker und Blöcke weichen Anstehendens, die schon ihrer Größe wegen gar nicht mit dem übrigen Flußschutt hergebracht worden sein können, also einen Abtrag des Talhanges, Seitenerosion, dokumentieren.

d) Zusammenfassung

Im Untersuchungsgebiet finden sich zwei Typen von Schotterfluren. Jene in periglazialen Tälern stammen in ihrer heutigen Form vom Ende des Hochglazials und wurden im Spätglazial teilweise noch etwas überschüttet. Im eigentlichen Hochglazial wurden die zu unbekannter Höhe bereits aufgeschotterten Talböden durch Tieferschalten mehr oder weniger stark ausgeräumt.

Im fluvioglazialen Bereich beginnt die Bildung der Schotterfluren wie im periglazialen mit der Klimaverschlechterung, dauert bis zum Maximalstand des Eises an, worauf eine kräftige Zerschneidung einsetzt, die mit dem Ende des Hochglazials abgeschlossen ist. Innerhalb der Endmoränen werden lokal an verschiedensten Stellen polygene Schotter gebildet, die alle jünger als der Eishöchststand sind, aber älter als das völlige Verschwinden der späthochglazialen Toteismassen.

Die Seitenerosion ist von der absoluten Schuttführung der Flüsse, nicht von ihrem Belastungsverhältnis, abhängig und deshalb im Hochglazial am kräftigsten; alle Täler – außer eigentlichen Oberläufen – sind deshalb kastenförmig, mit steilen Talrändern und breiten Schuttsohlen.

VI. ERGEBNISSE

1. ERGEBNISSE ABSOLUTER DATIERUNGSVERSUCHE

a) C^{14}-Untersuchungen

Aus dem eigentlichen Untersuchungsgebiet ist nur eine Probe untersucht worden, die aus den Schieferkohlen von Gondiswil, wahrscheinlich aus dem tieferen interglazialen Komplex, stammte. Sie ergab ein negatives Resultat, ist also älter als 40 000 Jahre. Obwohl außerhalb unseres Gebietes liegend, sind doch die Schieferkohlen von der Wässerifluh bei Spiez von Interesse, da sie uns die bisher fehlenden wichtigen Informationen über das Frühwürm geben könnten. Einer freundlichen Mitteilung des C^{14}-Laboratoriums des physikalischen Instituts der Universität Bern zufolge muß die bisherige Altersbestimmung dieser Kohlen auf 25 000 v. Chr. wegen ungeeigneten Probematerials als unrichtig, und zwar als zu jung bezeichnet werden. Die gegenwärtig laufenden neuen Untersuchungen haben gewisse erste Hinweise auf ein göttweigisches Alter gegeben. Das Kohlelager wird damit zum Angelpunkt, um den sich die ganzen Untersuchungen über die Morphogenese während der ersten Hälfte der Würmeiszeit drehen werden.

Ebenfalls außerhalb des bearbeiteten Gebietes liegen die Fundorte von Proben aus dem Alleröd-Interstadial (Welten und Oeschger 1957), das bei Muri BE und Boltigen im Simmental auf 10 000–9000 v. Chr. bestimmt werden konnte, was mit den in andern Gebieten Mitteleuropas gemachten Messungen übereinstimmt (Groß 1958).

Weitere Bestimmungen aus dem Postglazial halten sich im Rahmen des aus dem Ausland Bekannten und helfen uns, Pollendiagramme zeitlich absolut zu fixieren.

b) Pollenanalytische Untersuchungen

Die Vegetation des letzten Interglazials und vor allem des Spät- und Postglazials im schweizerischen Mittelland ist schon recht gut bekannt und zuletzt von Lüdi (1953) und Welten (1944, 1947) eingehend untersucht und dargestellt worden. In unserem Gebiet sind aus dem letzten Interglazial nur die Fundstellen bei Gondiswil–Zell eingehend untersucht; Lüdi (1953) konnte darin eine Aufgliederung in zwei Warmperioden, getrennt durch eine kältere mit fast eiszeitlichem Charakter, vornehmen. Wir vermuten (S. 111), daß damit Riß-Würm-Interglazial und Göttweiger Interstadial erfaßt wurden.

Genaue Datierungen erlauben die Untersuchung der spät- und postglazialen Vegetationsentwicklung. Das Alleröd-Interstadial («Burgäschischwankung» ca. 10 000–9000 v. Chr.) ist von Welten am Burgäschisee (1947) und in Spuren im Faulenseemoos bei Spiez (1944) gefunden worden, ebenso von Moeckli (1952) am Moossee und im Brüggmoos E Biel. Dies bedeutet, daß die Gletscher sich zu jener Zeit bis in die Alpen hinein zurückgezogen hatten. Am Moossee wurde vermutlich auch die ältere Dryaszeit (11 000 v. Chr.) noch erfaßt.

Die jüngere Dryaszeit, die wir mit Welten der Schlußvereisung gleichsetzen möchten (9000–8000 v. Chr.), ist bis in die Alpen hinein nach Faulensee als Weidenzeit (Welten 1944) nachgewiesen (dort allerdings zur Nacheiszeit gezählt). Der Aaregletscher konnte in jener Zeit also nicht weiter als bis etwa nach Thun vorgestoßen sein.

c) Ergebnis

Wenn auch die absoluten Datierungsmöglichkeiten im westlichen zentralen Mittelland noch recht gering sind, so fügen sie sich doch gut in das allgemeine Bild der heutigen Quartärchronologie. Dies bedeutet, daß auch bei uns die Vorgänge, die unser Landschaftsbild prägten, sich außerordentlich rasch abspielten und eigentlich erstaunlich kurze Zeit zurückliegen.

2. DER ABLAUF DER MORPHOGENESE

Diese Zusammenstellung der Ereignisse während des Quartärs in unserem Gebiet erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit; verschiedene Zeitabschnitte sind vertreten, andere fehlen, weil ihre Spuren später wieder zerstört wurden, oder weil wir sie noch nicht richtig zu interpretieren wissen. Immerhin wird aber doch sichtbar, daß noch allerhand mehr gefunden werden kann, als bislang angenommen worden ist.

Präglazial

Über das Aussehen des Gebietes vor der Eiszeit wissen wir nichts. Von der präglazialen Oberfläche können wir, wie Bärtschi (1913) schreibt, höchstens ein durch Denudation erhaltenes «Abbild» finden. Wenn wir aber bedenken, wie wenig schon nur aus der Mindeleiszeit erhalten ist, vorher aber wohl noch drei andere Eiszeiten über das Gebiet weggingen, so ist es doch sehr wenig wahrscheinlich, daß in den weichen Molassegesteinen noch Formen aus dem Präglazial gefunden werden können.

Günz-Mindel-Interglazial

Ein einziges Reststück der Talböden aus jener Zeit ist bei Schüpfen nachgewiesen, konserviert unter jüngerem Deckenschotter. Dieser Talboden liegt gut 40 m über jenem der nächstfolgenden Interglazialzeit.

Mindeleiszeit

Außer dem jüngern Deckenschotter von Schüpfen finden sich nirgends Spuren davon. Dieser einzige Fund aber zeigt uns an, daß das Talsystem der darauffolgenden Warmzeit sich nicht überall mit dem der vorangehenden Warmzeit deckt. Die Mindelvereisung führte also zu bedeutenden Talverlegungen; die Gletscherausdehnung dürfte jene des Brestenbergstadiums der Würmeiszeit erreicht haben.

Mindel-Riß-Interglazial

In dieser offenbar sehr lange dauernden Warmzeit kam es zur Ausbildung eines bis in die Alpen verfolgbaren Netzes von breiten Talböden (Karte I), die eine rein fluviatile Ausgestaltung zeigen. Am Jurafuß lassen sich Anzeichen einer Terrassenbildung im Anstehenden erkennen. Dem Jurasüdfuß folgt ein großes Tal, mehr oder weniger in der ersten Molassesynklinale. Die Aare fließt durch die Klus von Aarburg.

Rißeiszeit

VORSTOSSZEIT

In die Talböden der vorangehenden Warmzeit werden die Hochterrassenschotter geschüttet. Die Akkumulation dauert bis zum Eintreffen des Eises an und geht nach oben bei den abgedämmten Tälern aus dem höhern Mittelland in glazigene Schotter, z.T. Staubildungen, über.

Seit dieser Schüttung haben sich die Alpen merklich gehoben.

RISS-MAXIMALSTADIUM

Das ganze bearbeitete Gebiet war vollständig vom Rhonegletscher überdeckt, der später eine lockere Streu von Findlingen zurückließ. In diese Zeit fällt die größte Erosionsleistung, die tiefsten Becken werden ausgekolkt; am Jurafuß kommt es zu einer Art Reliefumkehr in der Molasse: der Hochterrassenschotter wird von einer Talfüllung zum Plateauschotter auf den Höhen des Bucheggberges und des Büttenberges, zweier Molassesynklinalen. Die Vorketten des Jura werden aus der Molassehülle herauspräpariert, es entsteht das Dünnerntal zwischen Gunzgen und Olten hinter dem Born und das Galmis hinter der St. Verenakette; dort zeugen noch zwei Windklusen, der Fuchsboden und der Chalchgraben, von dem Vorgang.

DAS GROSSE RISS-INTERSTADIAL

Die Gletscher schmelzen bis hinter den Rand des Untersuchungsgebietes, aber wohl nicht viel weiter, zurück. Aare und Saane schneiden sich tiefe epigenetische Rinnen nach dem übertieften Jurafußgebiet hin ein. Die Sackung von Wiedlisbach geht möglicherweise schon auf das abschmelzende Toteis des Riß-Maximalstadiums nieder.

DAS RISS-WIGGER-STADIUM

Ein zweiter kräftiger Eisvorstoß drang weit über den spätern Maximalstand des Rhonegletschers der Würmeiszeit vor und erreichte das Wiggertal und die Gegend von Olten; aus dieser Zeit blieb eine oft erstaunlich dicke Grundmoränendecke zurück. Interessanterweise blieb der Reußgletscher dem Gebiet fern, wahrscheinlich, weil die nötigen Transfluenzpässe noch nicht genügend eingetieft waren. Am Südrand des Gletschers entstand die randglaziale Entwässerungsrinne Sumiswald–Huttwil–Gettnau–Suhrental, die alle frühern, nach NW bis N gerichteten Täler quer durchschnitt, und zwar bis 80 m tief. Die lokale Erosionsbasis dazu lag irgendwo E Aarau, wohl ein tiefes Becken aus dem Riß-Maximalstadium.

Das ganze Gebiet innerhalb dieses Stadiums ist außerordentlich stark abgeschliffen und in riesige SW-NE streichende Rundhöcker umgeformt. Irgendwelche zu diesem Stadium gehörende Schotter konnten nicht gefunden werden; die epigenetischen Talläufe des vorangehenden Interstadials wurden nicht verschüttet, sondern mit Grundmoräne ausgefüllt.

RISS-ABSCHMELZZEIT

Die genannte randglaziale Talung wird, sobald der Stau der Emme aufhört, von lokalen Schottern etwas aufgefüllt. Gleichzeitig beginnt sich im höhern Mittelland das Relief kräftig zu verjüngen, da die Erosionsbasis, der Jurafuß, bis zu 170 m tiefer gelegt worden ist. Um die abschmelzenden Toteisblöcke kommt es zur Schüttung polygener Schotter.

Als Folge der kräftigen Vergletscherung bleibt ein weitgehend verändertes Flußnetz zurück; zwischen Emme und Suhre erreicht kein Napfflüßchen mehr den Jurafuß; Aare und Saane bilden sich neue epigenetische Rinnen nach N zum Jurafuß.

Riß-Würm-Interglazial

Verlangsamung der Einschneidung im höhern Mittelland. Eventuelle Jurafußseen verschwinden und machen weiten, bis 20 m unter den heutigen Talböden liegenden Schwemmlandebenen Platz. Die Schlammsandaufschüttung dauert im Luterbacher Becken bis ins Spätglazial fort. Die Aare fließt von Bern über Zollikofen–Niederbipp und das Gäu nach Olten.

In der engen Talung von Huttwil nach Gettnau kommt es durch die einmündenden Bäche zu Rückstauwirkungen, so daß sich in der Gegend von Gondiswil–Zell große Schieferkohlenlager bilden.

Würmeiszeit

Einteilung:	Frühwürm:	Frühwürmvorstoß, Göttweiger Interstadial
	Hauptwürm:	Zeit der Eisbedeckung des Mittellandes im Untersuchungsgebiet (vier Stadien)
	Spätwürm:	Alleröd-Interstadial, Schlußvereisung

Frühwürm

FRÜHWÜRMVORSTOSS

Es ist nur eine Kältephase über den interglazialen Schieferkohlen von Gondiswil nachgewiesen.

GÖTTWEIGER INTERSTADIAL

Die Schieferkohlenbildung bei Gondiswil dauert weiter an, doch ist das Klima weniger günstig als im vorangehenden Interglazial.

Hauptwürm

Vorstoßzeit, Hochglazial (vier Stadien), Abschmelzzeit

VORSTOSSZEIT

Der Beginn der Niederterrassenschüttung konnte nicht festgelegt werden; in der Gettnauer Talung scheint sie schon im Frühwürm einzusetzen. Es läßt sich zeigen, daß die Akkumulation nicht überall gleichzeitig beginnen kann; auch wissen wir nichts über eventuelle im Talweg der Alpenflüsse eingeschaltete Retensionsbecken. Das Langeten- und später das Wiggertal brechen wieder nach N durch.

HOCHGLAZIAL

Die Niederterrassenaufschotterung führt stellenweise buchstäblich zu einer Reliefverschüttung. In den kältern Phasen hört die glazialklimatische Akkumulation auf, es kommt zu einer glazialklimatischen Erosion (Tieferschalten) im Sinne Büdels (1950) bzw. von Wißmanns (1951), doch setzt sie am Schluß des Hochglazials nochmals ein. Zu den einzelnen Gletscherständen gehören Sanderbildungen, die z.T. auch zu Wallmoränen aufgestaucht werden.

Es zeichnen sich vier Stadien ab, die wahrscheinlich in der Ostschweiz ihre Gegenstücke finden; das dritte Stadium ist vom vierten überfahren worden:

Rhonegletscher	Linthgletscher
1. älteres Wangener Stadium	Killwangen-Stadium
2. jüngeres Wangener Stadium	Schlieren-Stadium
3. Solothurner Stadium	Hafner-Stadium
4. Brestenberg-Stadium	Zürich-Stadium

Im Gebiet des Reußgletschers ist eine Parallelisation noch nicht gelungen; da aber der ins Brestenbergstadium gehörende Talboden der Wigger nicht mehr zerschnitten wurde, darf angenommen werden, daß zu jener Zeit das Eis das Wauwiler Becken nicht mehr erreichte. Interessanterweise

liegen die vier Stadien außerordentlich nahe beieinander, nämlich auf einer Strecke von 15 km bei einer Länge des Mittellandarmes des Rhonegletschers von über 100 km.

Der Burgdorfer Stausee hat während der ersten beiden Stadien bestanden, entsprechend die randglaziale Entwässerung Burgdorf–Wynigen–Bettenhausen. In diese Zeit fällt auch die Haupterosionsleistung des Rhonegletschers.

Frostbodenbildungen sind im Zungengebiet des Rhonegletschers bei Attiswil noch in der zweiten Oszillation der Maximalphase des Brestenbergstadiums nachgewiesen, im Großen Moos von Antenen (1936: 84) sehr wahrscheinlich noch aus dem Spätwürm.

Älteres Wangener Stadium

Erosionsleistung von Rhone- und Reußgletscher sehr groß, spätere Stadien liegen sichtbar in den jetzt geschaffenen Hohlformen drin.

Bannwiler- = Maximalphase

Die Niederterrassenschüttung im fluvioglazialen Bereich kommt zum Abschluß (zuletzt Schüttung über den Langetenast der Aareniederterrassen); Bildung eines großen Sanders auf dem Dünnernast der Niederterrasse. Bildung des äußersten Moränenkranzes, von bald trockengelegten Trompetentälchen durchbrochen. Die Aare findet ihren heutigen Weg.

Im Gebiet des Reußgletschers (Wauwiler Becken) kann der Maximalstand noch nicht sicher festgelegt werden, ebenso nicht am Rhonegletscher zwischen Rietwil und der Vereinigung mit dem Aaregletscher; die äußersten Randlagen liegen außerhalb der bis heute im allgemeinen angenommenen.

Randglaziale Talungen bilden sich am Südrand des Rhonegletschers und im Gebiet von Schötz beim Vorrücken des Eises in größerer Zahl.

Der Gettnauer Eisstausee wird z.T. durch Auffüllung, z.T. durch Spiegelabsenkung rasch trockengelegt.

Bannwiler Interphase

Rückzug der Spitze des Rhonegletschers 2–4 km, leichte Zerschneidung der Niederterrasse, E Bannwil ca. bis auf Kote 450; bei Bannwil Zuschüttung eines Zungenbeckenseeleins von ca. 5 m Tiefe mit Deltaschottern.

Burgdorfer Phase

Randglaziale Talungen Burgdorf–Wynigen–Bettenhausen–Langenthal und Gettnau–Niederwil–Schötz. Einschüttung eines Sanders von bis 10 m Mächtigkeit (Bannwil) in die zerschnittene Niederterrasse, d.h. fast bis zum ursprünglichen Akkumulationsniveau. Am Ende der Phase Entwicklung einer Mäandrierungsphase: Bildung des ca. 8 m eingeschnittenen Bannwil–Fritzenhofniveaus.

Die glaziale Ausräumung des Wauwiler Beckens ist praktisch beendet.

Dritte Phase

Sie zeichnet sich bei Bützberg ab und ist möglicherweise überfahren.

Haltener Interstadial

Eisrückzug bis ins Gebiet der Emmedepression, Kamebildung bei Halten; kräftige Eintiefung in der Niederterrasse, bei Bannwil ca. 22 m.

Jüngeres Wangener Stadium

Schlecht ausgebildete Endlage mit drei Lappen (Aare, Inkwil, Aeschi) im Gebiet des Rhonegletschers; bis 8 m mächtige Sander-Einschüttung in die Niederterrasse. Bei Aeschi findet sich eine überfahrene Oszillation. Die randglaziale Entwässerung führt von Burgdorf über Wynigen–Bettenhausen durch die Önztalterrassen nach Herzogenbuchsee–Bannwil.

Das Ende des Stadiums wird wieder durch eine Mäandrierungsphase gekennzeichnet, die untern Önztalterrassen.

In einer Spätphase wird der Attiswiler See freigegeben und rasch aufgefüllt.

Die glaziale Ausräumung im Gebiet des Rhonegletschers ist praktisch vollendet.

Büetigen-Interstadial

Starke Zerschneidung der Niederterrasse, eventuell bis auf das heutige Niveau hinab. Eishöhe im Gebiet der Jurafußseen ca. 300 m geringer. Bildung der Kameschotter von Büetigen und wahrscheinlich in Solothurn unter den spätern Sanderschottern von der Autophon bis zur Zentralbibliothek. Der Gletscher ist praktisch zu Toteis geworden.

Am Jurahang fließen größere Schuttmassen nieder, Moränendecken und Hangschutt, besonders bei Selzach.

Solothurner Stadium

Erneute Bewegung im Rhonegletscher, Bildung eines ausgesprochenen Zungenbeckens mit randglazialen Tälchen zu beiden Seiten und einem mächtigen Sander vor der Stirn.

Brestenberg-Stadium

Überfahrung des Solothurner Stadiums.

Maximalphase

Sie reicht bis fast nach Wangen a. A. Schotterbildungen: Kame über den Ablagerungen des Attiswiler Sees, Terrassen des Bannwil–Bännlibodenniveaus, höhere Kameterrasse des Deitinger Waldes. Eisrandlage nur von Oberdorf bis Flumenthal verfolgbar, sonst noch unbekannt. Eine kleinere Oszillation führt zur tiefern Kameterrasse des Deitinger Waldes. Die Erosionsterrassen vom Ende des jüngern Wangener Stadiums bei Boningen werden mit Löß überdeckt.

Rückzugsphase

Nachgewiesen durch eine Reihe von Moränenwällen zwischen Lommiswil und Riedholz sowie bei Deitingen; dort ist der Wall an eine tiefere Kameterrasse angelehnt und trägt an seiner Innenseite nochmals einen kleinen Kame.

Brestenbergphase

Sie findet sich nur zwischen Feldbrunnen und Riedholz deutlich ausgebildet und könnte überfahren, zumindest aber überlappt sein.

In den periglazialen Tälern werden die Talböden auf die Erosionsniveaus der Niederterrassen tiefergeschaltet, falls vorhanden; am Schluß, bei leichter Klimabesserung, kommt es wieder zur Aufschotterung.

ABSCHMELZZEIT

Ende der Gletscherbewegungen; das Toteis schmilzt langsam ab, es entstehen Kameschotter in den verschiedensten Höhenlagen. In den periglazialen Tälern klingt die Aufschotterung ab. Zwischen Brestenberg und Moudon sind keine Rückzugsstadien mehr sicher nachzuweisen.

Ende der Zerschneidung der fluvioglazialen Niederterrassen, Eintiefung bei Bannwil 10–15 m unter das heutige Talniveau. Jurafußsee vom Luterbacher Becken bis nach Orbe? Sein Spiegel lag höchstens auf 420 m.

Spätwürm

ALLERÖD-INTERSTADIAL

Die Flüsse fixieren sich; die Aare fließt von Bern nach Westen. Bescheidener Baumwuchs, der pollenanalytisch als Burgäschischwankung und als Schwemmtorf nahe der Basis der jüngern Seelandschotter nachgewiesen ist.

JÜNGERE DRYASZEIT = SCHLUSSVEREISUNG

Kurzer heftiger Kälterückfall, glazialklimatische Aufschotterungsphase der jüngern Seelandschotter; Emmeschuttkegel im Becken von Luterbach, Aare/Saane-Schuttkegel im Großen Moos. Höherstau des Solothurner Sees auf 429 m, aber gleichzeitig Auffüllung zweier großer Teilbecken. Der Abschluß der Schüttung wird wieder durch eine Mäandrierungsphase mit starker Seitenerosion bei geringer Eintiefung markiert. Aus den unbewachsenen Alluvionen weht der Wind im Großen Moos Sand zu Dünen auf.

Die Gletscher stoßen möglicherweise bis Thun und Moudon vor.

Postglazial

Ende der starken morphologischen Aktivität. Die Flüsse fixieren sich, Mäander wandern nur noch langsam (in der Aareebene W Solothurn bis 10 cm pro Jahr). Der Solothurner See verlandet vollständig. Zwischen Grenchen und Bettlach geht noch ein Bergsturz nieder. Starke Abschwemmung

besonders im Bereich weicher Gesteine führt zu einer Verschleierung kaltzeitlich angelegter Landschaftsformen durch Hanglehme. Die dichte Vegetationsdecke fixiert die Formen, die die Eiszeit geschaffen hat; was seither sich verändert hat, sind im Grunde genommen Kleinigkeiten.

LITERATURVERZEICHNIS

Abkürzungen: BGS Beiträge zur Geologie der Schweiz
EGH Eclogae Geologicae Helvetiae
EuG Eiszeitalter und Gegenwart
GKS Geologische Karte der Schweiz
MNG Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft
SNG Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Aeberhardt, B. (1907): Note préliminaire sur les terrasses d'alluvions de la Suisse occidentale. EGH 1907/1: 15–28

Ampferer, Otto (1929): Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 79: 307–332

Andresen, Hans (1962): Beiträge zur Geomorphologie des östlichen Hörnliberglandes. Diss. Univ. Zürich

Annaheim, H., Bögli, A. und Moser, S. (1958): Die Phasengliederung der Eisrandlage des würmeiszeitlichen Reußgletschers im zentralen schweizerischen Mittelland. Geogr. Helv. 1958/3: 217–231

Antenen, Fritz (1909): Mitteilungen über das Quartär des Emmentales. EGH 1909/6: 772–798

– (1936): Geologie des Seelandes. 231 S. Biel.

ASTM (1954): American Society for Testing Materials: Book of ASTM Standarts vol. 1954, method ASTM D–422–54–T.

Bärtschi, Ernst (1913): Das westschweizerische Mittelland. Versuch einer morphologischen Darstellung. Neue Denkschr. SNG Bd. 47/2, 308 S.

Baumberger E. (1911): Kurze Darstellung der geologischen Geschichte des Geländes zwischen Emme und Önz. MNG Bern f. das Jahr 1910: 2–12

– (1919): Zur Geologie von Leuzigen. Heim-Festschrift, Vierteljahresschr. Nat. Ges. Zürich 1919/1–2: 50–64

Beck, Hugo (1957): Glazialmorphologische Untersuchungen in der Gegend von Solothurn. Diss. Univ. Freiburg, 76 S.

Beck, Paul (1932): Über den eiszeitlichen Aaregletscher und die Quartärchronologie. Verh. SNG 1932: 189–207

Büchi, O. (1926): Das Flußnetz der Saane und ihre Nebenflüsse während der Interglazialzeiten. Soc. Frib. des Sciences Nat. 1925–26/8: 1–25

Büdel, Julius (1950): Das System der klimatischen Morphologie. 35 S. Landshut (Bayern)

Cailleux, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Palaeoklimatologie. Geol. Rundschau 1952/1: 11–19

Crausaz, Charles U. (1959): Géologie de la région de Fribourg. Thèse Univ. Fribourg, 117 S.

Eberl, Barthel (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. 427 S. Augsburg

Erni, A., Forcart, L. und Härri, H. (1943): Fundstellen pleistocaener Fossilien in der «Hochterrasse» von Zell (Kt. Luzern) und in der Moräne der größten Eiszeit von Auswil bei Rohrbach (Kt. Bern). EGH 1943/1: 85–124

Erni, A. (1943a): Ein neues Lößvorkommen am Südfuß des Born bei Ruppoldingen und westlich Aarburg. Mitt. Aarg. Naturwiss. Ges. Heft 21

Erni, A. und Kelterborn, P. (1948): Ölgeologische Untersuchungen im Molassegebiet südlich Wangen a. A.–Aarburg. BGS, Geotechn. Ser. Lief. 26/2: Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz II/6

Favre, A. (1883): Sur l'ancien lac de Soleure. Archives des Sci. physiques et naturelles vol. X: 607, Genève

– (1884): Carte des phénomènes erratiques et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la Chaîne du Mont-Blanc. Publiée par la Comm. Géol. de la Soc. Helv. des Sciences naturelles

Frey, Oskar (1907): Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuß. Neue Denkschr. SNG Bd. XLI, Abh. 2, 185 S.

Furrer, H. (1948): Das Quartär zwischen Solothurn und Wangen a. A. mit spezieller Berücksichtigung des Interglazials auf Grund der Resultate der Sondierbohrungen von Luterbach 1946/47. EGH 1948/2: 269–284

Geiger, E. (1943): Geologischer Atlas der Schweiz: Erläuterungen zu den Blättern 56–59

– (1948): Untersuchungen über den Geröllbestand im Rheingletschergebiet. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 1948/1

Gerber, Ed. (1923): Die diluvialen Schieferkohlen (Torflager) von Gondiswil-Zell. BGS, geotechn. Serie, 8. Lief.

– (1934): Exkursion Nr. 38A, Bern–Worblaufen, linkes Aareufer. Geolog. Führer der Schweiz VIII: 568–571, Basel

– (1950): Geolog. Atlas der Schweiz: Erläuterungen zu den Blättern 142–145

Gouda, G. H. (1962): Untersuchungen an Lössen der Nordschweiz. Diss. Univ. Zürich

Groß, Hugo (1958): Die bisherigen Ergebnisse von C^{14}-Messungen und paläolithischen Untersuchungen für die Gliederung und die Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. EuG IX: 155–187

Hantke, René (1959): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. Vierteljahresschr. Nat. Ges. Zürich 1959: 1–47

Heim, Albert (1919): Geologie der Schweiz, 3 Bde. Leipzig

Inglin, Herbert (1960): Molasse et quaternaire de la région de Romont. Thèse Univ. Fribourg

Jäckli, H. (1958): Kraftwerkprojekt Flumenthal: geologische Verhältnisse an der Aare bei Flumenthal. Manuskript, Tiefbauamt des Kantons Solothurn

Jayet, A. und Portmann, J.-P. (1960): Deux gisements interglaciaires nouveaux aux environs d'Yverdon. EGH 1960/2: 640–645

Kehrer, Ludwig (1922): Beiträge zur Kenntnis der Geologie von Olten–Aarburg und Umgebung. Diss. Univ. Zürich

Keller, G. (1952): Beitrag zur Frage Oser und Kames. EuG II: 127–132

Knauer, Joseph (1953): Gedanken über die Bildung der fluvioglazialen Täler im Alpenvorland und die Ursachen für ihre Zuschüttung. Geologica Bavarica Nr. 19: 164–167

Lüdi, Werner (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. Veröffentl. d. Geobot. Inst. Rübel Zürich Heft 27

Moeckli, Bruno E. (1952): Beiträge zur Kenntnis der Vegetationsgeschichte der Umgebung von Bern unter besonderer Berücksichtigung der Späteiszeit. Diss. Univ. Bern

Mollet, Hans (1925): Grundwasservorkommnisse des Kantons Solothurn. Manuskript, Kant. Amt für Wasserwirtschaft Solothurn

– (1944): Eine Abflußrinne der letzten Eiszeit westlich Solothurn. EGH 1944/2: 422–423

Mollet, H. (1945): Über die Moränenlandschaft bei Koppigen. EGH 1945/2: 389–394

Moos, Armin von (1952): Entstehung der zerdrückten Gerölle in eiszeitlichen Schottern des schweizerischen Mittellandes. EGH 1952/2: 301–303

Mornod, Léon (1947): Sur les dépôts glaciaires de la vallée de la Sarine en Basse-Gruyère. EGH 1947/1: 15–36

Moser, Samuel (1958): Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus. Diss. Univ. Basel

Mühlberg, Fritz (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau. GKS No. 8

– (1911): Bemerkungen über den diluvialen See von Solothurn. Verh. SNG 1911/2: 255–257

Mühlberg, F. und Niggli, P. (1913): Erläuterungen zur geologischen Karte des Gebietes Roggen–Born–Boowald. GKS No. 13

Müller, Max (1958): Auewaldböden des schweizerischen Mittellandes. Diss. ETH Zürich

Niggli, P. (1912): Erläuterungen zur geologischen Karte von Zofingen. GKS No. 12

Nußbaum, Fritz (1907): Über die Schotter im Seeland. MNG Bern aus dem Jahre 1906

– (1911): Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers von Wangen a.A. MNG Bern aus dem Jahre 1910

– (1921): Das Moränengebiet des diluvialen Aaregletschers zwischen Thun und Bern. MNG Bern aus dem Jahr 1920

– (1923): Erläuterungen zu einer neuen geologischen Exkursionskarte der Umgebung von Bern. MNG Bern aus dem Jahr 1922

– (1927): Das Moosseetal, ein diluviales Fluß- und Gletschertal. MNG Bern 1927: 122–169

– (1934): Ältere und jüngere Diluvialschotter bei Bern. EGH 1934/2: 352–368

– (1945): Zur Frage der präglazialen Talböden im Berner Oberland. Schweizer Geograph 1945/2: 22–27

– (1951): Zur Kenntnis der Eiszeitbildungen der Umgebung von Solothurn. MNG Solothurn 1951

Penck, A. und Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 2 Bde. Leipzig

Portmann, J.-P. (1955): Pétrographie des moraines du glacier wurmien du Rhône dans la région des lacs subjurassiens (Suisse). Bull. Soc. Neuch. Géogr. 1955: 14–55

Poser, H. und Hövermann, J. (1951): Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. Abh. Braunschweig. Wiss. Gesellsch. Bd. 3

Richter, K. (1953): Geröllmorphometrische und Einregelungsstudien. in: Die Untersuchung der paläolithischen Freilandstation Salzgitter-Lebenstedt. EuG III/155–160

Rumeau, Jean-Louis (1954): Géologie de la région de Payerne. Thèse Univ. Fribourg

Rütimeyer, L. (1874): Über Thal- und Seebildung. Beiträge zum Verständnis der Oberfläche der Schweiz. Basel

Schaefer, Ingo (1950): Die diluviale Erosion und Akkumulation. Forsch. z. Deutschen Landeskunde Bd. 49, 154 S.

Schardt, Hans (1901): Sur les dunes éoliennes et le terrain glaciaire des environs de Champion et d'Anet. Bull. Soc. Neuchâteloise des Sc. Nat. t. 29: 149–155

Schuppli, H.M. (1950): Ölgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon. Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz III; BGS Geotech. Serie Lief. 26/3

– (1952): Ölgeologische Probleme des Mittellandes E der Linie Solothurn–Thun. Erdölgeolog. Untersuchungen in der Schweiz IV. BGS, Geotech. Serie Lief. 26/4

Schürer, Walter (1928): Geologische Aufnahmen des Jura- und Molassegebietes zwischen Dotzigen und Tavannes. Diss. Univ. Zürich

Schwab, Roland (1960): Geologische Untersuchungen in der Molasse der Umgebung von Biel. Diss. Univ. Bern

Staehelin, Peter (1924): Geologie der Juraketten bei Welschenrohr (Kt. Solothurn). Diss. Univ. Basel

Staub, Walter (1950): Die drei Hauptstadien des Rhonegletschers im schweizerischen Mittelland zur letzten Eiszeit. Ber. Geobot. Forsch. Inst. Rübel Zürich für 1949: 110–114

Stingelin, Th. (1903): Über ein im Museum zu Olten aufgestelltes Cranium von Elephas primigenius Blumenbachii. Abh. Schweiz. Palaeontholog. Ges. XXIX/5

Strohmeier, Urs (1836) Gemälde der Schweiz: Der Kanton Solothurn. St. Gallen und Bern

Studer, Bernhard (1825): Beiträge zu einer Monographie der Molasse. Bern

Troll, Carl (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. Forsch. z. Deutschen Landeskunde Bd. 24: 157–256

– (1954): Über Alter und Bildung von Talmäandern. Erdkunde VIII: 286–302

Troll, Carl (1957): Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. Peterm. Geogr. Mitt. Erg. Heft 262: 213–226

Veyret, Paul (1960): Compte rendu critique sur: Bourcart, J., La Géologie. Rev. Géogr. Alpine XLVIII/2: 371

Welten, Max (1944): Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez. Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich, 21. Heft

– (1947): Pollenprofil Burgäschisee, ein Standardprofil aus dem solothurnisch-bernischen Mittelland. Ber. Geobot. Inst. Rübel Zürich für 1946: 101–111

Welten, M. und Oeschger, H. (1957): Erste Ergebnisse von C^{14}-Altersbestimmungen zur Vegetationsgeschichte der Schweiz. Verh. SNG 1957: 88–90

Wiedenmayer, C. (1923): Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a. A. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz NF 48/3

Wiegner, G. und Pallmann, H. (1938): Anleitung zum quantitativen agrikulturchemischen Praktikum. Berlin

Wißmann, H. von (1951): Über seitliche Erosion. Colloquium Geographicum Bd. 1. Bonn

– (1952): On River Planation. IGU Proceedings 17th Internat. Congr. Washington 1952: 399–403

Wittmann, Otto (1961): Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel und ihre kartographische Darstellung. Erg. Heft zu Regio Basiliensis 1961

Woldstedt, Paul (1954): Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs, Bd. I. Stuttgart

– (1956): Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Lösse in ihr. EuG VII: 78–86

Zimmermann, Hans W. (1959): Sedimentologische Untersuchungsmethoden für die Geomorphologie. Diplomarbeit (Manuskript) Geogr. Inst. Univ. Zürich

Zingg, Th. (1935): Beitrag zur Schotteranalyse. Diss. Zürich