

396

**Beiträge**  
**zur Geologischen Karte der Schweiz**  
herausgegeben von der  
**Schweizerischen Geologischen Kommission**  
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

**Matériaux**  
**pour la Carte Géologique de la Suisse**  
publiés par la  
**Commission Géologique Suisse**  
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

Neue Folge, 148. Lieferung

---

**Christian Schlüchter**

Bern

# **Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern**

**(Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie)**

Mit 54 Textfiguren, 1 Tabelle und 1 Tafelbeilage

---

1976

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

Gedruckt mit Subventionen der Direktion des Wasser- und Energiewirtschaftsamtes des Kantons Bern (WEA), der Kies AG Aaretal, der Polizeidirektion des Kantons Bern (SEVA-Reingewinne), der Erziehungsdirektion des Kantons Bern («Trächsel»-Stiftung), der Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Universität Bern und der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der S. N. G.



## Vorwort der Geologischen Kommission

Im Frühjahr 1975 reichte Herr Dr. Ch. Schlüchter das Manuskript seiner Dissertation «Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern» der Geologischen Kommission ein mit der Bitte, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Die vorliegende Dissertation, welche an die Diplomarbeit des Autors anschliesst, befasst sich mit den komplex aufgebauten glazialen, fluvioglazialen und limnischen Quartärablagerungen im Gebiet zwischen Bern und Thunersee. Grundlage zu den nach modernen Gesichtspunkten ausgeführten, vorwiegend stratigraphisch-sedimentologischen Untersuchungen bilden detaillierte Kartierungen und Profilaufnahmen. Da eine Grosszahl temporärer Aufschlüsse – manche davon im Zusammenhang mit dem Nationalstrassenbau – nur sehr kurzfristig zugänglich war, kommt dieser Arbeit noch eine zusätzliche Bedeutung zu.

Die Schweizerische Geologische Kommission hat beschlossen, die vorliegende, reich illustrierte Dissertation, die in den Jahren 1972–1973 unter Leitung von Prof. Dr. R. F. Rutsch † entstanden ist, in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen.

Nachdem Herr Schlüchter noch gewisse Änderungen am Text und an den Illustrationen vorgenommen hatte, konnte er im August 1975 die Arbeit in druckfertigem Zustand vorlegen. Der Autor wird an die hohen Druckkosten seiner Dissertation einen beträchtlichen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im November 1975

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

*Prof. Dr. W. Nabholz*

## Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit bildet die Fortsetzung meiner Diplomarbeit, die ich im Frühjahr 1970 auf Anregung meines kürzlich verstorbenen Lehrers, Herrn Prof. Dr. R. F. Rutsch, begonnen habe. Die gedruckte Fassung meiner Dissertation stellt eine Überarbeitung und Kürzung des Originals dar. Je ein Originalexemplar ist auf der Stadt- und Universitätsbibliothek Bern, der Schweizerischen Landesbibliothek in Bern und am Geologischen Institut der Universität Bern deponiert.

Die Grundlagen für unsere Untersuchungen sind Detailkartierungen an verschiedenen Stellen im Aaretal: Märchligen-Raintalwald, Hunziken-Wichtrach, Bümberg-Thungschneit und im Glütschtal. Weitere Profilaufnahmen zwischen Bern und Spiez ergänzen das kartenmässige Bild. Viele wichtige, neue Aufschlüsse hat der Bau der Nationalstrasse N6 gebracht. Sedimentologische und paläontologische Laboruntersuchungen haben zur Klärung spezieller Fragen wesentlich beigetragen.

Meinem verehrten, leider in der Zwischenzeit verstorbenen Doktorvater, Herrn Prof. Dr. R. F. Rutsch, möchte ich an dieser Stelle meinen allerbesten Dank aussprechen für alles, was er unternommen hat, um meine Arbeit zu einem guten Abschluss zu bringen und für die Vermittlung eines Rotary-Stipendiums, das es mir ermöglicht hat, in Deutschland neue Arbeitsmethoden und Ansichten in der Erforschung des europäischen Quartärs kennenzulernen.

Ganz besonders danke ich Herrn Prof. Dr. H. Oeschger und Frau T. Riesen vom Physikalischen Institut der Universität Bern für die Altersbestimmung zahlreicher Holzproben und Herrn M. Wüthrich, Bolligen, für die Bestimmung der Molluskenfunde. Die Bestimmung der Ostrakodenfaunen hat Herr Dr. H. Oertli, SNPA, diejenige der Chara-Oogonien Herr Prof. Dr. K. Maedler, Hannover, liebenswürdigerweise übernommen.

Herrn Prof. Dr. W. K. Nabholz und Herrn PD Dr. A. Matter vom Geologischen Institut der Universität Bern bin ich für anregende Diskussionen und für die Erlaubnis, die apparativen Einrichtungen des Instituts zu benützen, verpflichtet, ebenso Herrn Prof. Dr. F. Allemann für die Möglichkeit, das Rasterelektronenmikroskop zu benützen.

Bestens danken möchte ich aber auch Herrn Prof. Dr. M. Welten und Frau Dr. V. Markgraf vom Botanischen Institut sowie Herrn Prof. Dr. B. Messerli vom Geographischen Institut der Universität Bern für viele anregende Diskussionen während gemeinsamen Exkursionen. Für die anatomische Bestimmung der zahlreichen Holzfunde danke ich verbindlichst Herrn Dr. F. Schweingruber, Anstalt für das forstliche Versuchswesen der ETH, Birmensdorf, sowie Herrn Dr. E. Frei, Institut für Pflanzenbau der ETH, Reckenholz, für zahlreiche Ratschläge bei der Lösung pedologischer Probleme.

Herrn Prof. Dr. E. Niggli und meinem Studienkameraden T. Küpfer, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Bern, danke ich bestens für die Durchführung einer Fluor-Test-Serie an Proben der pleistozänen Knochenfunde aus dem Aaretal. Für das Überlassen von entsprechendem Probenmaterial sei Herrn PD Dr. A. Stalder, Naturhistorisches Museum Bern, ebenfalls verbindlichst gedankt.

Für die Einführung und die freundliche Hilfe bei der Interpretation der Oberflächenstruktur von Quarzkörnchen danke ich Herrn Prof. Dr. D. Kriensly, Queens College, New York, bestens.

Gerne erinnere ich mich an die angenehmen Beziehungen mit dem Personal der Bauleitung und Unternehmung des Autobahnbaues; besonders danke ich den Herren Kilchenmann und Mühlethaler vom Autobahnamt für das Überlassen von geotechnischen Untersuchungsergebnissen und Materialproben und der Leitung der Firmen Schmalz & Bless, Losinger und Frey & Burkhardt. Nicht vergessen sei die Hilfe der Baggerführer und Arbeiter.

Dem technischen Personal unseres Instituts: Fräulein M. Schumacher und Fräulein S. Sahli, sowie den Herren Greco, Ernst, Lack, Luginbühl und Zweili danke ich für ihre Hilfsbereitschaft bei der Lösung technischer Fragen.

Während meines Aufenthaltes in Deutschland haben mich die Herren Prof. German in Tübingen und seine Schüler Mader, Weinhold und Hermann, Herr Prof. Dr. K. Gripp in Lübeck und Herr Dr. H. Grube in Hamburg, ferner die Herren Prof. Dr. G. Lüttig, Dr. L. Benda und Dr. M. Geyh in Hannover in liebenswürdiger Weise aufgenommen. Allen diesen Herren bin ich zu grossem Dank verpflichtet.

Besonders dankbar bin ich Fräulein A. Wildi und Herrn Dr. G.S. Abt, die mein Studium finanziell unterstützt haben und mir immer mit Rat und Tat zur Seite gestanden sind.

Herzlich danke ich meiner Frau, die mit viel Geduld und Verständnis das Werden dieser Arbeit begleitet hat, und meinen Eltern, die mir mein Studium ermöglicht und etwas vom Schönsten mitgegeben haben: die Liebe zur Wahrheit. – Das sei das Geleitwort zu meiner Arbeit.

Für die grosszügige Unterstützung der Drucklegung meiner Dissertation und für das stete Interesse an meiner Arbeit danke ich verbindlichst:

- der Direktion des Wasser- und Energiewirtschaftsamtes (WEA) des Kantons Bern, insbesondere Herrn Dr. R. Gees, Abteilung Aaretal,
- der Kies-AG-Aaretal,
- der Polizeidirektion des Kantons Bern (SEVA-Reingewinne),
- der Erziehungsdirektion des Kantons Bern, insbesondere Herrn P. Rauber, Dienststelle für Stipendien,
- der Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Universität Bern,
- der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der S. N. G. (Präsident: Prof. Dr. E. Giovannini).

# Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission .....	3	Kiesgrube Ried .....	55
Vorwort des Verfassers .....	4	Kiesgruben Jaberg .....	57
Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln .....	7	Kiesgrube Thalgut .....	60
1. Einleitung .....	8	Profile im Glütschtal .....	63
Untersuchungsgebiet .....	8	Kanderschlucht bei Hahni .....	65
Felsunterlage .....	8	Profil Alte Schlyffi .....	66
Quartär .....	8	Huriflue und Guntelsei .....	68
Bisherige Untersuchungen .....	10	Wässerflue .....	71
2. Stratigraphie .....	13	Profil im Zug-Schuttfächer bei Steffisburg .....	73
Gebiet Märchligen-Raintalwald .....	15	Zur stratigraphischen Gliederung der Seetone im Bek-	78
Deltaschichten vom Raintal .....	16	ken von Belp .....	78
Seetone vom Raintal .....	17	3. Besondere sedimentologische Probleme .....	79
Raintal-Schlammore .....	19	Unterscheidung von Grundmoräne und Seeton .....	79
Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten .....	21	Die Korngrössenmässige Zusammensetzung als Un-	79
Obere und Untere Münsingen-Schotter .....	24	terscheidungsmerkmal .....	79
Rotachewald-Grundmoräne und deren Äquiva-	26	Mikrostruktur .....	80
lente im Gebiet Vorder/Hinter-Märchligen .....	26	Unterscheidung zwischen Vorstoss- und Rückzugs-	82
Schotter und Sande vom Gümligefeld .....	28	schottern .....	82
Wichtrach-Schotter, pelitische Fazies .....	30	Vorstossschotter .....	83
Gebiet Münsingen-Wichtrach-Kiesen .....	31	Rückzugsschotter .....	86
Obere und Untere Münsingen-Schotter .....	33	Kriterien zur Unterscheidung Molassenagelfluh/ver-	87
Die besonderen Verhältnisse in der Kiesgrube N	35	festigte pleistozäne Schotter .....	87
von Niederwichtrach .....	35	Allgemeines .....	87
Gliederbarkeit der Münsingen-Schotter .....	35	Morphometrie der Gerölle .....	87
Spätletzteiszeitliche Ablagerungen im Hangenden	35	Struktur der Matrix .....	89
der Münsingen-Schotter .....	35	4. Geochronologie und Chronostratigraphie .....	90
Rotachewald-Grundmoräne .....	36	Zusammenstellung der bisherigen <sup>14</sup> C-Daten aus dem	90
Ablagerungen der tiefsten Terrasse (= Wichtrach-	36	Aaretal .....	90
Schotter) .....	36	Diskussion der <sup>14</sup> C-Datierungen .....	92
Gebiet Bümberg-Thungschneit bei Heimberg .....	37	Versuch der Altersbestimmung von pleistozänen Kno-	95
Schotter von Bümberg .....	38	chenresten mit Hilfe des Fluor-Testes .....	95
Verwitterungshorizont im Dach der Schotter von	41	Chronostratigraphische Gliederung der pleistozänen	96
Bümberg .....	41	Sedimente im Aaretal .....	96
Seetone im Auwald .....	43	5. Bemerkungen zur Talgeschichte .....	100
Kies-Sand-Komplex im Räbeli .....	43	Das prä«riss»eiszeitliche Aaretal und die Ablage-	100
Raintal-Schlammore .....	45	rungen der «Riss»-Eiszeit .....	100
Thungschneit-Seetone .....	47	Das letzte Interglazial .....	103
Obere Münsingen-Schotter .....	51	Die letzte Eiszeit («Würm») .....	104
Rotachewald-Grundmoräne .....	52	Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse .....	107
Gebiet Uttigen-Jaberg-Thalgut .....	53	Summary .....	110
Kiesgruben bei Uttigen .....	53	Literaturverzeichnis .....	113

# Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln

	Textfiguren	Seite
Fig. 1	Schlüsselkarte: das Aaretal zwischen Bern und der Kanderschlucht	9
Fig. 2	Geologische Kartenskizze Märchligen–Rubigen	15
Fig. 3	Wichtige Profile im Gebiet Raintal–Märchligen	16
Fig. 4	Seetone vom Raintal, Wichtrach-Schotter (pelitische Fazies): Sand–Silt–Ton-Diagramm	18
Fig. 5	Seetone vom Raintal, Raintal-Schlammoräne, Rotachewald-Grundmoräne: Korngrössenzusammensetzung	20
Fig. 6	Kies–Sand-Komplex von Kleinhöchstetten, Münsingen-Schotter s.l.: Korngrössenzusammensetzung	21
Fig. 7	Münsingen-Schotter s.l., Kies–Sand-Komplex von Kleinhöchstetten, Wichtrach-Schotter: geröllpetrologische Zusammensetzung	22
Fig. 8	Glazigene Stauchungen im Kies–Sand-Komplex von Kleinhöchstetten	23
Fig. 9	Untere/Obere Münsingen-Schotter in der Kiesgrube N von Rubigen	24
Fig. 10	Schotter und Sande vom Gümligefeld, Rotachewald-Grundmoräne: Korngrössenzusammensetzung	27
Fig. 11	Stauchendmoräne bei Vorder Märchligen	29
Fig. 12	Geologische Kartenskizze Hunziken–Kiesen	32
Fig. 13	Untere/Obere Münsingen-Schotter in der Kiesgrube N von Niederwichtach (nördlicher Teil)	34
Fig. 14	Untere/Obere Münsingen-Schotter in der Kiesgrube N von Niederwichtach (südlicher Teil)	34
Fig. 15	Wichtrach-Schotter: Abplattungs-/Zurundungsdiagramm	36
Fig. 16	Schotter von Bümberg, Kiesgrube Bümberg	39
Fig. 17	Schotter von Bümberg, Obere Münsingen-Schotter: geröllpetrologische Zusammensetzung	40
Fig. 18	Schotter von Bümberg: Abplattungs-/Zurundungsdiagramm	41
Fig. 19	Verwitterungshorizont im Dach der Schotter von Bümberg, Quarzkornoberfläche mit glazigener Längsstriemung	42
Fig. 20	Verwitterungshorizont im Dach der Schotter von Bümberg, Quarzkornoberfläche mit Ätzpolygon	42
Fig. 21	Ansicht des Kies–Sand-Komplexes im Räbéli	44
Fig. 22	Glazigene Stauchung im Kies–Sand-Komplex im Räbéli	44
Fig. 23	Autobahnaufschluss Thungschneit/Räbéli: Ansicht	46
Fig. 24	Autobahnaufschluss Thungschneit/Räbéli: Gesamtansicht, in eine Ebene projiziert	47
Fig. 25	Thungschneit-Seetone, Raintal-Schlammoräne: Sand–Silt–Ton-Diagramm	47
Fig. 26	Raintal-Schlammoräne, Thungschneit-Seetone: Detailprofil (Lithostratigraphie und Fossilfunde)	49
Fig. 27	Obere Münsingen-Schotter: Abplattungs-/Zurundungsdiagramm	51
Fig. 28	Obere Münsingen-Schotter: geröllpetrologische Zusammensetzung	54
Fig. 29a, b	<i>Vertigo genesii geyeri</i> (LINDHOLM)	57
Fig. 30a, b	<i>Pupilla muscorum</i> (L.)	57
Fig. 31	Zusammenstellung der pleistozänen Ostrakoden-Faunen im Aaretal	59
Fig. 32	Untere/Obere Münsingen-Schotter in der Kiesgrube Jaberg	59
Fig. 33	Kiesgrube Thalgut, südlicher Teil	60
Fig. 34	Warven im Thalgut, Detailaufnahme	61
Fig. 35	Kiesgrube Thalgut, nördlicher Teil	62
Fig. 36	Kiesgrube Thalgut, nördlicher Teil (Detail)	62
Fig. 37	Glütschtalprofile und weitere Profile westlich der Aare	64
Fig. 38	<i>Alnus</i> -Strunk in den Unteren Seetonen im Zug-Schuttfächer bei Steffisburg	73
Fig. 39a, b	<i>Acicula lineata</i> (DRAPARNAUD)	74
Fig. 40a, b	<i>Cochlicopa lubrica</i> (O. F. MÜLLER)	74
Fig. 41a, b	<i>Vertigo pusilla</i> O. F. MÜLLER	75
Fig. 42a, b	<i>Vertigo alpestris</i> ALDER	75
Fig. 43a, b	Lumbricidae-Kalkkonkretionen	75
Fig. 44	Zusammenstellung der pleistozänen Mollusken-Faunen im Aaretal	77
Fig. 45	Dünnschliffaufnahme, Grundmoräne im Hahni	81
Fig. 46	Dünnschliffaufnahme, Raintal-Schlammoräne	81
Fig. 47	Dünnschliffaufnahme, Seetone vom Raintal	81
Fig. 48	Dünnschliffaufnahme, Übergangsbereich Raintal-Schlammoräne/Thungschneit-Seetone	81
Fig. 49	Abplattung und Zurundung der Gerölle, Eichdiagramm	84
Fig. 50	Abplattungs- und Zurundungsdiagramm sowie Darstellung der Zurundung der Gerölle bei Vorstossschotter	84
Fig. 51	Abplattungs- und Zurundungsdiagramm für miozäne Nagelfluhgerölle	87
Fig. 52	Zurundungsmorphogramm für pleistozäne Schotter und miozäne Nagelfluh	88
Fig. 53a, b	Dünnschliffaufnahmen der Matrix verfestigter pleistozäner Schotter	89
Fig. 54a, b	Dünnschliffaufnahmen der Matrix der miozänen Nagelfluh	89
	<b>Tabelle</b>	
Tabelle	Zusammenstellung der wichtigsten Eigenschaften von Seeton, Grund- und Schlammoräne	82
	<b>Tafel</b>	
Taf. I	Übersicht über die pleistozänen Ablagerungen im Aaretal ( <sup>14</sup> C-Daten, Litho- und Chronostratigraphie, Paläoböden, Fossilfunde).	



# 1. Einleitung

Das Aaretal südlich Bern gehört seit den Untersuchungen von BACHMANN (1870), ZOLLINGER (1892) und BALTZER (1898) zu den klassischen Gebieten schweizerischer Quartärforschung. Darauf hat auch HEIM (1919) hingewiesen. Als Standardprofile gelten jene vom Thungschneit, vom Glütschtal und der Kanderschlucht.

Der Autobahnbau Bern–Spiez hat diese Profile erneut angeschnitten und durch grossflächige Aufschlüsse eine Neubearbeitung ermöglicht. Besonders die Profile im Raintalwald–Märchligen, im Thungschneit/Räbéli und bei der Alten Schlyffi im Glütschtal erlaubten dank vorzüglicher Aufschlussverhältnisse eine detaillierte Kartierung und eine Bearbeitung mit neuen Methoden. Zudem lieferte der fortschreitende, intensive Kiesabbau im ganzen mittleren Aaretal gute Aufschlüsse, die bei den Untersuchungen mitberücksichtigt worden sind.

Gute Resultate haben wir mit Hilfe petrologischer Schotteranalysen, der Schottermorphometrie und der Korngrössenanalyse erhalten. Eine wesentliche Bereicherung und Erweiterung der Ergebnisse lieferten die Fossilfunde (Ostrakoden, Mollusken, Pflanzen- und Holzreste, Characeen, Pollen).

Besonderes Augenmerk wurde der Frage der Genese von Ablagerungen der Vorrückungsphase und Abschmelzzeit einer Vereisungsperiode (Vorstoss-/Rückzugsschotter), der Unterscheidung der eigentlichen Seetone von schlammartiger Grundmoräne und den Unterscheidungsmöglichkeiten zwischen einem verfestigten quartären Schotter («Löcherige Nagelfluh») und der Molassenagelfluh gewidmet.

## Untersuchungsgebiet

In unserem Untersuchungsgebiet, dem Aaretal von der Kanderschlucht zwischen Gwatt und Einigen im Süden bis zum Moränenkranz von Muri–Bern im Norden, füllen pleistozäne Sedimente den übertieften Taltrog und bedecken weitgehend auch die Talflanken.

Über die geographische Lage des Untersuchungsgebietes und der detaillierteren Arbeitsgebiete orientiert die Figur 1. Auf der Landeskarte der Schweiz 1:25000 ist das Untersuchungsgebiet auf folgende Blätter verteilt dargestellt: 1166 Bern, 1167 Worb, 1187 Münsingen und 1207 Thun.

## *Felsunterlage*

Im Kanderdurchstich liegt Grundmoräne auf Kalken und Rauhwacken (Lias, Trias) der Préalpes. Die Liaskalke setzen sich in den Hügelzügen Zwieselberg–Höfen–Pohlern fort. Nördlich anschliessend bilden Flysch der Externzone, subalpine und mittelländische Molasse den Festgesteinssockel der quartären Lockergesteine. Die subalpine Molasse ist nur von wenigen Aufschlüssen (W Amsoldingen, N Mettlen, Umgebung von Gurzelen) bekannt. Nördlich der Noflenstörung bilden Sandsteine, Mergel und Konglomerate der miozänen Molasse den Sockel des Belpberges und ragen östlich des Aaretals in den Hügeln von Oppligen, der Haube, des Lochenbergs und des Hürnbergs aus den pleistozänen Ablagerungen heraus.

## *Quartär*

Am Aufbau der pleistozänen Ablagerungen sind Schotter, Moränen und Seesedimente beteiligt. Ihrer Verbreitung nach können sie geographisch folgendermassen gegliedert werden:

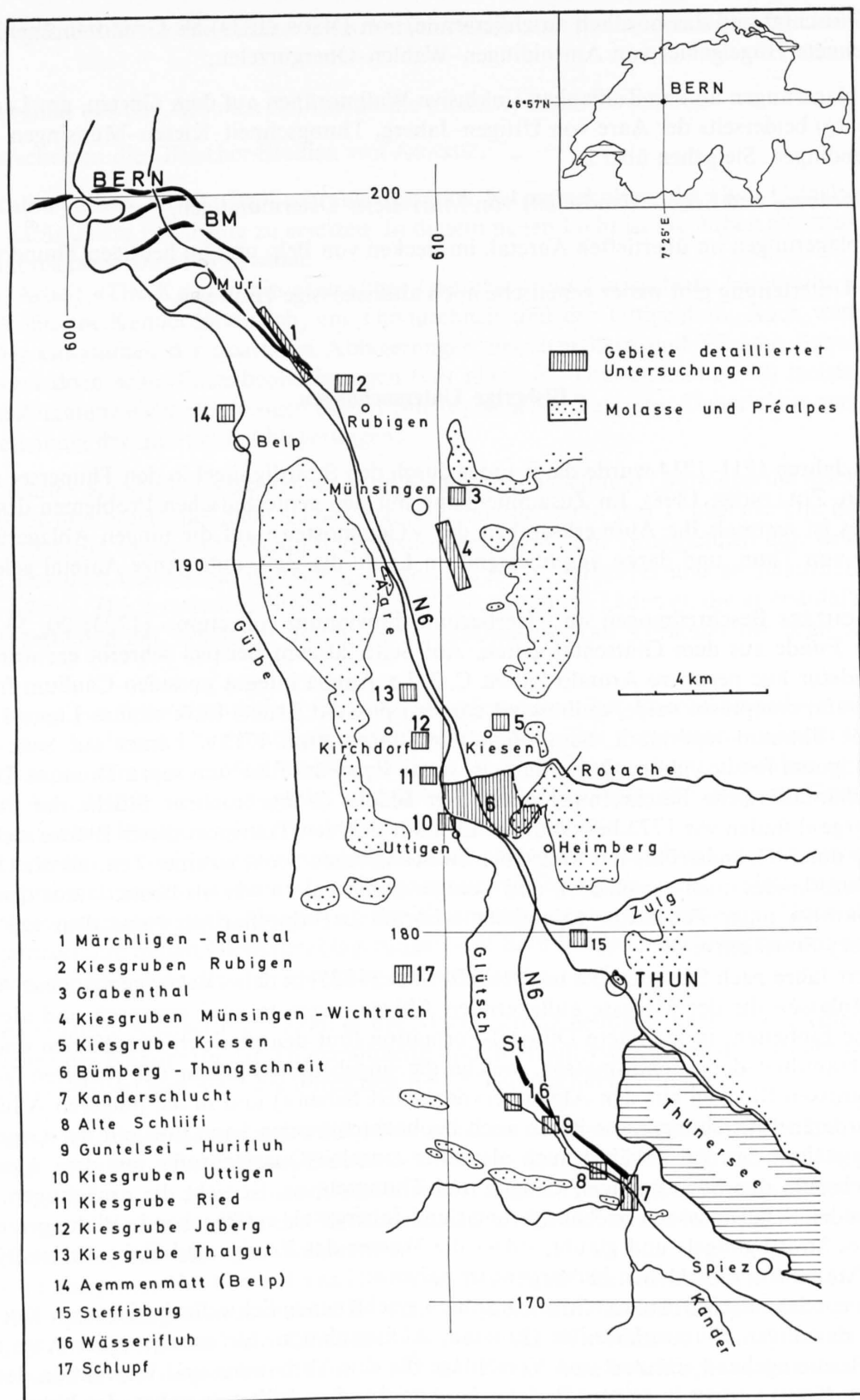


Fig.1: Schlüsselkarte: das Aaretal zwischen Bern und der Kanderschlucht mit den wichtigsten, im Text behandelten Untersuchungsgebieten. – N6 = Nationalstrasse Bern–Spiez, BM = Stauchendmoränen Bern–Muri, St = Moräne von Strättligen.

1. das Glütschtal und das nördlich anschliessende, von DESOR (1874) als Grundmoränenlandschaft bezeichnete Hügelgebiet von Amsoldingen–Wahlen–Obergurzelen,
2. die Ablagerungen an den Talflanken (inklusive Wallmoränen auf dem Gurten, am Längen- und Belpberg) beiderseits der Aare von Uttigen–Jaberg, Thungschneit–Kiesen–Münsingen–Rubigen–Allmendingen. Sie gehen über in
3. die Moränen- und Schotterlandschaft von Muri–Bern–Ostermundigen,
4. die Ablagerungen im übertieften Aaretal, im Becken von Belp und im heutigen Thunersee.

Diese Unterteilung gibt weder genetische noch altersmässige Hinweise.

### Bisherige Untersuchungen

In den Jahren 1711–1714 wurde die Kander durch den Strättlihügel in den Thunersee abgeleitet (KOCH 1826, ZOLLINGER 1898). Im Zusammenhang mit den geotechnischen Problemen des Kanderdurchstiches ist erstmals die Aufmerksamkeit der «Geognosten» auf die jungen Ablagerungen der Umgebung von Thun, und daran anschliessend im Laufe der Zeit, aufs ganze Aaretal gelenkt worden.

SCHEUCHZERS Beschreibungen im «Herbarium diluvianum collectum» (1723: 20, 53, 95, 102) dürften für Funde aus dem Glütschtal gelten. Auf Seite 20 zum Beispiel schreibt er: «prope Thunum»: «Videtur huc pertinere Arundo Sativa C. B. Ex Anglia integra possideo Caulium fragmenta, urtinue strata, compressa valde, quibuscum conferri possunt Trunci hi & stipites Lignosi in stratis faxeis prope Thunum reperiundi, quos offendi in Itinere Anni 1711». Ferner auf Seite 95 unter Nr. 376: «Lignum fossile videtur Quercinum, ex strato lignorum fossilium supra Thunum. Diluv.»

Eine phantasiereiche Beschreibung erratischer Blöcke («abgebrochene Stücke der Felsart der Zentralgebirge») finden wir 1773 bei GRUNER. Er kann sich den Transport dieser Blöcke nicht anders erklären als durch Grundströme der «allgemeinen helvetischen See», zu einer Zeit, als die Oberfläche des «Schweizerlandes noch verschieden und weniger durchthalet» war als heute. – Aus dem Aaretal erwähnt GRUNER unter Petrificata vegetabilia arborum: «Erdpechartiges» aus dem «G'watt bey Thun und bey Strättligen».

Hundert Jahre nach SCHEUCHZER unterteilt STUDER (1825) in den «Beyträgen zu einer Monographie der Molasse» die der Molasse auflagernden Ablagerungen in zwei genetisch und altersmässig verschiedene Einheiten: in die ältere Diluvial-Formation (mit den geschichteten Kiesen und Sanden und der Gesamtheit der «Schuttmassen, welche die ungeheuren Fluthen der jüngeren Vorzeit an Lehm mit grossen Blöcken aus den Alpen hervorgewälzt haben») und in die jüngeren Alluvial-Formationen, «deren Entstehungsweise heute noch beobachtet werden kann und mit der Gegenwart in Verbindung steht». STUDER erwähnt auch als erster einzelne Quartärprofile aus dem Aaretal: den Kanderdurchstich, den Strättlihügel, Uttigen und Thungschneit. Er sieht die «mächtigen, grössere Hügel bildenden Schuttmassen von Thungschneit und Jaberg» als entsprechende Bildungen der Ablagerungen des Strättlihügels und glaubt, «dass die Wasser des Frutig- und Siebenthalen früher eine ungeheure Masse von Geschieben hervorgewälzt haben».

In dem ein Jahr nach STUDERS «Monographie» erschienenen Schwellenbericht von KOCH (1826) werden die damaligen Flussverhältnisse (Erosion, Akkumulation, Strömungen) der Aare zwischen Thun und Bern eingehend erläutert und Vorschläge für eine Verbauung und Korrektur des Aaretals dargelegt. KOCH vertritt in seinem Bericht die Ansicht, dass früher zwischen der Uttigenfluh und der «Weissfluh am Thungschneit» eine Verbindung bestanden und gegen Süden den «alten Thunersee» aufgestaut habe.

Nicht ohne Folgen auf die geologische Erforschung des Aaretals sollten die grossen Entdeckungen und Ideen sein, die in den dreissiger Jahren des 19. Jahrhunderts gemacht worden sind:



- 1830 begründet HUGI die exakte Gletscherforschung und LYELL den «geologischen Aktualismus»,
- 1836 beginnt mit den Arbeiten SCHIMPERS die moderne Eiszeitforschung,
- 1840 erscheinen die Gletscher-Studien von AGASSIZ.

Physikalisch-aktualistische Beobachtungsmethodik hat mitgeholfen, die alten Cataclysmentheorien durch natürlichere Erklärung zu ersetzen. In diesem neuen Licht ist die Arbeit STUDERS von 1848 und jene BACHMANNS von 1870 zu sehen.

In der Arbeit «Die Kander, ein ehemaliges Gletscher- und Flussgebiet» beschreibt BACHMANN 1870 die Profile im Kanderdurchstich, am Thungschneit und der Uttigenfluh. Auch wenn ihm die Deutung der Gesamtheit der quartären Ablagerungen zwischen Bern und Wimmis Schwierigkeiten bereitete, sind doch seine Einzelbeobachtungen (vor allem im Thungschneitprofil) meisterhaft. Für ihn war die Annahme einer einphasigen Eiszeit eine feststehende Tatsache. Daher rührt auch seine generelle Dreiteilung der quartären Ablagerungen:

- Als «ältestes Kanderkies» bezeichnet er im Kanderdurchstich und Glütschtal die mächtigen Deltaschotter und bezeichnet diese als das «erste Kanderdelta» in den Thunersee. Die Beckenfazies dazu stellen die «Lager von Lehm und plastischem Thon» am Thungschneit dar, woraus er folgende Fossilien beschreibt: *Bithynien*, *Lymnaeus*, *Helix*, *Planorbis* und an pflanzlichen Resten *Potamogeton*. Die erratischen Blöcke und die Holzstämme («Laden»), die er ebenfalls in diesen Tonen gefunden hat, erklärt er durch Eisschollentransport (als Vorläufer der beginnenden Eiszeit).
- Darüber folgen die «eigentlichen Gletscherablagerungen». Zur Vorrückungsphase zählt BACHMANN die mächtigen, horizontalgeschichteten und zum Teil verfestigten Schottermassen von Thierachern, dem unteren Glütschtal, Uttigen und im Thungschneit. Darüber sei dann der eigentliche Gletschervorstoss erfolgt und habe die Moränenwälle (Strättligen), Grundmoränen und erratischen Blöcke zurückgelassen (Abschmelzungsphase). Wohl erwähnt er noch in Anlehnung an MORLOT (1856) die Vorstellung, der Gletscher sei nach der Sedimentation der «Lehme» im Thungschneit mit ihrem erratischen Inhalt bis gegen Thun zurückgewichen, um nach Ablagerung der Kiesmassen erneut vorzustossen. Doch da er keine «Unterbrechung in den Gletscherablagerungen von Bern bis Spiez nachweisen kann», möchte er sich von der Idee der Gletscherbewegung «abstrahieren».
- Zu den jüngsten Ablagerungen zählt er die Alluvionen im heutigen Aaretal sowie die postglazialen Deltas der Kander (in der Thunerallmend und im Thunersee). Nach dem Rückzug des Aaregletschers erodiert sich die Aare durch den Riegel Thungschneit–Uttigen.

Es ist das Verdienst BACHMANNS, die ersten genauen Beschreibungen des Quartärs des Aaretals veröffentlicht zu haben. – Ein Jahr vor BACHMANN weist RÜTIMEYER (1869: 68) auf die Möglichkeit hin, der «alte Thunersee» sei durch einen Molasseriegel Uttigen–Heimberg gestaut worden. 1874 überträgt DESOR seine Erkenntnis über die Moränenlandschaft im Gebiet der lombardischen Seen auf die Hügellandschaft bei Amsoldingen–Thierachern.

Es bleibt das grosse Verdienst HEERS (1879), zum erstenmal die Erkenntnisse über die Eiszeit unseres Landes zusammengefasst zu haben. Er weist in seiner Zusammenfassung auf die geschichtliche Entwicklung der Vorstellung vom Geschehen während der Gletscherzeit hin. Die Verhältnisse im Aaretal erwähnt er als Vergleich mit dem Gebiet um Zürich und bekräftigt die Existenz zweier verschiedener Eiszeiten, die er durch interglaziale Bildungen (im Aaretal durch die Schieferkohlen von Strättligen) trennt. Nach der umfassenden Darstellung von HEER ist es möglich, an die Klärung von Detailfragen zu gehen.

FAVRE erwähnt in der «Description géologique du Canton de Genève» (1880, Bd. 1: 84) das Profil vom Thungschneit und vergleicht es mit Ablagerungen bei Dürnten und Genf.

Eine zusammenfassende Bearbeitung erfahren die quartären Ablagerungen des Aaretals durch BALTZER (1885, 1896, 1898, 1899). Er studiert im besonderen die Beziehungen zwischen Aare- und Rhodnegletscher und weist für die Gegend von Bern, «dem Tummelplatz der beiden Gletscher» auf die Tatsache der Inkongruenz der diluvialen Vorstoss- und Rückzugsperioden hin. Von HEER und WETTSTEIN (1885) in Zürich inspiriert, schliesst er im Gebiet des Aaretals aus der Sedimentabfolge auf zwei Eiszeiten. Überzeugend zeigt er den Zusammenhang zwischen rezentem und eiszeitlichem Verhalten der Gletscher und versucht, das Aaretal fluss- und glazialgenetisch zu deuten.

1892 untersucht ZOLLINGER die quartären Ablagerungen im Glütschtal und beschreibt als Kernstück seiner Arbeit das Profil im Kanderdurchstich. In der generellen Einteilung (untere Grundmoräne, schief gelagerte Konglomerate, obere Grundmoräne und Schotter) nimmt er auf BACHMANN (1870) Bezug, stellt diese Ablagerungen jedoch in einen eigenen, neuen talgeschichtlichen Zusammenhang:

1. Kander und Simme vor der vorletzten Eiszeit:

Die Kander fliesst über Hondrich und mündet bei Faulensee in den Thunersee. Die Simme fliesst über Reutigen, Oberstocken und mündet erst im Becken von Belp in die Aare.

2. Kander und Simme zwischen den beiden Eiszeiten:

Sie vereinigen sich ungefähr an derselben Stelle wie heute und fliessen gemeinsam in annähernd derselben Richtung wie heute in den Thunersee (= Ablagerung der schief gelagerten Konglomerate im «interglazialen Thunersee»).

3. Nach der letzten Eiszeit:

Die Kander, nach Zusammenfluss mit der Simme, fliesst bis zum Durchstich des Strättlihügels (1711–1714) durch das Glütschtal und erst bei Kiesen–Uttigen in die Aare.

In einer späteren Arbeit (1898) ist für ZOLLINGER das «einzig untrügliche Kennzeichen einer Eiszeit» die Grundmoräne. Im Aaretal sind (Kanderdurchstich, Thungschneit, Aare nördlich Bern) eindeutig nur zwei Grundmoränen nachweisbar, was ihm die Existenz bloss zweier Eiszeiten «zur Genüge» beweist.

Die liegenden «Glacialschotter» der letzten Eiszeit (über den interglazialen Kohlen von Strättligen) parallelisiert ZOLLINGER mit dem Hochterrassenschotter der Ostschweiz, die jungen Alluvionen mit der Niederterrasse.

In der Monographie über «Die Schweizerischen Tonlager» (1907) sind die Tonlager von Heimberg–Bäumberg (Seite 126) und jene von Thun–Glockenthal–Steffisburg (Seite 171) erwähnt. LETSCH stellt beide Vorkommen ins Postglazial; BECK & RUTSCH (1958: 44) weisen im besonderen für die Tone von Heimberg auf die unsichere zeitliche Einstufung hin.

AEBERHARDT (1902, 1907, 1908, 1910) erwähnt in seinen weitgefassten Arbeiten auch die Schotter im Aaretal. Er korreliert diejenigen von Uttigen, Jaberg und Thungschneit mit den Ablagerungen der «basse terrasse» nördlich Bern und ordnet sie zeitlich dem letzten Interglazial zu.

Die grundlegenden Arbeiten von STUDER, BACHMANN, ZOLLINGER und BALTZER fassen PENCK & BRÜCKNER im Abschnitt über das Aaretal in ihrem zweiten Band der «Alpen im Eiszeitalter» zusammen (1909: 573 ff.).

In einen räumlich und zeitlich weiteren genetischen Zusammenhang stellt GERBER (1915) die quartären Bildungen im Aaretal, insbesondere diskutiert er seine ausgezeichneten Beobachtungen über die «Älteren Aaretalschotter». Er fasst unter diesem Begriff die Gesamtheit der Aaretalschotter zusammen, die von Jungmoräne oder «wenigstens erratischen Blöcken» überlagert werden; schliesst aber nicht aus, dass im Liegenden derselben noch ältere Schotter gefunden werden könnten. Bei seinen eingehenden Untersuchungen der Schotter von Spiez bis Bern kommt er zum Schluss, dass es sich um eine fluvioglaziale Bildung handeln muss, die hauptsächlich mit dem vorrückenden Aaregletscher in ursächlichem Zusammenhang steht. GERBER hat schon versucht, durch Geröllzählungen (Schotterpetrologie) Auskunft zu erhalten über die Herkunft der Schotter (aufgearbeitete Molasse, Oberhasli-, Kander-, Simmematerial) einerseits sowie andererseits die petrographische Verwandtschaft mit der hangenden Moränendecke nachzuweisen.

NUSSBAUM (1921) nimmt im wesentlichen auf GERBER (1915) Bezug. Er ordnet aber die «Älteren Aaretalschotter» und die Schotter im Kanderdurchstich der Rückzugsphase der Rissvergletscherung zu, «weil sie von Würm-Moräne überlagert werden». Sehr kompliziert und feingegliedert ist sein Rückzugsstadien-System des letzteiszeitlichen Aaregletschers. Es gelingt ihm, dreizehn Rückzugsphasen nachzuweisen. «Die Moräne von Bern» korreliert er mit dem Züricher Stadium des Linthgletschers.

HEIM (1919) stützt sich für die Beschreibung des Aaretals vor allem auf die Arbeiten BALTZERS. Er ordnet grosszügig die bisherigen Erkenntnisse in sein gesamtschweizerisches Bild und versucht weitreichende Korrelationen. Die «Älteren Aaretalschotter» südlich Bern bringt er in Verbindung mit den «Plateauschottern» von NUSSBAUM, der «haute terrasse» von AEGERHARDT und BALTZERS «Karlsruheschottern». Er ordnet sie zeitlich ins letzte Interglazial ein und betont (Seite 273), sie seien nicht von einer Moräne abhängig. In seiner zusammenfassenden chronostratigraphischen Tabelle versteht er diese Zuordnung mit einem Fragezeichen.

Verbunden mit eigenen Beobachtungen fasst RUTSCH (1928) die damaligen Kenntnisse über das Aaretalquartär zusammen. Sehr kritisch behandelt er die von NUSSBAUM (1921) und von AEGERHARDT aufgestellten Rückzugsstadien des würmeiszeitlichen Aaregletschers.

In einer umfassenden, zeitlich und räumlich weitsichtigen Bearbeitung sind die Quartärablagerungen des Aaretals bei BECK (1922–1943) dargestellt. Er versucht, die Gegebenheiten lokalen eiszeitlichen Geschehens auf den gesamten Bereich der alpinen Vereisung zu übertragen. Er erkennt, dass das PENCK & BRÜCKNERSche System nicht ohne weiteres auf jedes Gebiet «systemgetreu» übertragbar ist. Im Glütschtal findet er Beweise für zwei weitere Eiszeiten, die Thun- und Glütscheiszeit.

Die Schlüsselstellen seiner Untersuchungen sind der Kanderdurchstich und das Glütschtal, wobei er das Thungschneitprofil immer als eine Art «Kontrollstelle» betrachtet hat.

In den Erläuterungen zum Atlasblatt 21 (336 Münsingen, 337 Konolfingen, 338 Gerzensee, 339 Heimberg) von BECK & RUTSCH (1958) sind kritisch alle damals verfügbaren Daten und Ansichten über das Aaretalquartär zusammengestellt. RUTSCH weist darin auf die nicht gelösten Probleme im Aaretalquartär hin (Alter und gegenseitige Beziehungen der verschiedenen Seetone, Alter und Über-tiefung von Aare- und Gürbetal, fragliche Existenz prärisseiszeitlicher Ablagerungen, die verschiedenen Schottertypen). Dieses Erläuterungsheft gibt eine ausgezeichnete Zusammenfassung der früheren Untersuchungen.

Im Vergleich zu den Gletscher- und Flussgebieten der Ostschweiz behandelt HANTKE (1959) auch die quartären Ablagerungen des Aaretals. Er fasst die bisherigen Forschungen zusammen und versucht, das letzteiszeitliche Geschehen im Aaretal in die allgemeine Chronologie am Alpennordrand einzuordnen. Die Profile beschreibt er nach BACHMANN (1870) und BECK & RUTSCH (1958).

In neuerer Zeit sind durch die Kampagne MÜLLER-BECK, RUTSCH & WELTEN vor allem im Glütschtal Untersuchungen durchgeführt worden; auf Einzelheiten wird in den entsprechenden Abschnitten hingewiesen. Auch auf die geotechnischen Voruntersuchungen zum Nationalstrassenbau werde ich später eingehend zu sprechen kommen. Weitere Hinweise und Diskussion bisheriger Untersuchungen finden sich an entsprechender Stelle im Text.

## 2. Stratigraphie

### Lithostratigraphische Gliederung und Fossilfunde

Die nachfolgenden stratigraphischen Untersuchungsergebnisse stellen in erster Linie lithostratigraphische Klassifikationen dar. Es kann gezeigt werden, dass eine konsequente lithostratigraphische Feingliederung zu einer Chronologie des pleistozänen Geschehens führt, und dass aus der genetischen Ausdeutung der Sedimente die Aufeinanderfolge der Thermomere und Kryomere (LÜTTIG 1965) nachweisbar ist. Daraus wird, in erster Annäherung, eine relative Chronostratigraphie abgeleitet.

Die lithostratigraphischen Einheiten sind lithologisch definierte Gesteinskörper, die eine lithologische Einheit bilden und kartierbar sind. Unter «Einheit» wird hier jene Mannigfaltigkeit verstanden, die von einem näher zu begründenden Gesichtspunkt aus als eine Einheit höheren Ranges zusammengefasst wird (siehe MARINELLI 1928: 105). Lithostratigraphische Einheiten bilden in diesem Sinne die Grundlage unserer stratigraphischen Korrelationen. Es soll damit der Versuch unternommen werden, die stratigraphische Nomenklatur im Sinne der «International Subcommission on Stratigraphic Nomenclature» (HEDBERG 1972) auf die pleistozänen Lockergesteine anzuwenden. Die sich daraus ergebenden Möglichkeiten sind in FLINT (1971: 621/622) dargestellt.

Eine biostratigraphische Gliederung ist vorläufig, namentlich infolge mangelnder palynostratigraphischer Untersuchungsergebnisse, nur beschränkt möglich. An dieser Gliederung arbeitet zur Zeit Herr Prof. M. Welten. Die von uns untersuchten Fossilien vermitteln interessante ökologische und klimatische Hinweise (Ostracoda, Mollusca).

Die chronostratigraphische Gliederung beruht im Bereich der letzteiszeitlichen Ablagerungen auf  $^{14}\text{C}$ -Datierungen. Aus der Zusammenfassung der Ergebnisse von Litho-, Bio- und Chronostratigraphie resultiert dann der Versuch einer Deutung der Geschichte des Aaretals (siehe Abschnitt 5).

Der Besprechung der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten in den folgenden Abschnitten seien einige Begriffsbestimmungen vorangestellt:

*Schotter* (Definition nach RUTSCH 1970: 484)

«Schotter ist ein in fließendem Wasser transportiertes und abgelagertes, quartäres Lockergestein (Komponenten: Ton, Silt, Sand, Kies, Steine, Blöcke). Die Fraktionen Kies (2–60 mm) und Steine (60–200 mm) sind vorherrschend. Schotter können verkittet sein.

Diese geologisch-genetische Definition Schotter ist vom technischen Begriff 'Schotter' (= Brechkies 30–60 mm) zu unterscheiden.»

*Vorstossschotter*

Ein Vorstossschotter ist ein Schotterkörper, der während des generellen Vorstosses eines Gletschers gebildet und nachträglich von diesem überfahren wurde. Lithologisch ist der Vorstossschotter in der vertikalen Abfolge durch die basale «Basisproble» der generellen Korngrössenzunahme gegen das Dach des Schotters und durch die lithologische Kontinuität mit der hangenden Grundmoräne gekennzeichnet (siehe MADER 1971 und Seite 83).

*Rückzugsschotter*

Ein Rückzugsschotter ist ein Schotterkörper, der während des generellen Zurückschmelzens eines Gletschers gebildet und nachträglich nicht mehr vom Eis des betreffenden glazialen Zyklus überfahren wurde (siehe Seite 86).

*Moräne*

Allgemeiner Begriff für alle unmittelbaren Ablagerungen eines Gletschers; der Begriff wird morphologisch und lithologisch gebraucht. Im Gegensatz zu Schotter ist Moräne ein vorwiegend durch Eistransport entstandenes Lockergestein (siehe GERMAN 1970).

*Grundmoräne*

Grundmoräne umfasst die Gesamtheit des glazigenen Materials (supra-, in- und subglazial transportiert), das beim Abschmelzen eines Gletschers an dessen Grunde liegen bleibt (Abschmelzprodukt) oder durch reinen Überlagerungsdruck an der Basis des Gletschers ausgeschwitzt wird.

Alle Korngrössenfraktionen (Ton, Silt, Sand, Kies, Steine, Blöcke) sind etwa  $\pm$  zu gleichen Teilen vertreten, was in der Regel bei Korngrössenanalysen und deren graphischer, logarithmischer Darstellung durch einen annähernd «diagonalen» Kurvenverlauf zum Ausdruck kommt.

*Stauchendmoräne*

Durch den vorrückenden Gletscher aufgestauchtes, vor demselben abgelagertes Sedimentmaterial; charakterisiert durch Verschuppungen, Verfaltungen und Überschiebungen. Die Stauchendmoränen der letzten Eiszeit sind in der Regel geomorphologisch gut kenntlich (siehe GRIPP 1947, 1955).

*Sander*

Als Sander bezeichnet man Schwemmlandebenen vor einem Gletscher, die von einer annähernd stationären Eisrandlage aus geschützt werden. Der Begriff wird im wesentlichen geomorphologisch als *Sanderebene* verwendet.

Sedimentmässig handelt es sich um ausgewaschenes Moränenmaterial.

*glazial* (= eiszeitlich bzw. kaltzeitlich)

Bezeichnung für sämtliche Bildungen und Erscheinungen, die zeitmässig in eine Eiszeit (Glazial) fallen (siehe FILIP 1969: 409).

*glazigen* (= glaziär)

Vom Gletscher bzw. Innlandeis *direkt* bewirkt, bezieht sich auf sämtliche Ablagerungen, die durch Eis(-wirkung) entstanden sind (siehe FILIP 1969: 409).



### Glazialtektonik

Bezieht sich auf Gefügestörungen und -umprägungen älterer Sedimente durch sich bewegendes Gletschereis. Der Begriff Tektonik in diesem Zusammenhang ist angefochten, weil unter Tektonik in der Regel nur durch endogene Kräfte bewirkte Strukturänderungen verstanden werden.

### Gebiet Märchligen–Raintalwald

Der Bau der Nationalstrasse 6 Bern–Spiez hat zwischen den Anschlüssen Muri und Hunziken im Gebiet Märchligen–Raintalwald–Kleinhöchstetten den Talhang durchschnitten und dabei ein nahezu vollständiges Profil der quartären Sedimente aufgeschlossen. Ebenfalls in diesem Abschnitt werden die Kiesgruben nördlich Rubigen besprochen (siehe Fig. 1 und 2).

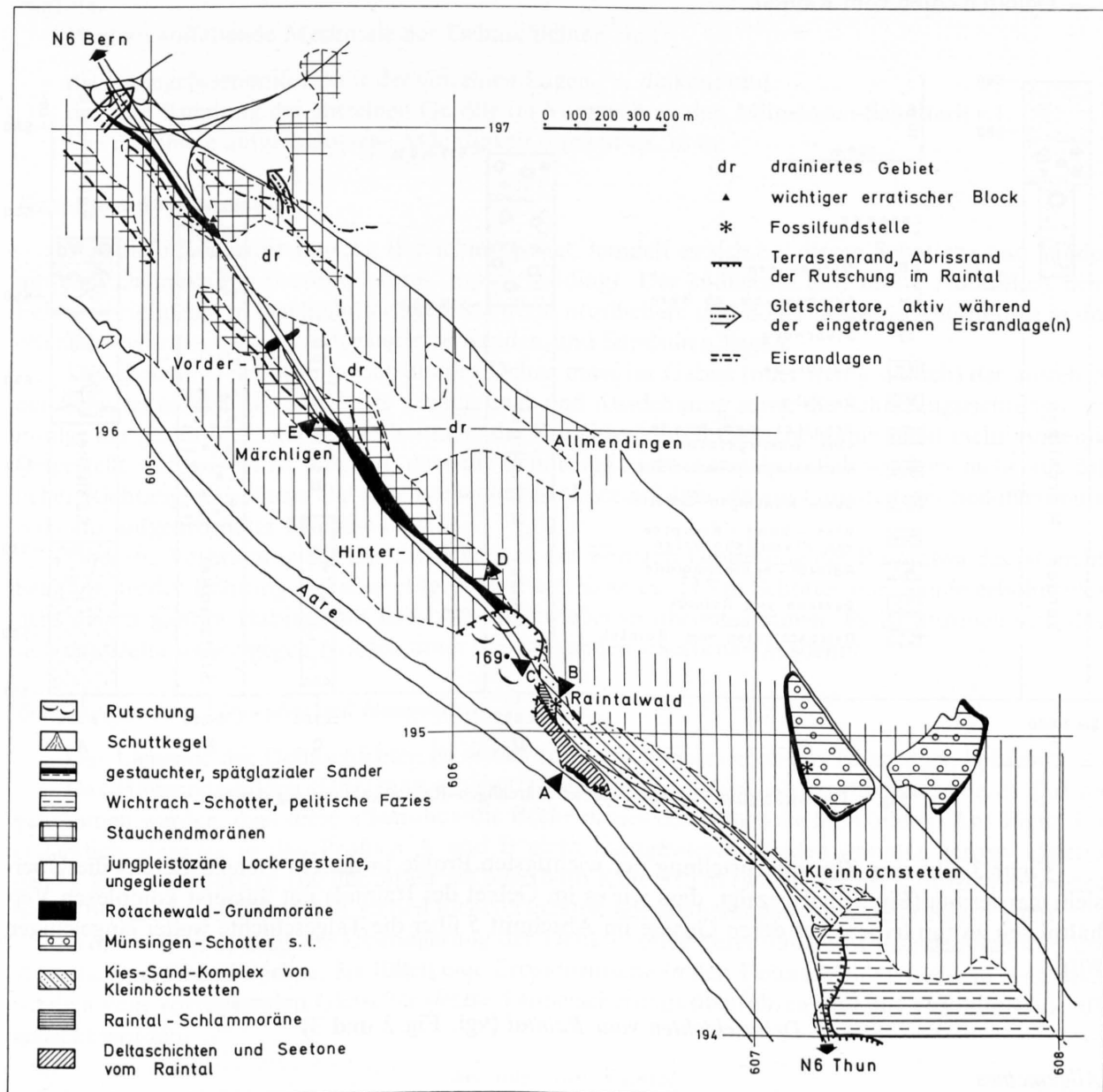


Fig. 2: Geologische Kartenskizze Märchligen–Rubigen. – A, B, C, D, E = Lage der Profile in Figur 3.

Durch Kartierung und Auswertung zahlreicher Bohrungen im Zusammenhang mit dem Autobahnbau konnten vom Hangenden zum Liegenden folgende lithostratigraphische Einheiten ausgeschieden werden (siehe auch Fig.2 und 3):

- Wichtrach-Schotter
- Schotter und Sande vom Gümligefeld
- Rotachewald-Grundmoräne und ihre Äquivalente im Gebiet Vorder-/Hinter-Märchligen
- Obere und Untere Münsingen-Schotter
- Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten
- Seetone vom Raintal
- Deltaschichten vom Raintal

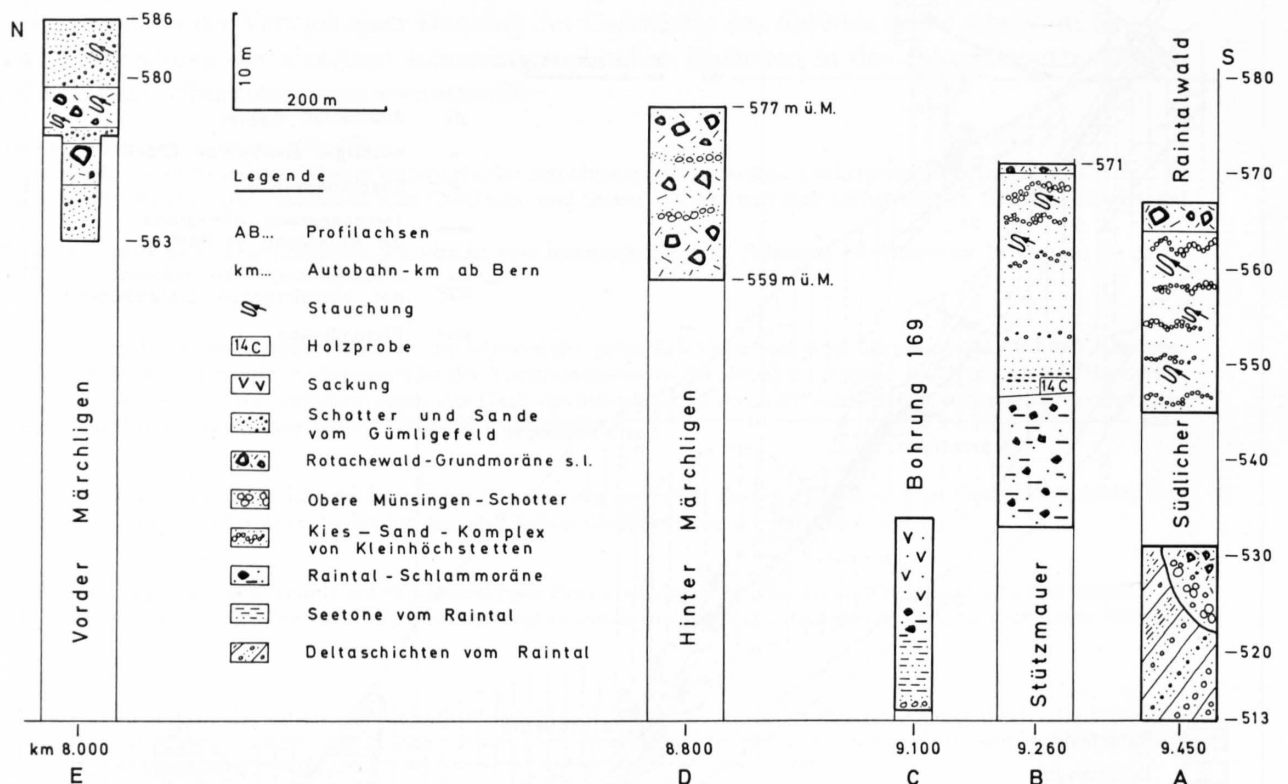


Fig.3: Die wichtigsten Profile im Gebiet Märchligen-Raintalwald entlang der N6.

Figur 3 gibt eine Zusammenstellung der wichtigsten Profile in diesem Gebiet. Bereits die Übersichtskartierung (Fig.2) hat gezeigt, dass wir es im Gebiet des Raintals mit äusserst komplexen Verhältnissen zu tun haben, auf deren Genese im Abschnitt 5 über die Talgeschichte weiter eingegangen wird.

#### *Deltaschichten vom Raintal (vgl. Fig.2 und 3)*

##### *Allgemeines*

Südlich des Rutschungsgebietes im Raintalwald bilden deltageschichtete Schotter, Sande und sandige Silte den Fuss des Talhanges (siehe Fig.2). Bei Punkt 606.380/194.875 sind sie nagelfluhartig verfestigt und bilden einen ca. 15 m langen Felsvorsprung gegen ein Stillwasser der Aare. Der pri-

märe Schüttungswinkel kann infolge ihrer glazialtektonischen Stauchung nicht mehr zuverlässig gemessen werden. GERBER (1927) hat diese Ablagerungen auf seiner Karte ausgeschieden und als «Deltaschichten vom Raintal» bezeichnet.

### *Lithologie*

Vom Südende des Aufschlusses gegen Norden werden die Deltaschichten feinkörniger. Der oben erwähnte Felsvorsprung an der Aare besteht durchwegs aus Schichten von Fein- bis Grobkies mit einzelnen sandig-siltigen Zwischenlagen. Nordwärts im Hang zeigen die einzelnen Aufschlüsse Korngrössen von fein- bis grobkörnigen Sanden, die zu festen Sandsteinen verkittet sind.

In den Schotterpartien beruht die Verfestigung nicht auf einer diagenetisch verfestigten, sandig-siltigen Matrix, sondern auf sekundär eingeschwemmtem tonigem Schlamm, der zementartig verfestigt ist.

Weitere auffallende Merkmale der Deltaschichten sind:

- die Korngrössenuniformität der einzelnen Lagen ( $\pm$  diaken) und
  - die gute Rundung der einzelnen Gerölle im Vergleich zu den Münsingen-Schottern s.l.
- Die maximale aufgeschlossene Mächtigkeit erreicht ca. 18 m.

### *Fazies und Verbreitung*

Wie die lithostratigraphische Bezeichnung sagt, handelt es sich bei diesen Schottern und Sanden um eine Deltabildung (bottom-, fore-, topset bedding). Der südlichste und tiefste Aufschluss beim Felsvorsprung liegt in den Schotterlagen, während nördlichere und höher gelegene Aufschlüsse in den offenbar mehr beckenwärts abgelagerten Sanden und Sandsilten liegen.

Das ehemalige Schüttungszentrum des Deltas muss im Gebiet (oder wenig südlich) der anstehenden Schotter gesucht werden. Seine genaue Lage und Ausdehnung sowie die Schüttungsrichtung kann infolge der gestörten Lagerungsverhältnisse der Schichten durch Gletscherschub nicht mehr eindeutig festgestellt werden. Es ist möglich, dass die Schüttung nicht aaretalparallel, sondern mehr aus östlicher Richtung, aus einem Gebiet anstehender Molasse erfolgte, da ein Grossteil des Sedimentmaterials aus aufgearbeiteter Molasse besteht.

Über die Verbreitung der Deltaschichten in der weiteren Umgebung des Raintalwaldes ist nichts bekannt. In der Bohrung 169 aber (Fig. 3) sind auf Kote ca. 515 m Schotter und Sande erbohrt worden, die im ganzen Habitus mit den oben beschriebenen übereinstimmen. Es ist anzunehmen, dass sich das Delta weiter gegen Norden unter die hangenden «Seetone» ausdehnt.

### *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Das Liegende der Deltaschichten ist weder aus Aufschlüssen noch aus Bohrungen bekannt.

Das Hangende bilden (Übergang erbohrt!) tonige und sandige, blaugraue Silte, und es darf angenommen werden, dass diese «Seetone» die Beckenfazies der Deltaschichten bilden. Aus Figur 3 ist ersichtlich, dass sie in den Profilen A und B nicht nachgewiesen werden konnten (erosiv abgetragen?). Erst die Bohrung 169 durchfuhr sie unterhalb Kote 515 m (wobei der bei Kote 525 m angegebene Übergang von versackten zu den nichtversackten Seeablagerungen noch tiefer liegen kann).

Profil A (Fig. 3) zeigt die Überlagerung der Deltaschotter durch Obere Münsingen-Schotter und Rotachewald-Grundmoräne. Sie füllen eine Erosionsnische in den Deltaschichten aus und sind nachträglich vom vorrückenden Gletscher (letzte Vergletscherung) überfahren und mit Grundmoräne eingedeckt worden.

### *Seetone vom Raintal*

### *Allgemeines*

Im gesamten geotechnischen Berichts- und Sondierungsmaterial zum Autobahnbau spielen «interglaziale Seetone» eine grosse Rolle. Die Bauarbeiten haben aber diese erbohrten Ablagerungen

(abgesehen von vereinzelt versackten Paketen im Raintalwald-Rutschungsgebiet) nie aufgeschlossen, so dass uns nur die Resultate aus Bohrungen zur Verfügung stehen (z. B. Bohrung 169, Fig. 2).

Der Name «Seetone» als lithologische Bezeichnung ist nicht unbedingt zutreffend, da es sich bei diesen pelitischen Sedimenten vor allem um sandige und tonige Silte handelt. Die «Seetone im Aaretal», gleich welchen Alters, haben sich aber als festen Begriff im Schrifttum eingebürgert. Wir schliessen uns dieser generellen Klassifikation an, müssen aber innerhalb der «Aaretal-Seetone s.l.» selbständige lithostratigraphische Einheiten ausscheiden (Thungschneit-Seetone, Thalgut-Seetone, Seetone vom Raintal).

### Lithologie

Die Seetone vom Raintal bestehen aus blaugrauen, fein- (mm-Bereich) bis grobgeschichteten (dm-Bereich) sandig-tonigen Silten. Sie sind zum Teil so stark verfestigt, dass mit dem Rotationskern-Bohrsystem gute Bohrkerne erhalten wurden; sie sind also offenbar stark vorbelastet.

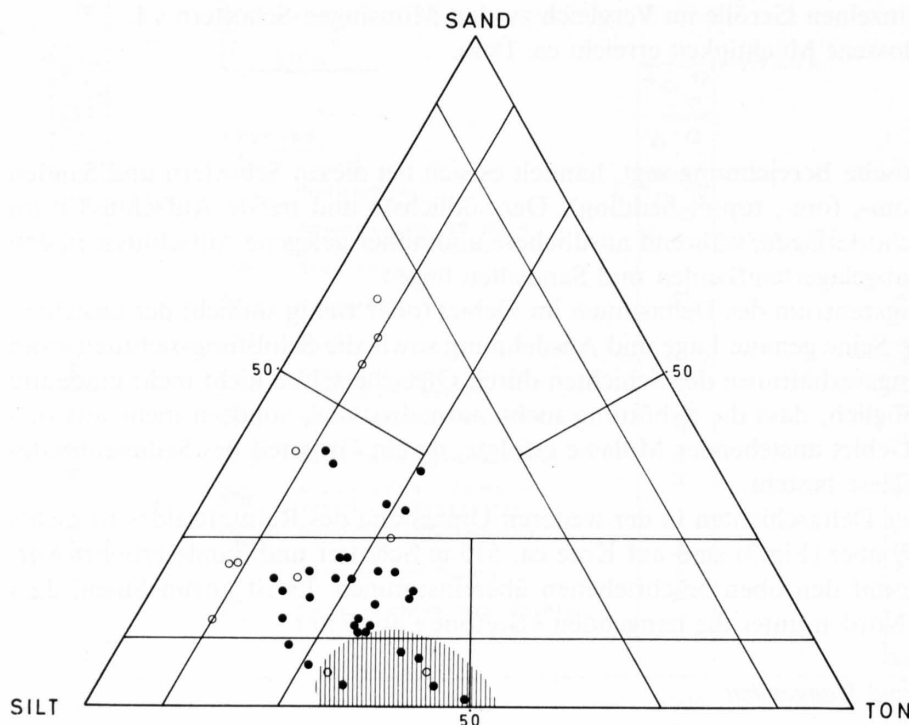


Fig. 4: Darstellung der Korngrössenzusammensetzung im Sand-Silt-Ton-Diagramm der Seetone vom Raintal (Punkte) und der Wichtrach-Schotter, pelitische Fazies (Kreise), im Vergleich mit der Zusammensetzung der Thungschneit-Seetone (schraffiertes Feld).

Über die Korngrössenmässige Zusammensetzung orientieren die Figuren 4 und 5. Nach der Klassifikation klastischer Sedimente nach FÜCHTBAUER (1959) handelt es sich vor allem um sandige bis tonige Silte. In Figur 4 ist als Vergleich das Analysenfeld der Thungschneit-Seetone eingetragen; so kann gezeigt werden, dass die Seetone vom Raintal abgelagerungsmässig aus einem andern Beckenbereich als die Thungschneit-Seetone stammen.

Die Korngrössenverteilung der Seetone vom Raintal stimmt mit den Resultaten von STURM & MATTER (1972: 577) überein, die aus dem rezenten Thunersee (Umgebung des Kanderdeltas) Sedimente praktisch gleicher Korngrössenzusammensetzung beschreiben. Es handelt sich bei den Seetonen vom Raintal um Sedimente, die in unmittelbarer Umgebung und im Einflussbereich eines Deltas zur Ablagerung gekommen sind (vgl. Abschnitt «Deltaschichten vom Raintal»), was für die Thungschneit-Seetone nicht zutrifft.

Charakteristisch ist der frische Aspekt des Materials der Seetone vom Raintal: über 30% der Quarzkörnchen (Sandfraktion) zeigen keine Spuren von Anrundung; ebenso auffallend ist der hohe Anteil an unverwitterten Hellglimmerplättchen in tonigen Lagen.



Die Mächtigkeit von 6 bis 8 m nicht versackter Seetone in der Bohrung 169 dürfte als Minimalmächtigkeit gelten. Es sei hier darauf hingewiesen, dass die gesamte Mächtigkeit der in der Bohrung 169 angetroffenen Seeablagerungen versackt sein könnte.

#### *Fazies und Verbreitung*

Die Seetone vom Raintal stellen die beckenwärts abgelagerten Äquivalente der im vorangehenden Abschnitt beschriebenen Deltaschichten dar. An Fossilien konnte bis jetzt nur unbestimmbarer und spärlicher Pflanzenhäcksel gefunden werden. Es ist anzunehmen, dass die Ablagerung in einem Becken erfolgte, das weniger günstige Lebensbedingungen aufwies als diejenigen der fossilreichen Thungschneit-, Jaberg- und Thalgut-Seetone.

Über die gebietsmässige Verbreitung der Seetone kann nach dem jetzigen Stand der Kenntnisse nichts ausgesagt werden. Es ist aber möglich, dass es sich nicht nur um eine örtlich begrenzte Bildung handelt, doch dürften sie nur nördlich des N6-km 9,260 vorkommen, da südlich davon die Deltaschichten vom Raintal anstehen.

Als Nachtrag muss hier beigefügt werden, dass die Aushubarbeiten zur Verankerung und Fundierung der Stützmauer im Raintal bis auf die Seetone vom Raintal abgeteuft wurden. Die Seetonoberfläche wurde durchschnittlich in —21 m erreicht. Profil B in Figur 3 müsste also dahin ergänzt werden, dass bis auf Kote ca. 526 m ü. M. die Raintal-Schlammoräne ansteht und darunter die Seetone vom Raintal folgen.

#### *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Das Liegende der Seetone vom Raintal ist aus der Bohrung 169 bekannt, wo auf Kote 515 ca. die Deltaschichten erbohrt wurden. Im Abschnitt N6-km 9,100 bis 9,430 scheint der fazielle Übergang der Deltaschichten in die Seetone zu liegen.

Das Hangende der Seetone ist ein äusserst komplexes Gemisch von Seeton und Moränenmaterial, wobei der Übergang in die hangende Raintal-Schlammoräne eine kontinuierliche Sedimententwicklung darstellt.

#### *Raintal-Schlammoräne*

##### *Allgemeines*

Südlich des Rutschungsgebietes im Raintalwald (Fig. 2) wurde der Hügel, an dessen Westende ein natürlicher Schotteraufschluss liegt, durch den Autobahnbau 10 bis 12 m tief angeschnitten. Dabei hat man unter Schottern und Sanden von N6-km 9,220 bis 9,350 eine blaugraue, äusserst festgelagerte «Grundmoräne» aufgeschlossen. BECK (1938) hat für diese Ablagerung im Thungschneit/Räbeli-Profil den Begriff Schlammoräne geprägt. Als Referenzprofile gelten die Autobahnaufschlüsse Raintalwald und Thungschneit/Räbeli (Fig. 1).

##### *Lithologie*

Die Matrix dieser Schlammoräne ist ein sandig-toniger Silt. Darin eingeschlossen sind, unregelmässig verteilt, gekritzte und polierte Gerölle und Blöcke, die durch ihre Form an Gerölle aus einer Grundmoräne erinnern. In dieses Grundmoränenmaterial eingelagert sind geschichtete Silt-, Sand- und Kieslinsen, in der Regel in gestörter Lagerung und horizontal von cm- bis m-Ausdehnung; im Dach der Schlammoräne wechseln geschichtete und ungeschichtete Partien ohne Gesetzmässigkeit miteinander ab.

In Figur 5 sind Korngrössenanalysen aus den Moränenlagen graphisch dargestellt. Die graphische Mittelwertskurve zeigt den für Grundmoränen charakteristischen diagonalen Verlauf (siehe Fig. 5, Kurve 6). FLINT (1971: 154) bezeichnet ein klastisches Sediment mit einem derart uneinheitlichen Gefüge und mit unregelmässig verteilten Geröllen und Blöcken als Diamicton (vgl. Abschnitt «Unterscheidung von Grundmoräne und Seeton»).

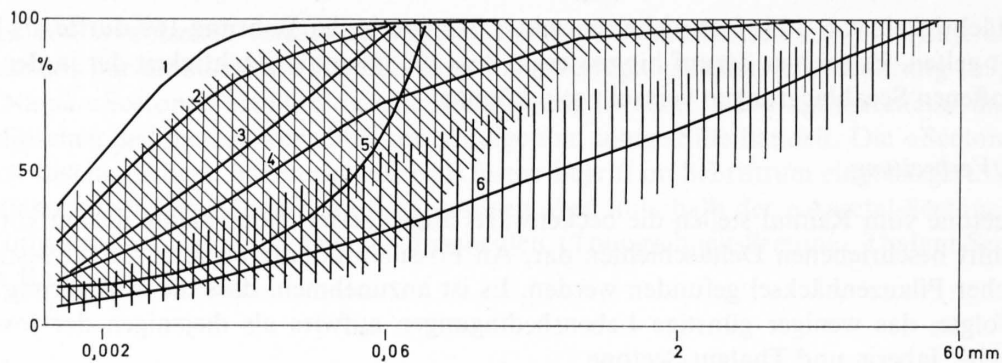


Fig. 5: Korngrössenzusammensetzung der Seetone vom Raintal (schräg schraffiertes Kurvenfeld), der Raintal-Schlammoräne (Profil Raintalwald, senkrecht schraffiertes Kurvenfeld), der Rotachewald-Grundmoräne (senkrecht schraffiertes Kurvenfeld, betonte Striche) sowie typische Einzelkurven: 1 = Thungschneit-Seetone (zum Vergleich), 2, 3, 5 = Kurventypen der Seetone vom Raintal, 4 = Raintal-Schlammoräne, 6 = Rotachewald-Grundmoräne.

### *Fazies und Verbreitung*

Wie wir im Abschnitt «Unterscheidung von Grundmoräne und Seeton» zeigen werden, handelt es sich bei diesem Schlammoränenmaterial ursprünglich um Seeablagerungen, die vom Gletscher aufgenommen und überprägt, mit glazialen Material durchmischt und als spezielle «Grundmoräne» abgelagert wurden. Nach Abschmelzen des Gletschers wurden sie im oberen Teil vom Schmelzwasser erneut umgelagert. Die grosse Mächtigkeit der Schlammoräne (mind. 10 m) ist dadurch zu erklären, dass der Gletscher beim Vorrücken durch das Seebecken nach dem Überfahren des Deltas (Deltaschichten vom Raintal) reichlich unverfestigtes Material vorgefunden hat, das dem «fliessenden» Eis keinen Widerstand leistete und aufgearbeitet wurde.

Der beschriebene Aufschluss ist im Aaretal zwischen Bern und Kiesen bis jetzt das einzige bekannte Vorkommen der Raintal-Schlammoräne. Im Gebiet von Thungschneit/Räbéli (siehe Fig. 1) sind gleiche Ablagerungen nachgewiesen worden (SCHLÜCHTER 1972), die mit dem Raintal-Profil korrelierbar sind.

### *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Das Liegende bilden, wie in verschiedenen Bohrungen (z.B. 169) und beim Fundament der Stützmauer nachgewiesen wurde, geschichtete Seeablagerungen (Seetone vom Raintal). Die Schlammoräne liegt in der ablagerungsmässigen Kontinuität der Seetone, da die Sedimentation der Seetone aufgehört hat, als der vorrückende Gletscher das Seebecken vollständig ausfüllte. Es könnten basale Lagen der Schlammoräne sogar als «waterlaid till» angesprochen werden.

Im Hangenden der Schlammoräne finden wir erneut graublaue, geschichtete Sedimente, die jedoch eine geringe Mächtigkeit aufweisen und nur lokal auftreten. Darüber folgen konkordant die geschichteten Schotter und Sande der Sandersedimente von Kleinhöchstetten (Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten).

Im südlichen Raintal (südlich der Stützmauer) wurde der Übergang durch den Autobahnbau grossräumig aufgeschlossen. Dabei konnte beobachtet werden, wie im Hangenden der Schlammoräne z. T. umgelagertes, z. T. geschichtetes, ursprüngliches Schlammoränen-Material stark mit dem überlagernden Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten verfaltet ist.

Ob es sich bei den versackten Seetonen in den Entwässerungsgräben auf der Aareseite der Autobahn um umgelagertes und verschwemmtes Moränenmaterial (aus dem Dach der Schlammoräne) handelt oder um Seetone vom Raintal, konnte nicht entschieden werden.

## Fossilfunde

Zahlreich sind im Gebiet der Autobahnstützmauer im Raintalwald aus der Schlammoräne Funde von stark gepressten Hölzern, die wahrscheinlich aus älteren Ablagerungen aufgearbeitet worden sind (aus den Seetonen vom Raintal?, vgl. Abschnitt «Geochronologie»).

## Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten

### Allgemeines

Im Raintalwald von N6-km 9,220 bis 9,610 und unterhalb der Häuser von Kleinhöchstetten von N6-km 10,010 bis 10,180 sind durch die Bauarbeiten gelbgraue, gutgeschichtete Kiese und Sande aufgeschlossen worden. Eine Kieslage dieser lithostratigraphischen Einheit bildet auch die kleine Fluh bei P. 606.300/195.170 im Raintalwald.

Diese Kiese und Sande können als selbständige lithostratigraphische Einheit ausgeschieden und infolge ihrer intensiven glazigenen Stauchungen als «Komplex» bezeichnet werden. Sie sind insbesondere von den Münsingen-Schottern deutlich verschieden (Fig. 6 und 7).

### Lithologie

Der Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten besteht aus Schottern und Sanden in unregelmässiger Wechsellagerung. Im Profil bei der Autobahnstützmauer im Raintal (Fig. 3, Profil B) treten im unteren Abschnitt gutgeschichtete Sande mit einzelnen Geröllen auf. Gegen das Hangende nimmt der Geröllgehalt wesentlich zu, und wir finden dann eine Zusammensetzung, wie sie in der natürlich aufgeschlossenen Schotterfluh ansteht. Die Korngrössenzunahme in diesem Profil ist jedoch keineswegs auf andere Profile übertragbar. Die Abfolge Kies-Sand-Kies ist vollständig unregelmässig. Als wichtige lithologische Eigenschaften seien hervorgehoben:

- Im Vergleich zu den Münsingen-Schottern s.l. sind die Sedimente des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten durch ihren hohen Sandanteil gekennzeichnet. Diese verschiedenartige korngrössenmässige Zusammensetzung ist in Fig. 6 dargestellt, wo die Analysenfelder beider Einheiten ausgeschieden sind. MADER (1971) und GERMAN (1970) haben im württembergischen Allgäu solche Sedimente genetisch als Sander klassifiziert. Dieser Bezeichnung schliessen wir uns hier an.

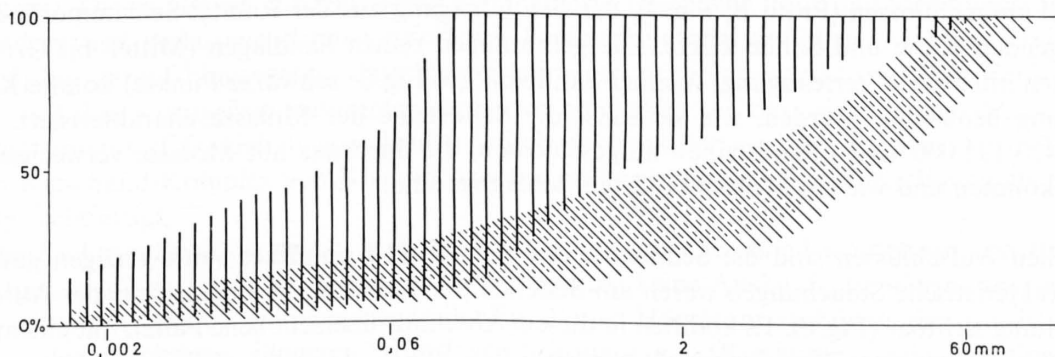


Fig. 6: Korngrössenzusammensetzung der Oberen Münsingen-Schotter im Gebiet von Rubigen (schräg schraffiertes Kurvenfeld), im Gebiet von Thungschneit-Bümburg (gestricheltes, schräg schraffiertes Kurvenfeld) und des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten (senkrecht schraffiertes Kurvenfeld).

- Die geröllpetrologische Zusammensetzung der Schotterpartien ist von jener der Münsingen-Schotter s.l. verschieden. Geröllpetrologische Auszählungen an Schotterproben (P. 606.300/195.170 im Raintalwald) haben das in Figur 7 dargestellte Resultat ergeben. Zum Vergleich ist das Analysenfeld der Schotter von Bümburg aus dem Gebiet Bümburg-Thungschneit

(Fig. 1) sowie die Analysenpunkte von Münsingen-Schotter-Proben aus den Kiesgruben Rubigen (Fig. 1 und 2) eingetragen. Aus dieser Darstellung wird deutlich, dass die Sedimente des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten in der geröllpetrologischen Zusammensetzung, ihrer lithostratigraphischen Position gemäss, eine Zwischenstellung einnehmen.

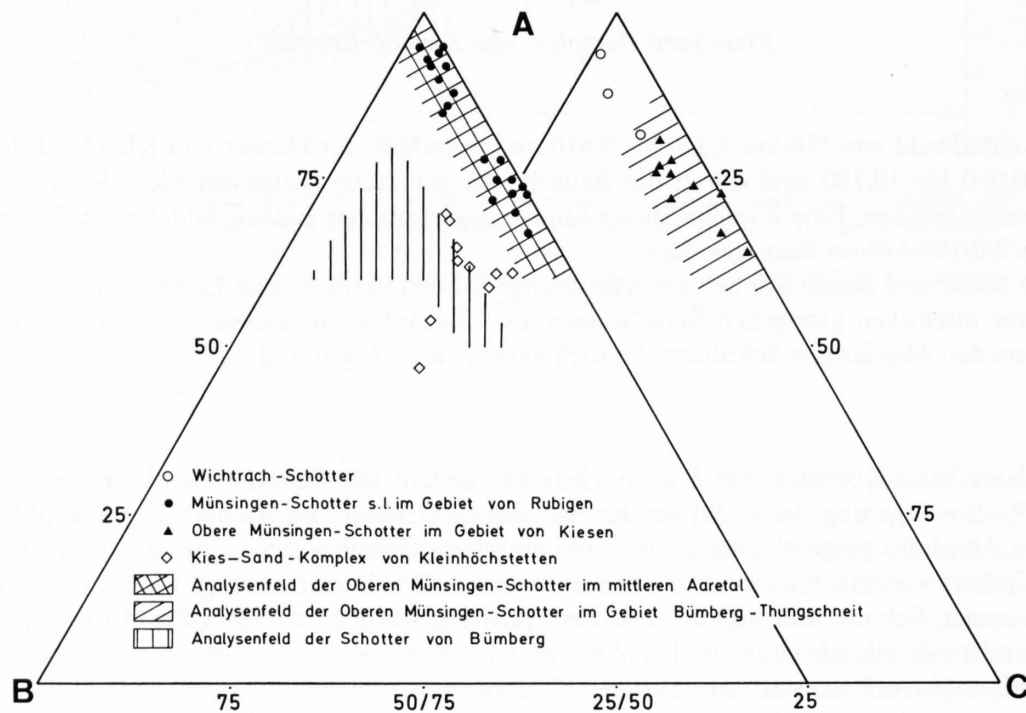


Fig. 7: Geröllpetrologische Zusammensetzung der Münsingen-Schotter s.l., des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten und der Wichtrach-Schotter im Diagramm A = Kalkgerölle, B = rote Kristallingerölle und C = helle und grüne Kristallingerölle.

- Ein weiteres wesentliches Merkmal der Sedimente des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten ist ihre oft molasseartige Verfestigung. Im Bereich der Stützmauer im Raintalwald war ein Profil aufgeschlossen (Profil B, Fig. 3), das den Übergang aus der Raintal-Schlammoräne in die hangenden Kiese und Sande zeigte. Die gelbbraunen reinen Sandlagen (Mittel- bis Grobsand) zeigten intensivste Verfestigung. In einer Sandbank (in Fig. 3: schwarze Punkte) konnte Knauerbildung beobachtet werden, wie sie sonst die Sandsteine der Molasse charakterisiert. Bei P. 606.420/195.000 sind «Sandsteine» aufgeschlossen, die durchaus mit Molasse verwechselt werden könnten und wie ein Molassesandstein schlagbar sind.
- In allen Aufschlüssen sind die Sedimente des Kies-Sand-Komplexes stark glazigen gestaucht. Charakteristische Stauchungen waren am Südenende des Raintalwaldes beiderseits der Autobahnböschung sichtbar (Fig. 8). Es konnten in diesem Abschnitt überschobene Falten mit einem Überschiebungsbetrag von 10m festgestellt werden.  
In der Schotterfluh im Raintalwald können auch bruchartige Diskontinuitätsflächen festgestellt werden. Ob es sich um Eiskeilbildungen oder um Brüche, hervorgerufen durch die eistektonische Überprägung der Sedimente, handelt, ist nicht zu entscheiden. Auf jeden Fall besteht die Spaltenfüllung aus moränenartigem Material, das in den Schottern und Sanden nicht vorkommt. Die Bruchstrukturen könnten eventuell auch dadurch erklärt werden, dass der Gletscher über den gefrorenen Untergrund vorgestossen ist und sich somit die älteren Sedimente nicht mehr vollständig «plastisch» verformen liessen.



- Mangan- und Eisenverfärbungen: Charakteristisch für den Kies-Sand-Komplex sind, vor allem an der Basis, stark und intensiv verfärbte Partien. Die liegende Schlammoräne hat offensichtlich als Grundwassersohle gewirkt, wobei, als Folge des Wasserrückstaus, die Mn- und Fe-Hydroxide ausgefällt wurden.
- Ebenfalls charakteristisch sind die braungelbe Farbe und der leicht verwitterte Aspekt der Sedimente des Kies-Sand-Komplexes im Gegensatz zu den Münsingen-Schottern s.l.



Fig. 8: Glazigene Stauchungen im Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten mit einem Überschiebungsbetrag von ca. 10 m. – Pfeil = Bewegungsrichtung der Gletschers. Aufnahme am Süden des Raintalwaldes von der hangwärtigen Böschung der Fahrbahn der N6 Richtung Thun.

### *Fazies und Verbreitung*

Im Vorfeld eines abschmelzenden oder stationären Gletschers wird, wenn es die morphologischen Verhältnisse erlauben, umgelagerter Glazialschutt in Form einer Sanderebene durch das Schmelzwasser abgelagert. Sandersedimente unterscheiden sich deutlich von Flussschotter durch ihren hohen Anteil an feinem Material (Silt und Sand) und durch ihr linsenförmiges Gefüge (Kies-/Sandlinsen). Dieses Gefüge entsteht, wenn die Schmelzwasserbäche Lauf und Strömungsenergie laufend ändern und verlassene Rinnen sofort mit Sedimentmaterial auffüllen (MADER 1971). MADER (1971: 5) hat darauf hingewiesen, dass Sandersedimente zu molassesandsteinartigen Verfestigungen neigen, weil ihre Korngrössenzusammensetzung so beschaffen sei, dass zirkulierende Schmelzwässer bevorzugt ihren  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt ausscheiden («Siebwirkung» der sandigen Partien). Diese Merkmale sind im Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten nachweisbar, was ihre Bezeichnung als Sanderseimente rechtfertigt.

Oberflächenaufschlüsse geben über die Verbreitung des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten ausserhalb des Gebietes Raintal-Kleinhöchstetten keine Auskunft. Er scheint aber im Gebiet Kleinhöchstetten-Raintal-Breitenacher (siehe Fig. 2) eine Hügelzone zu bilden, die ostwärts abflacht und von den mächtigen, jüngeren Münsingen-Schottern s.l. (Kiesgrube nördlich Rubigen, siehe Fig. 2) überlagert wird. Im Gebiet von Kleinhöchstetten-Breitenacher sind in –13m, –16m und –15m «Sandsteine» erbohrt worden, die vorerst als Molassesandsteine gedeutet wurden, höchst wahrscheinlich aber mit den verfestigten Partien im Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten identisch sind.

Die starke Verfestigung des Kies-Sand-Komplexes würde auch den Grundwasserrückstau in den Münsingen-Schottern der Kiesgruben N von Rubigen erklären (Grundwasserblänke in der Grube östlich der Staatsstrasse Bern-Thun).

An der Sohle der westlichen der beiden Kiesgruben nördlich von Rubigen ist im Sommer 1973 der Kiesabbau bis auf das Liegende der Münsingen-Schotter s.l. vorangetrieben worden. Dabei wurden sandig-tonige Silte aufgeschlossen, die sehr stark verfestigt sind. Vereinzelt sind erratische Blöcke darin eingelagert.

Der heutige Stand der Kenntnisse macht es wahrscheinlich, dass es sich bei diesen sandig-tonigen Silten um eine fazielle Ausbildung des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten handelt.

#### *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Das Liegende des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten bildet im Gebiet des Raintalwaldes die Raintal-Schlammoräne, die lokal in ihrem Dach verschwemmt sein kann. An solchen Stellen ist der Übergang in die Sandersedimente fließend, während anderwärts eine transgressive Grobkieslage die Basis der Sandersedimente markiert.

Das Hangende des Kies-Sand-Komplexes bildet im Raintalwald und unterhalb der Häuser von Kleinhöchstetten einerseits spärliches, erratisches Material, andererseits fleckenhaft vorhandene Rotachewald-Grundmoräne. Bei P. 606.430/195.030 ist sie mindestens 1m mächtig aufgeschlossen (siehe auch Fig. 3, Profil B).

Zwischen der Ablagerung der Sandersedimente und der hangenden Grundmoräne hat eine bedeutende Zeit der Verwitterung und Erosion stattgefunden.

#### *Fossilfunde*

Auf einen Holzfund an der Basis des Kies-Sand-Komplexes im Profil Stützmauer (Profil B, Fig. 3) im Raintalwald kommen wir im Kapitel 4 zu sprechen.

#### *Obere und Untere Münsingen-Schotter*

##### *Allgemeines*

Bei der Besprechung der Deltaschichten vom Raintal wurde erwähnt, dass diese bei P. 606.380/194.875 in einer Erosionsnische von jüngeren, blaugrauen frischen Schottern überlagert werden, die ihrerseits graduell in Grundmoräne übergehen (siehe Fig. 3, Profil A). Mächtig aufgeschlos-

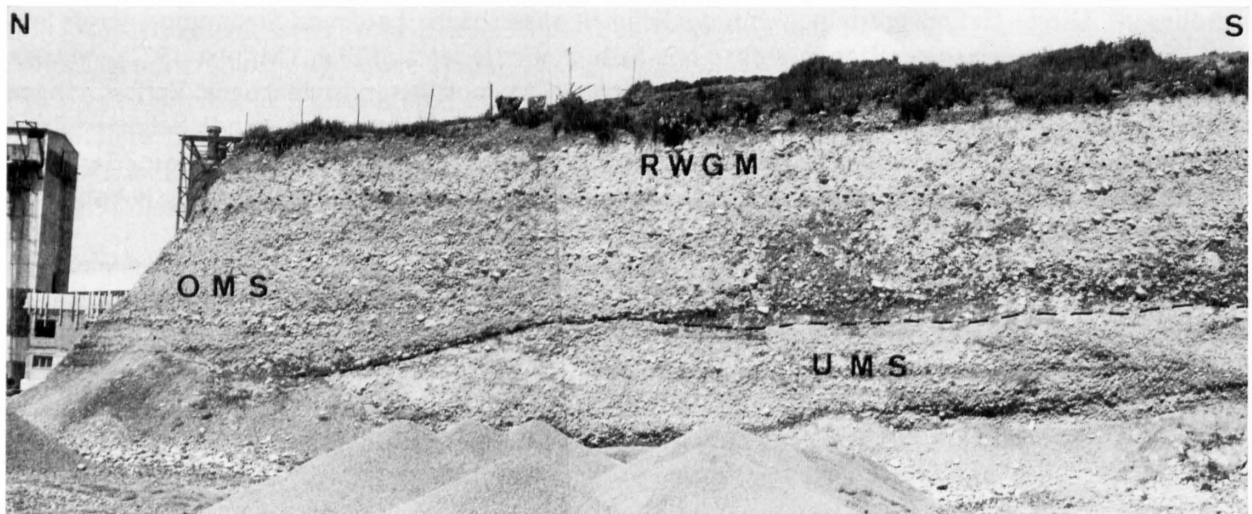


Fig. 9: Gliederbarkeit der Münsingen-Schotter s.l. in der Kiesgrube Rubigen, östlich der Staatsstrasse Bern-Thun. – UMS = Untere Münsingen-Schotter, OMS = Obere Münsingen-Schotter, RWGM = Rotachewald-Grundmoräne (deren aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt max. 2m).

sen sind diese jüngeren Schotter in den beiden Kiesgruben N von Rubigen (Koord.: 607.610/194.090 und 607.240/194.090).

Auf Grund geröllpetrologischer Vergleichszählungen in den erwähnten Aufschlüssen konnten diese Schottervorkommen mit den in meiner Diplomarbeit eingehend behandelten und als Münsingen-Schotter bezeichneten Ablagerungen im Büemberg–Thungschneit-Gebiet korreliert werden (siehe Fig. 1 und SCHLÜCHTER 1972, 1973a). Wir werden bei der Besprechung des Profils Büemberg/Chisewald nochmals eingehender auf die Münsingen-Schotter zu sprechen kommen.

Wichtig sind die beiden Kiesgruben nördlich Rubigen auch deshalb, weil östlich der Staatsstrasse Bern–Thun eine Diskordanz die Münsingen-Schotter s.l. in eine Untere und Obere Einheit aufteilt (Fig. 9).

### *Lithologie*

Die Münsingen-Schotter sind durch ihren Geröllbestand (geringer Anteil an aufgearbeiteter Molasse) sowie durch ihren genetischen Zusammenhang mit der hangenden Grundmoräne (= Rotachewald-Grundmoräne) charakterisiert. In allen drei Aufschlüssen im Gebiet Raintal–Kleinhöchstetten–Rubigen (siehe Fig. 2) konnten die dort anstehenden Schotter mit den Oberen Münsingen-Schottern im Referenzprofil Büemberg/Chisewald (Fig. 1) eindeutig nach lithostratigraphischen Kriterien korreliert werden. (Die Resultate der geröllpetrologischen Auszählungen sind in Fig. 7 dargestellt. Die Analysenpunkte der Proben von Rubigen fallen in das Analysenfeld der Proben vom Büemberg/Chisewald-Profil.)

In Figur 6 sind zur weiteren Charakteristik die Analysenfelder der Korngrössenanalysen vom Gebiet Rubigen dargestellt. Besonders deutlich kann in den Kiesgruben N von Rubigen beobachtet werden, wie die Oberen Münsingen-Schotter im Profil zum Übergang in die hangende Grundmoräne hin zunehmend korngrössenmässig gröber werden.

### *Fazies und Verbreitung*

Geröllmorphometrische Untersuchungen im Büemberg/Chisewald-Profil (SCHLÜCHTER 1972 und 1973a) haben gezeigt, dass die Oberen Münsingen-Schotter genetisch und sedimentologisch als Vorstossschotter (im Sinne von MADER 1971) definiert werden können. Ihre Bildung steht in ursächlichem Zusammenhang mit dem vorrückenden Aaregletscher der letzten Hauptvergletscherung (II. glaziale Phase des «Würm» im klassischen Sinne). So kann in den Aufschlüssen im Raintalwald und in den Kiesgruben bei Rubigen beobachtet werden, wie sie in die hangende Rotachewald-Grundmoräne übergehen (Fig. 9).

In Fig. 9 ist eine weitere wichtige Beobachtung abgebildet, auf die nochmals hingewiesen sei: die Gliederbarkeit der Münsingen-Schotter ist durch die markierte Diskordanz augenfällig. Hier ist jedoch im Liegenden der Diskordanz keine Verwitterung festzustellen, wie zum Beispiel in den Gruben bei Wichtrach (Seite 35) und im Ried (Seite 55). Die Frage der Gliederbarkeit der Münsingen-Schotter wird weiter unten diskutiert (Seite 35).

Über die Verbreitung der Münsingen-Schotter im Gebiet Raintal–Kleinhöchstetten–Rubigen gibt die Kartierung (Fig. 2) Auskunft. Der Aufschluss an der Aare im Raintalwald stellt den bis jetzt nördlichsten Aufschluss der Münsingen-Schotter nach unserer Definition im Aaretal dar (Koord.: 606.380/194.875, siehe Fig. 3, Profil A).

Die grosse Mächtigkeit der Münsingen-Schotter s.l. in den Kiesgruben N von Rubigen (grösser 15 m) lässt vermuten, dass sie hier eine präletzzeitliche Mulde oder Rinne auffüllen. Eine im Schattholz nördlich Rubigen abgeteufte Bohrung (Wasserversorgung Rubigen) hat bis auf Kote ca. 520 m Münsingen-Schotter durchfahren, die von tonigen Silten unterlagert werden. Über den genauen Verlauf dieser präletzzeitlichen Hohlform nördlich Rubigen, namentlich über ihren weiteren Verlauf in nördlicher Richtung, kann nach dem heutigen Stand der Kenntnisse nichts Genaueres ausgesagt werden.

### *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Im Raintalwald (siehe Fig. 3, Profil A) liegen die Oberen Münsingen-Schotter transgressiv in einer Erosionsnische in den Deltaschichten und gehen dann in die hangende Rotachewald-Grundmoräne über.

Im Gebiet der Kiesgruben nördlich Rubigen sind die Verhältnisse jedoch wesentlich komplizierter:

Bohrungen haben nachgewiesen, dass dort die Münsingen-Schotter offenbar vom Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten unterlagert werden, der so stark verfestigt sein kann, dass eine Verwechslung mit Molasse durchaus möglich ist. In —18m bzw. —15m wurden Ablagerungen angetroffen, die von einem der geologischen Bearbeiter der Bohrungen als tonige Silte (= Seeablagerungen), vom anderen als Grundmoräne bezeichnet worden sind (Geotechnisches Gutachtenmaterial zum Autobahnbau). Eine zusammenfassende Behandlung der Landoberfläche vor Ablagerung der Münsingen-Schotter soll später an anderer Stelle erfolgen.

Es wurde oben erwähnt, dass die Oberen Münsingen-Schotter durchwegs von der Rotachewald-Grundmoräne (oder lithostratigraphisch äquivalentem, erratischem Material) überlagert werden. Eine Ausnahme bilden lokale Sandersedimente in der westlichen Grube N von Rubigen (siehe Fig. 2), wo offenbar während der Abschmelzzeit des Aaregletschers in eine Hohlform in den Münsingen-Schottern ein kleiner Sander geschüttet wurde, der durch einen nachträglichen kleinen Gletschervorstoß gestaucht worden ist (Koord.: 607.270/194.715, siehe Fig. 2).

### *Fossilinhalt*

Im Herbst 1972 wurden in der westlichen der beiden Gruben nördlich Rubigen zwei Stosszahnfragmente von *Elephas* gefunden, deren Erhaltungszustand jedoch so schlecht ist, dass eine genauere Bestimmung nicht möglich war.

### *Rotachewald-Grundmoräne und deren Äquivalente im Gebiet Vorder/Hinter-Märchligen*

#### *Allgemeines*

Im Gebiet Bümberg-Chisewald (Fig. 1 und Seite 52) konnte die Grundmoräne im Hangenden der Oberen Münsingen-Schotter als selbständige lithostratigraphische Einheit ausgeschieden und definiert werden. Sie wurde dort, an ihrer Typuslokalität, als Rotachewald-Grundmoräne bezeichnet (Koord.: 611.325/183.660).

Diese Grundmoräne ist im Dach der Oberen Münsingen-Schotter im Aaretal zwischen Heimberg und Rubigen nachgewiesen worden. Nördlich des Raintalwaldes werden die Verhältnisse jedoch so kompliziert, dass nicht mehr eine einzige Grundmoräne aus der Zeit der letzten Vergletscherung, sondern ein Grundmoränenkomplex vorhanden ist.

Die beiden Profile D und E in Fig. 3 sind vereinfacht, wobei im Profil D mit Sicherheit drei und im Profil E zwei Grundmoränen vorhanden sind, die durch Kies- und Sandlagen voneinander getrennt sind. Der Aaregletscher oszillierte zur Zeit seines Abschmelzens offenbar noch mehrmals, was vor allem durch *Grundmoränen* und morphologische Formen (aufgestauchte Sander und eigentliche Wallmoränen) nachweisbar ist (siehe Fig. 2).

### *Lithologie*

Nördlich des Rutschungsgebietes im Raintalwald ist der ganze durch den Autobahnbau angeschnittene Hang aus Grundmoräne und dazwischengelagertem fluvioglazialen Sand und Kies aufgebaut. Es handelt sich hier um einen genetisch äusserst komplizierten Grundmoränenkomplex.



Südlich des Rutschungsgebietes überlagert eine einheitliche Grundmoränendecke, die lokal durch reliktschen, verwaschenen Glazialschutt ersetzt sein kann, die älteren Ablagerungen (Fig. 2 und 3).

Diese Tatsache dürfte dahin interpretiert werden, dass alle bedeutenderen Zungenschwankungen des Aaregletschers in seiner Abschmelzzeit (letzte Vergletscherung) im Gebiet nördlich des Raintals aktiv waren und es so zur Bildung mehrerer Grundmoränen kam, während der Gletscherlappen südlich des Raintalwaldes nicht in einem Ausmass oszillierte, das zur Ablagerung mehrerer Grundmoränen führen konnte. Es stellt sich hier auch die Frage, ob die genetische Fortsetzung der Rotachewald-Grundmoräne als Grundmoräne des generellen letzten Hauptvorstosses des Aaregletschers nördlich des Raintalwaldes auch wirklich aufgeschlossen war oder nicht. Es ist durchaus möglich, dass diese basale Grundmoräne nicht aufgeschlossen war, da die Topographie vor der letzten Vergletscherung im Raintal deutlich von der heutigen verschieden war und so der Aaregletscher nördlich der Schotterfluh im Raintalwald eine Hohlform vorfand, die er mit erratischem Schutt auffüllte. So haben wir dort wahrscheinlich nur Ablagerungen der jüngsten Schwankungen aufgeschlossen, und die basale Grundmoräne der letzten Eiszeit wäre somit tiefer zu suchen.

Südlich des Raintals, wo die Rotachewald-Grundmoräne eine einfache Decke wechselnder Mächtigkeit (0–7 m) über den Oberen Münsingen-Schottern bildet, ist sie als charakteristische, festgelagerte, oft fast betonartig verfestigte Grundmoräne ausgebildet. In guten Aufschlüssen, wie den Kiesgruben nördlich Rubigen, fällt sie im Hangenden der Oberen Münsingen-Schotter auch durch ihre Farbe sofort auf: das Graublau der Münsingen-Schotter ist des hohen Sand- und Siltgehaltes wegen in der Grundmoräne ins Braungelbe aufgehellt (Anwitterungsfarbe!). Grobes erratisches Blockwerk (Durchmesser über 50 cm) ist nicht häufig, doch regelmässig nachweisbar.

Nördlich des Raintals ist der lithologische Aufbau der Äquivalente der Rotachewald-Grundmoräne, wie oben angedeutet, komplex. Als Minimalmächtigkeit sind im Profil D (Fig. 3) 18 m Grundmoränenmaterial nachgewiesen.

Das Verteilungsfeld von 44 Korngrössenanalysenkurven von Grundmoränenproben ist in Figur 10 dargestellt. Die Proben stammen aus Sondierbohrungen des Autobahnbaues. Es fällt in dieser graphischen Darstellung auf, wie das Verteilungsfeld im Vergleich zu jenem der Raintal-Schlammoräne (Fig. 5) eine viel breitere Streuung einnimmt. Dieses breite Spektrum ist aber verständlich, wenn man sich die Genese dieses Moränenkomplexes vorstellt.

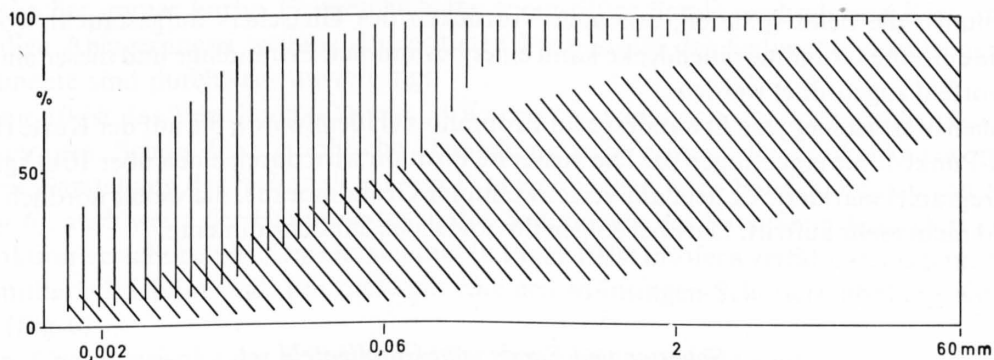


Fig. 10: Korngrössenzusammensetzung der Schotter und Sande vom Gümligefeld (senkrecht schraffiertes Kurvenfeld) und der Äquivalente der Rotachewald-Grundmoräne im Gebiet nördlich Raintalwald (schräg schraffiertes Kurvenfeld).

### Fazies und Verbreitung

Die Rotachewald-Grundmoräne beweist als Sedimenttyp die Existenz einer Vergletscherung. Südlich des Raintals ist aus der sedimentgenetischen Einheit der Ablagerung die letzte Vergletsche-

rung einphasig, während nördlich des Raintals mehrere Oszillationen (mindestens 4) wahrscheinlich sind (siehe Fig. 2), was natürlicherweise eine komplexe fazielle Ausbildung des Sedimentmaterials bedingt: glazial und fluviatil geprägte Sedimente sind eng ineinander verzahnt und verschuppt.

Die Rotachewald-Grundmoräne s.str., wie sie in den Profilen A, B und C (Fig. 3) dargestellt ist und in den Kiesgruben nördlich Rubigen die Oberen Münsingen-Schotter überlagert, ist im Aaretal zwischen Heimberg–Uttigen im Süden und Raintal im Norden nachweisbar. Ähnliche komplexe Verhältnisse wie nördlich Raintal sind beim Bau des Autobahndreiecks Wankdorf angetroffen worden. Es ist anzunehmen, dass im ganzen klassischen Endmoränengebiet von Bern–Muri mit einem derart komplizierten Bau der glazialen, fluviatilen und fluvioglazialen Sedimente gerechnet werden muss. Weitreichende Korrelationen der einzelnen Stadien im Sinne von NUSSBAUM (1921) und HANTKE (1958, 1959, 1970 und 1972) sollten in einem so komplexen Gebiet mit äusserster Vorsicht vorgenommen werden.

### *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Die Rotachewald-Grundmoräne im Gebiet nördlich Rubigen bildet die sedimentgenetische, hangende Fortsetzung der Oberen Münsingen-Schotter. Aus dieser Tatsache ist auch die geröllpetrologische Verwandtschaft von Schotter und Moräne durchaus verständlich, handelt es sich doch bei den Geröllen in der Grundmoräne zum Teil um aufgearbeitete Gerölle aus den Münsingen-Schottern (?).

Südlich des Raintals bis nach Kleinhöchstetten bildet der Kies–Sand-Komplex von Kleinhöchstetten das Liegende der Rotachewald-Grundmoräne oder des äquivalenten erratischen Schuttes (Fig. 3 Profile A und B). Das letzteiszeitliche erratische Material in diesem Gebiet ist auch dafür verantwortlich zu machen, dass die gegenseitigen Lagebeziehungen von Oberen Münsingen-Schottern und Kies–Sand-Komplex nicht mehr eindeutig geklärt werden können.

Wie viel Material des Kies–Sand-Komplexes vor Ablagerung der hangenden Grundmoräne durch glazigene Erosion abgetragen wurde, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Es dürfte sich aber um einige Meter handeln (mindestens!), da von Bodenbildung keine Spuren mehr gefunden werden konnten. Wir haben also hier im Liegenden des glazialen Schuttes der letzten Vergletscherung eine Schichtlücke unbekannter zeitlicher Dauer.

Von Profil D (Fig. 3) an gegen N ist das Liegende nicht mehr aufgeschlossen. Das Hangende einer Grundmoränendecke bilden hier jeweils Sandersedimente (Schotter und Sande vom Gümligefeld) desselben Stadiums, die beim späteren, erneuten Vorrücken des Gletschers aufgestaucht worden sind (Fig. 2). Jede einzelne Grundmoränendecke kann einer bestimmten Eisrandlage und dieser ein bestimmtes Sandervorfeld zugeordnet werden.

Erwähnenswert ist hier jene Eisrandlage im Froumholz (Hüenliwald), die auf der Karte (Fig. 2) mit einer Strich-Punkt-Linie eingetragen ist. Die äusserste Position wird durch einen über 10m<sup>3</sup> grossen Erratiker (Aaregranit) markiert. Er liegt auf verschwemmter Grundmoräne, die weiter nördlich gegen das Gümligefeld nicht mehr auftritt. Darüber folgen fluvioglaziale Sandersedimente.

### *Schotter und Sande vom Gümligefeld*

#### *Allgemeines*

Bereits im vorangehenden Kapitel wurde auf die komplexen Beziehungen von Grundmoräne(n) mit fluvioglazialen Schottern und Sanden im Gebiet Gümligefeld–Tannetal–Vorder Märchligen hingewiesen. Diese Schwemmebenen sind sedimentgenetisch Sanderebenen, die von einer jeweiligen Eisrandlage aus geschüttet und zum Teil nachträglich bei einem Wiedervorstoss des Gletschers aufgestaucht wurden. Vor dieser neuen Randlage bildete sich ein neuer Sander und schüttete das Liegende zu (Fig. 11).



Fig. 11: Stauchendmoräne bei Vorder Märchligen: Grundmoränenmaterial (GM) geht graduell in die Schotter und Sande vom Gümligefeld (SG) über, auf welche bei einer finalen Oszillation des Aaregletschers erneut Moränenmaterial (M) aufgeschoben wurde. – Überschiebungslinie = punktiert, Pfeil = Bewegungsrichtung des Eises.

Die gesamte Abfolge dieser zum Teil aufgestauchten Schotter, Sande und Silte wird als Schotter und Sande vom Gümligefeld als selbständige lithostratigraphische Einheit ausgeschieden und genetisch als Sander bezeichnet.

### Lithologie

Die lithologische Ausbildung dieser Sandersedimente erinnert in ihrem Gesamtaspekt an den Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten, nur sind diese jüngeren Ablagerungen frischer und von charakteristischer grauer Farbe. Feingeschichtete, tonig-siltige Sande wechseln mit Kies und Steinen, wobei sandige Ablagerungen weitaus den grössten Prozentsatz der Sedimente ausmachen (Fig. 11). Diese Sedimente sind durchwegs unverfestigt.

In Figur 10 ist das Verteilungsfeld von 34 Korngrössenanalysen der vorherrschenden Sedimenttypen aufgetragen. Schon diese graphische Darstellung zeigt prinzipielle Ähnlichkeiten mit der entsprechenden Darstellung der Siebanalysen von Proben aus dem Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten (Fig. 6), auch wenn der Hauptmodus in den Sedimenten des Kies-Sand-Komplexes deutlich in die Sandfraktion verschoben ist. Die Darstellung in Figur 10 ist insofern verfälscht, als reine Schotterlagen nicht mitberücksichtigt sind. Für diese gilt eine den Münsingen-Schottern ähnliche Korngrössenverteilung (Fig. 6).

Weitere Charakteristika der Schotter und Sande vom Gümligefeld sind:

- die mit erratischem Blockmaterial gefüllten Rinnen beim Autobahnanschluss Muri und südlich davon im Froumholz. Diese Rinnen stellen fossile Gletschertore dar (Fig. 2),
- und die siltig-sandigen, feingeschichteten Tone, welche in kleinen Staubecken innerhalb des Sanders oder zwischen zwei aufgestauchten Endmoränen zweier verschiedener Eisrandlagen abgelagert wurden. Die meisten dieser kleinen Becken verlandeten, und es bildeten sich nachträglich Torfmoore, die heute drainiert sind (zum Beispiel zwischen Vorder Märchligen und Froumholz, Fig. 2).

### *Fazies und Verbreitung*

Bei den Schottern und Sanden vom Gümligefeld handelt es sich um fluvioglaziale bis fluviatile Ablagerungen, die in kleinen Staubecken abgelagert worden sind. Am Aufbau dieser Sedimente sind mehrere übereinandergelagerte kleinere Sanderfelder beteiligt, wobei jedes einer bestimmten Eisrandlage zugeordnet werden kann. Diese Eisrandlagen sind, soweit sie sich in Stauchendmoränen (GRIPP 1947) manifestieren, auf der Karte (Fig. 2) eingetragen.

In den Aufschlüssen des Autobahnbaues beim Anschluss Muri und bei Vorder Märchligen war zu beobachten, wie diese einzelnen Sanderebenen von einem späteren Gletschervorstoss überfahren und aufgestaucht worden sind (Fig. 11). Über dem gestauchten Sander folgt dann die Ablagerung einer jüngeren (oft nur reliktschen) Grundmoräne, die ihrerseits vom nächstjüngeren Sander eingedeckt wird. Diese Verzahnung Grundmoräne/Schotter war im Gebiet von Vorder Märchligen zu studieren (Fig. 11). Die Bildung der Schotter und Sande vom Gümligefeld ist in direktem, ursächlichem Zusammenhang gestanden mit dem von zahlreichen Oszillationen der Gletscherzunge begleiteten Abschmelzen des letzteiszeitlichen Aaregletschers.

Über die Verbreitung dieser jungen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet gibt Figur 2 Auskunft. Entsprechende Ablagerungen sind bei der Überbauung Oberes Murifeld aufgeschlossen worden. Auch dort konnte beim Hof Sahli die Verzahnung mit Grundmoräne gezeigt werden. Altersmässig dürften die Sandersedimente im Oberen Murifeld jenem Stadium angehören, das durch die Stauchendmoräne begrenzt ist, welche bei der Lückhalte (Fig. 2) beginnt und sich gegen Norden fortsetzt. Auch im Oberen Murifeld sind mehrere kleine Oszillationen nachweisbar. Weiter nördlich, beim Autobahndreieck Wankdorf, sind ebenfalls ähnliche Ablagerungen angetroffen worden. Dort sind mit Sicherheit drei Oszillationen durch Grundmoräne belegt. Diese sind aber älter als jene im Oberen Murifeld. In diesem Gebiet muss auch der genetische und altersmässige Zusammenhang der beschriebenen Schotter und Sande vom Gümligefeld mit den Felderschottern gesucht werden, wobei es nicht auszuschliessen ist, dass es sich dabei um zwei fazielle Ausbildungen der gleichen Ablagerung handelt. Die Felderschotter repräsentierten das Gebiet der zentralen Hauptentwässerung, die beschriebenen Schotter und Sande aber die randlichen Entwässerungssysteme, zur Zeit, als der letzteiszeitliche Aaregletscher, zu Beginn des endgültigen Eisrückzuges, aktiv die von Stauchendmoränen gegliederte Schmelzwasserlandschaft von Muri-Bern gestaltete.

### *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Wie im vorangehenden Kapitel (Seite 28) ausführlich beschrieben, charakterisiert im Liegenden der Schotter und Sande vom Gümligefeld die Verzahnung von Grundmoräne (Rotachewald-Grundmoräne und ihre Äquivalente) mit den Schottern und Sanden die genetischen Beziehungen (Fig. 11). Zusammenfassend soll hier nur festgehalten werden, dass sich vor jeder Stauchendmoräne ein Sander ausbilden konnte, der später nochmals von Eis überfahren oder aber von einem jüngeren Sander eingedeckt wurde. Der Nachweis von mehreren Gletschertoren auf kleinem Gebiet beweist die vielfältige und lebendige Tätigkeit des Schmelzwassers auch in randlichen Zungengebieten. Das Hangende der Schotter und Sande vom Gümligefeld bilden postglaziale Boden- und Torfbildungen.

### *Wichtrach-Schotter, pelitische Fazies*

#### *Allgemeines*

Südlich Kleinhöchstetten wurde der zur Aare hin abfallende Terrassenhang des Uelersachers durch den Autobahnbau angeschnitten (Fig. 2). Dabei wurden über die gesamte Aufschlussmächtigkeit unverfestigte, graublaue, gut geschichtete Sande und Silte freigelegt. Sie werden hier mit den auf Seite 36 als Wichtrach-Schotter bezeichneten Ablagerungen korreliert und als deren pelitische Fazies beschrieben.



## *Lithologie*

Im Aufschluss fallen diese Sedimente einerseits durch ihre charakteristische dunkelgraue Farbe, andererseits durch die gute (in tonigen Lagen sehr feine) Schichtung auf. Sie zeigen ebenfalls keine Spuren von Verwitterung, Verfestigung und Fe/Mn-Verfärbungen. Charakteristisch, etwa im Gegensatz zu den Sedimenten des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten, ist ihr frischer Aspekt.

Nach der Klassifikation klastischer Sedimente von FÜCHTBAUER (1959) handelt es sich um siltige Sande, sandige Silte bis tonige Silte, wie Figur 4 zeigt. Wenn man diese Korngrößenverteilung mit derjenigen der Seetone vom Raintal vergleicht (Fig. 4), so ist ersichtlich, dass es sich kaum um die gleiche Ablagerung handeln kann. Besonders kommt man zu diesem Schluss, wenn man die verschiedene Verfestigung der beiden Sedimente vergleicht: die Seetone vom Raintal sind verfestigt, im Gegensatz zu den völlig losen Sanden und Silten vom Uelersacher. Diese sind offenbar *nicht* vorbelastet. Bis jetzt konnten keine Fossilien gefunden werden.

## *Fazies und Verbreitung*

Das Sedimentgefüge und sein korngrößenmässiger Aufbau deuten darauf hin, dass es sich bei diesen Sanden und Silten um eine Stillwasserablagerung handelt. Der «Tümpel», in welchem das Sediment abgelagert wurde, stand noch im Einflussbereich eines Flusses (Aare), hatte aber doch im grossen und ganzen ruhige Strömungs- und Sedimentationsverhältnisse. Es kann sich dabei um einen Ablagerungsraum handeln, wie ihn jetzt noch die Kleinhöchstetten-Au darstellt.

Im ganzen Aufschluss beim Uelersacher war zu beobachten, wie gegen oben der Tongehalt der Sedimente zunimmt, was zeigen würde, dass die Wasser- und Sedimentzufuhr immer spärlicher und gröberes Sedimentmaterial gar nicht mehr angeführt wurde.

## *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Das Liegende der Sande und Silte ist nicht bekannt. Bohrungen sind in —15,25 und —15,00m in diesen unverfestigten Sedimenten aufgelassen worden. Das Hangende bildet der postglazial bis rezent gewachsene Boden. Als morphostratigraphische Einheit bilden die Sande und Silte vom Uelersacher in diesem Gebiet die tiefste Erosionsterrasse (Niederterrasse).

## **Gebiet Münsingen–Wichtrach–Kiesen**

Der Talabschnitt zwischen den beiden Schlüsselstellen Raintal und Bumberg–Thungschneit ist geomorphologisch im wesentlichen in drei Einheiten gegliedert:

- In den heutigen, tiefsten Talboden, der im Westen durch den Lauf der Aare und den Belpberg begrenzt wird.
- Daran schliesst östlich die tiefste durchgehende Terrasse (Niederterrasse) an, in welcher nördlich der Hunzikenbrücke der Aufschluss in den Sanden und Tonen vom Uelersacher (= pelitische Fazies der Wichtrach-Schotter) liegt und die [nach der Kartierung von RUTSCH (BECK & RUTSCH 1949), siehe Fig. 12] bei Aeusser Hunziken in eine Schotterterrasse übergehen oder eventuell von derselben diskordant abgeschnitten werden. In dieser Schotterterrasse liegt der bei der Anstalt Münsingen im Abbau befindliche und weiter unten näher beschriebene Schotteraufschluss. Südlich Kiesen verschwindet diese tiefste Terrasse im sich vorbauenden Rotache-Schuttfächer.
- Östlich dieser Terrasse erhebt sich eine weitere Terrasse (Mittelterrasse, HANTKE 1959), die besonders zwischen Münsingen und Kiesen deutlich ausgebildet ist.  
Die tiefste Terrasse liegt maximal 10m, die zweite, östlichere Terrasse 15–20m über dem heutigen Aarelauf.

Die lithologische Gliederung ist im allgemeinen einfach, weist jedoch einzelne Komplikationen auf:

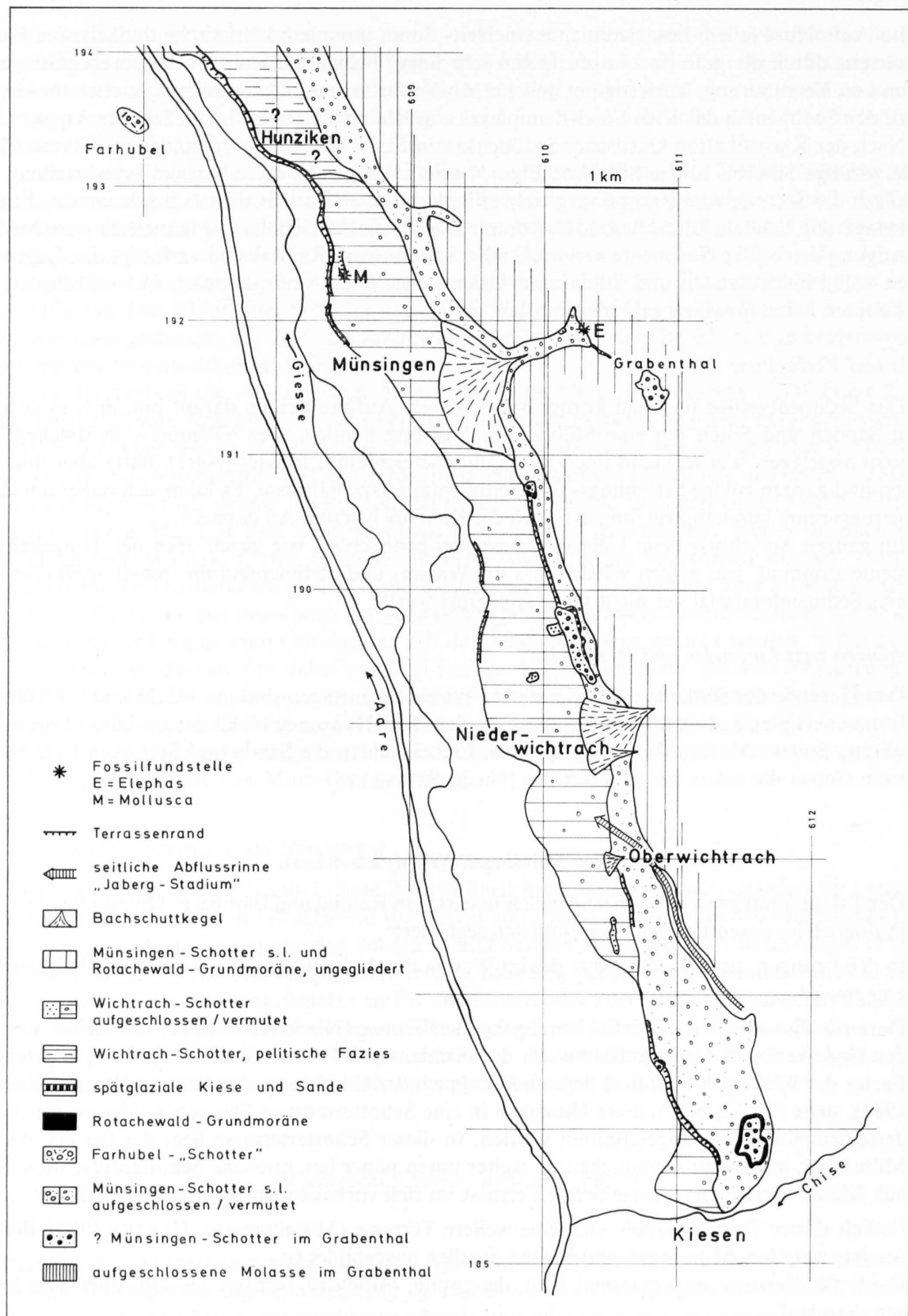


Fig. 12: Geologische Kartenskizze Hunziken-Kiesen (nach BECK & RUTSCH 1958; ergänzt nach eigenen Aufnahmen).

### *Obere und Untere Münsingen-Schotter*

Bei der Mühle im Grabenthal östlich Münsingen liegt der Aufschluss, in dem 1938 ein Molar von *Elephas primigenius* BL. gefunden wurde (ADAM 1960) und der nachträglich als Typlokalität der sog. Münsingen-Schotter s.l. gewählt wurde. Unsere Untersuchungen, vor allem in der Kiesgrube Bümberg (Seite 51), haben erlaubt, die Münsingen-Schotter s.l. genau zu definieren. Als Münsingen-Schotter nach dieser Definition können im Gebiet Münsingen–Wichtrach–Kiesen jene Schotter ausgedehnt werden, welche die zweite, höhere Terrasse (Fig. 12) aufbauen. Die bedeutenden Kiesgruben zwischen Münsingen und Niederwichtrach und beim Schloss Kiesen liegen im Schotterkörper der Münsingen-Schotter s.l. Zur Bestätigung der bereits im Aufschluss augenfälligen lithologischen Übereinstimmung der einzelnen Münsingen-Schotter-Aufschlüsse wurden in der Kiesgrube Kiesen geröllpetrologische Auszählungen durchgeführt: das Resultat ist in Figur 7 dargestellt. Die durchschnittliche aufgeschlossene Mächtigkeit der Münsingen-Schotter s.l. beträgt in diesem Gebiet mindestens 20m (Kiesgrube Kiesen).

Die folgenden beiden Schotteraufschlüsse verlangen einige zusätzliche Bemerkungen:

- der Farhubel zwischen Belp und Rubigen, Koord.: 606.880/193.530/525.8m ü. M.,
- und der Aufschluss östlich Oeli zwischen Münsingen und Tägertschi, Koord.: 610.800/191.480.

#### *Farhubel*

Der Farhubel ist ein Hügel, der um 10–15m aus der Talsohle zwischen Belpberg und heutigem Aarelauf herausragt. Seit langem liegen Gruben zur Kiesgewinnung in diesem Hügel, die zeitweilig in intensivem Abbau standen. 1972 und 1973 war der Zustand der Aufschlüsse jedoch so schlecht, dass das ursprüngliche Material nur noch mit Mühe festgestellt werden konnte:

Es handelt sich dabei um einen siltig-sandigen Grobkies mit vielen Steinen und einem merklichen Gehalt an Ton. Die Gerölle sind durchwegs schlecht gerundet und vielfach geschrämmt. Geröllpetrologisch stimmen sie mit der Zusammensetzung der Münsingen-Schotter s.l. im Aaretal überein. Der ganze Charakter der Ablagerung erinnert an eine Grundmoräne, die lokal mehr oder weniger stark durch Schmelzwasser umgelagert worden ist.

Aus den lithologischen Eigenschaften des Farhubel-Materials zu schliessen, muss es sich um eine Ablagerung handeln, die in unmittelbarem Kontakt mit Gletschereis entstanden ist. Der grundmoränenartige Charakter des Sedimentes macht es wahrscheinlich, dass das Material in einer Gletscherspalte oder zwischen zwei mehr oder weniger stationären Eiszungen des allgemein abschmelzenden letzteiszeitlichen Aaregletschers abgelagert wurde. Die Frage, ob der Farhubel als «Schotterkörper» nachträglich nochmals vom Eis überfahren wurde, bleibt offen.

BECK beschreibt aus dem Jahre 1946 eine Bohrung durch den Farhubel, die im Zusammenhang mit den Voruntersuchungen zur Grundwasserkarte des Kantons Bern abgeteuft wurde. In der entsprechenden Profilbeschreibung gibt BECK unterhalb 4,00m «16,80m meist grobe, wasserarme Deltaschotter» an. Auch wenn ich hier der Bezeichnung Deltaschotter mit Skepsis gegenüberstehe, so beweist diese Bohrung dennoch die beachtliche Mächtigkeit der Schotter am Farhubel.

Aus Gründen der lithologischen Übereinstimmung sind die Schotter am Farhubel vorläufig zu den Münsingen-Schottern s.l. gestellt worden. Diese Korrelation wird im Abschnitt 5 diskutiert werden, da es sich bei den Schottern am Farhubel, wie weiter oben angeführt, kaum um letzteiszeitliche Vorstossschotter handeln kann.

#### *Schotteraufschluss bei der Oeli zwischen Münsingen und Tägertschi*

Ein besonderes Problem der lithologischen Korrelation mit den Münsingen-Schottern s.l. bilden die hier anstehenden Schotter (von oben nach unten):

- 5m sandiger, verfestigter Kies von verwittertem Aspekt;
- 2m sauberer, reiner Kies.

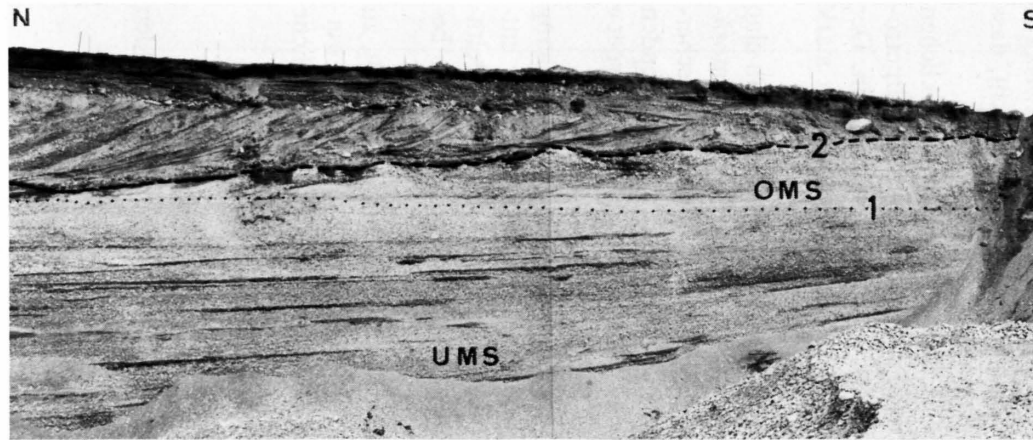


Fig. 13: Kiesgrube N von Niederwichtach (nördlicher Grubenteil): Gliederbarkeit der Münsingen-Schotter s.l. in Untere (UMS) und Obere (OMS) Münsingen-Schotter. Diese werden hier diskordant von spätletzt-eiszeitlichen Deltaschottern überlagert.



Fig. 14: Kiesgrube N von Niederwichtach (südlicher Grubenteil): Gliederbarkeit der Münsingen-Schotter s.l. in Untere (UMS) und Obere (OMS) Münsingen-Schotter. Diese werden diskordant von spätletzteiszeitlichen, z. T. aufgestauchten Sandersedimenten überlagert. Die Rotachewald-Grundmoräne ist nur reliktsch (R) vorhanden. Finale Oszillation des Aaregletschers mindestens bis auf die Höhe von «Z».



Die lithologische Untersuchung zeigt, dass es sich nicht um Münsingen-Schotter nach Definition handeln kann (Seite 51), da der Molasseanteil über 50% am Geröllbestand ausmacht. Es kann sich jedoch um eine Lokalfazies der Münsingen-Schotter handeln und das Material aus dem benachbarten Molassegebiet (Locheberg, Ballenbühl, Grabenthal) stammen. Ob die obersten 5 m (sandiger Kies) eine Lokalfazies (aufgearbeitete Molassesandsteine) der Rotachewald-Grundmoräne bilden, ist ebenfalls nicht zu entscheiden. – Es ist durchaus möglich, dass es sich um das Relikt eines älteren Schotterkörpers handelt, der grösstenteils vor Ablagerung der Münsingen-Schotter erodiert wurde.

Die zahlreichen Funde von *Crassostrea gryphoides* gestatten eine eindeutige Herkunftsbestimmung aus der Austernbank, die von Häutligen zur Weinhalde verläuft (Synklinalbau der Molasse).

#### *Die besonderen Verhältnisse in der Kiesgrube N von Niederwichtach*

Speziell hervorzuheben sind die Verhältnisse in der Kiesgrube N von Niederwichtach (Koord.: 610.250/189.500), wo die Gliederbarkeit der Münsingen-Schotter s.l. und spätletzteiszeitliche Ablagerungen in deren Hangendem aufgeschlossen sind:

#### *Gliederbarkeit der Münsingen-Schotter*

Im Laufe kontinuierlicher Aufschlussbeobachtungen (Frühjahr 1970–1973) konnten in der gross-angelegten Kiesgrube N von Niederwichtach in der östlichen Aufschlusswand zwei Diskordanzen festgestellt werden (Fig. 13 und 14). Hier soll nur die mit «1» markierte Diskordanz besprochen werden.

Durch den ganzen, in aktivem Abbau befindlichen Grubenteil bildet gut geschichteter und relativ feinkörniger Kies die basalen 6–8 m. Diese basale Kiesabfolge ist gegen oben zunehmend braun verfärbt und zeigt eine leichte Verwitterung. Diese Grenze ist in den Figuren 13 und 14 durch eine Punktsignatur angegeben. Es ist hier auch ein deutlicher Wechsel in der Struktur des Schotters und der Korngrössenmässigen Zusammensetzung (oben gröber) festzustellen.

An anderer Stelle habe ich die Oberen Münsingen-Schotter als Vorstossschotter der letzten Vergletscherung (Aaregletscher) interpretiert. Die hier besprochene Diskordanz (Nr. «1» in Fig. 13 und 14) zeigt, dass zwischen der Ablagerung der Unteren und Oberen Münsingen-Schotter eine Zeit der Sedimentationsruhe, ja sogar der Verwitterung herrschte, bevor die zweite Aufschotterungsphase einsetzte (vgl. dazu SIBRAVA 1972). Ähnliche Verhältnisse konnten in den Kiesgruben Ried, bei Rüdle und Jaberg nachgewiesen werden, auf die ich später eingehen werde. Dort wird auch die Frage der Gliederbarkeit der Münsingen-Schotter noch weiter zu behandeln sein (Seite 58).

#### *Spätletzteiszeitliche Ablagerungen im Hangenden der Münsingen-Schotter*

Die Rotachewald-Grundmoräne, welche normalerweise die Oberen Münsingen-Schotter in lithologischer Kontinuität eindeckt, fehlt durch den ganzen Aufschluss der Kiesgrube N von Niederwichtach. Sie ist hier nach dem Eisrückzug erodiert worden. In den Figuren 13 und 14 ist über der ersten eine zweite Diskordanz eingetragen. Über «2» ist eine Sedimentabfolge (Sande und Feinkies) aufgeschlossen, die in ihrer Lagerung stark gestört ist.

Die dargestellten beiden Grubenteile sind durch eine Auffahrtsrampe für Grubenfahrzeuge getrennt. Figur 14 bildet den südlichen, Figur 13 den nördlichen Teil ab. Im südlichen Teil ist eine Diskordanz «2» feststellbar, die gegen Norden leicht ansteigt. Darüber sind die verfalteten und gestauchten Sedimente sichtbar. Überreste von Grundmoräne (= R in Fig. 14) sind am Südrand der Aufnahme erkennbar. Sie stellen verschleppte Relikte der Rotachewald-Grundmoräne dar.

Im nördlich anschliessenden Grubenteil (Fig. 13) bilden deltageschichtete Kiese und Sande die Fortsetzung der in ihrer Lagerung gestörten Sedimente.

Bei diesen im Dach der Münsingen-Schotter glazigen aufgestauchten und weiter nördlich deltageschichteten Sanden und Kiesen handelt es sich um Schmelzwassersedimente, die im Vorfeld des abschmelzenden Aaregletschers der letzten Vergletscherung abgelagert worden sind und bei einer nachträglichen lokalen Oszillation der Gletscherzunge bis auf die Höhe von Pfeil «Z» (Fig. 14) aufgestaucht wurden. Nördlich davon bildete sich am Rande des vorgestossenen Gletschers ein randlicher Stausee, in welchen das Delta geschüttet wurde.

In diesen Deltaschichten waren im Abbaustand Sommer 1970 augenfällige Sackungs- und Rutschungsstrukturen feststellbar. Sie sind möglicherweise darauf zurückzuführen, dass Gletschereis, das gegen das Aaretal hin als Stauer wirkte, allmählich abschmolz und den Deltaschichten den Halt entzog.

#### *Rotachewald-Grundmoräne*

Wie die geologische Kartenskizze (Fig. 12) zeigt, bedeckt in den Aufschlüssen bei der Mühle im Grabenthal, in der Grube bei Schönbrunnen S von Münsingen, bei Murachern und beim Schloss Kiesen die Rotachewald-Grundmoräne die Oberen Münsingen-Schotter (siehe Seite 32). Sie ist durchgehend als festgelagerte, charakteristische Grundmoräne ausgebildet, schwankt aber in der Mächtigkeit stark (0–6m). In der Kiesgrube N von Niederwichttrach sind nur die in Figur 14 mit «R» bezeichneten Relikte erhalten. In der Kiesgrube bei Schönbrunnen (Koord. 609.895/190.275) ist die lagemässige Beziehung Obere Münsingen-Schotter/Rotachewald-Grundmoräne erwähnenswert: in allen bekannten Aufschlüssen bildet der Kontakt eine lithologische Kontinuität. In Schönbrunnen ist deutlich erkennbar, wie der vorrückende Aaregletscher das Schottermaterial wannenförmig erodierte und die Grundmoräne diskordant zur Ablagerung kam (SCHLÜCHTER 1973b).

#### *Ablagerungen der tiefsten Terrasse (=Wichttrach-Schotter)*

Wie einleitend zu diesem Abschnitt erwähnt, zieht sich die tiefste Terrasse (Niederterrasse) von Rubigen–Kleinhöchstetten über Hunziken, dem unteren Dorfteil von Münsingen mit einem Ausläufer bis nach Kiesen. Nach der geologischen Kartierung von BECK & RUTSCH (1949) ist sie in ihrem nördlichen Teil aus Seeablagerungen zusammengesetzt, die durch den Autobahnbau aufgeschlossen worden sind (Seite 30).

In der Umgebung des Hunzikenguets N der Anstalt Münsingen vollzieht sich der fazielle Wechsel von den Sanden und Silten in die fein- bis grobkörnigen Kiesablagerungen. In diesen Kiesvorkommen waren früher mehrere Gruben angelegt worden, welche eine ausgiebige Kiesausbeutung ermöglichten. Heute sind diese Gruben schlecht aufgeschlossen; nur diejenige bei der Anstalt Münsingen erlaubt noch ein Studium der Kiesablagerungen.

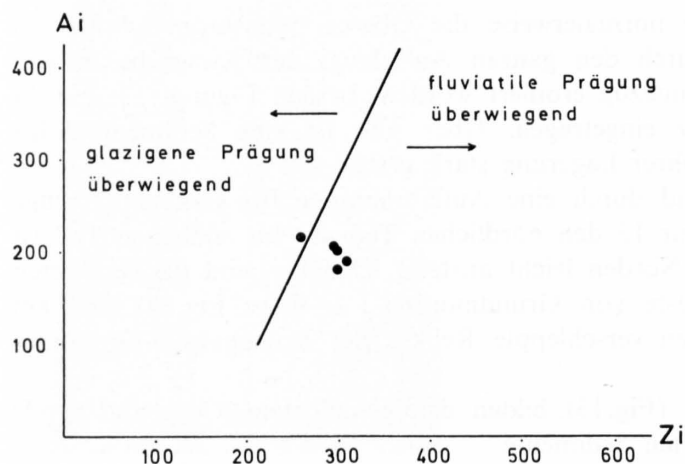


Fig. 15: Geröllmorphometrie der Wichttrach-Schotter (Kalkgerölle). – Ai = Abplattung, Zi = Zurundung.

Es handelt sich hier um gutgeschichteten, extrem korngrössenuniformen Kies (mittel- bis grobkörnig). Die Resultate der gerölmorphometrischen Vergleichsmessungen sind in Figur 15 dargestellt. Diese fünf Proben zeigen, dass die Streuung der Resultate wesentlich geringer ist als bei den Münsingen-Schottern s.l. Eine gewisse glazigene Prägung ist aber auch hier noch deutlich.

Geröllpetrologische Analysenpunkte fallen generell ins allgemeine Analysenfeld der Münsingen-Schotter s.l. (Fig. 7), was die petrologische Verwandtschaft der beiden Schotterkörper beweist. Diese Verwandtschaft heisst aber keineswegs Identität, denn:

- die Schotter der tiefsten Terrasse stehen nicht in direkter lithologischer Beziehung zu einer hangenden Grundmoräne,
- sie zeigen im Dach eindeutige Tendenzen zu Versandung und Verlandung,
- ihre Morphometrie und ihre Korngrössenzusammensetzung sind uniformer,
- der gefügemässige Aufbau ist einheitlicher.

Diese Kiesablagerungen der tiefsten Terrasse werden als Wichtrach-Schotter bezeichnet, wobei der Begriff Schotter hier als Flussablagerung im weitesten Sinne verwendet wird. Typuslokalität ist die Kiesgrube bei der Anstalt Münsingen.

Die Ablagerung der Wichtrach-Schotter fällt in die Abschmelzzeit des letzteiszeitlichen Aaregletschers. In diesem Sinne sind sie genetisch als Sandersedimente der späten «Würm»eiszeit oder als Rückzugsschotter (im Gegensatz zu den Münsingen-Schottern als Vorstosseschotter) zu bezeichnen.

Im Dach der Wichtrach-Schotter in der Kiesgrube bei der Anstalt Münsingen (Koord.: 608.425/192.330) konnte in autochthonen und syndementär leicht umgelagerten siltig-tonigen Sandlinsen folgende Fauna nachgewiesen werden:

Ostracoda:	<i>Vallonia pulchella</i> (O. F. MÜLLER)
<i>Candona neglecta</i> (SARS)	<i>Vallonia costata</i> (O. F. MÜLLER)
	<i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD
Gastropoda:	<i>Succinea elegans</i> RISSO
<i>Galba truncatula</i> (O. F. MÜLLER)	<i>Punctum pygmaeum</i> (DRAPARNAUD)
<i>Radix peregra ovata</i> (DRAPARNAUD)	<i>Nesovitrea (Perpolita) hammonis</i> (STROEM)
<i>Cochlicopa lubrica</i> (O. F. MÜLLER)	<i>Zonitoides nitidus</i> (O. F. MÜLLER)
<i>Vertigo pygmaea</i> (DRAPARNAUD)	<i>Euconulus fulvus</i> (O. F. MÜLLER)
<i>Abida secale</i> (DRAPARNAUD)	? <i>Clausilia dubia</i> DRAPARNAUD
? <i>Pupilla alpicola</i> CHARPENTIER	<i>Trichia plebeja</i> (DRAPARNAUD)

Die ökologisch-klimatische Ausdeutung der Münsingen-Fauna erlaubt leider keine weitreichenden Schlüsse. Es handelt sich um ein typisches Flussgeniste, das aus einer Zeit stammt, die klimatisch von der heutigen nicht wesentlich verschieden gewesen sein kann.

### Gebiet Bümberg–Thungschneit bei Heimberg

Im Aaretal nördlich des Thunersees verengt sich die drei bis vier Kilometer breite Schwemmlandebene der alten Kander (vor 1711) und der Zulg bei Uttigen auf weniger als einen halben Kilometer Breite. Hier schiebt sich der Riegel von Thungschneit westwärts ins Aaretal vor. In den grossen Zügen ist sein geologischer Bau einfach, erweist sich aber im einzelnen als komplex (SCHLÜCHTER 1972). Schwierig zu beantworten ist auch die Frage, weshalb gerade hier die quartären Lockersedimente an einer talgeschichtlich so exponierten Stelle in diesem Umfang erhalten geblieben sind; heute bildet der westliche Teil des Thungschneits einen ausgesprochenen Prallhang der Aare (vgl. Landeskarte der Schweiz, 1:25000, Blatt 1207 Thun).

## *Molasse*

Den Kern des Thungschneit-Talriegels bildet der Molasserücken Dornhalde–Winterhalde–Hubel. In Weg- und Bacheinschnitten stehen Nagelfluh und Sandstein an. Nach der Karte von BECK & RUTSCH (1949) gehören diese Ablagerungen stratigraphisch ins Burdigalien und tektonisch zur südlichen Umhüllung der Falkenfluh-Antiklinale. Das generelle Streichen der Molasse-schichten entspricht dem morphologischen Verlauf der Winterhaltenegg. Die Winterhaltenegg stellt wie das Oppligebärgli einen Molasse-Erosionsrest dar, der von der präsisseiszeitlichen Tiefenerosion im Aaretal verschont geblieben ist.

## *Quartär*

Westlich der sanften Geländemulde, die sich im Nord–Süd-Verlauf von Bäumberg bis zum Ägelmoos erstreckt, schliesst sich die aus quartären Lockergesteinen aufgebaute Längsrückenzone vom Thungschneit an. Der Steilabfall der Acherflue bildet die südliche Begrenzung; er setzt sich mehr oder weniger durchgehend in nordwestlichem Verlauf bis in den Thungschneitwald (Grauestei) fort. Hier erreicht der Quartäranteil des Riegels seine grösste Breite (ca. 950m). Von diesem westlichsten Punkt an bildet eine 25 bis 30m über die Talsohle ragende Terrasse die Begrenzung in nordöstlicher Richtung bis in den Chisewald, wo sie gegen die Rotache auf wenige Meter ausflacht und gegen das Ägelmoos ihre morphologische Prägnanz verliert. Die Ebene von Rohrmatt–Stockere westlich der Thungschneithügel bildet den südlichen Teil des Rotache-Schuttfächers, der sich im Strömungsschatten des Thungschneits westwärts vorbauen konnte.

## *Geomorphologie*

Zeigen die Oberflächenformen des Nagelfluh–Sandstein–Rückens eindeutig den generellen Verlauf des Molassestreichens (SW–NE), so verlaufen die morphologischen Achsen der Quartäroberfläche in nord–südlicher Richtung, sind also parallel zum heutigen Aaretal ausgerichtet. Die vier rundlichen Längsrücken sind bis jetzt als Drumlin kartiert worden.

Der Bau der Nationalstrasse Bern–Spiez (N6) hat die Westseite des Thungschneit-Hügelgebietes an zwei Stellen grossflächig aufgeschlossen und folgende Profile freigelegt (Fig. 1):

1. das Profil Thungschneit/Räbeli am südwestlichen Steilabfall unterhalb und nördlich der Acherflue (Fig. 24),
2. das Profil Grauestei am westlichsten Punkt des Thungschneitgebietes,
3. das Profil in der Kies-Entnahmestelle Bümberg/Chisewald, wo das Schottermaterial zum Autobahnbau entnommen worden ist.

Die lithostratigraphische Gliederung dieser drei Profile ist in meiner Diplomarbeit (SCHLÜCHTER 1972) eingehend dargestellt und wird im folgenden durch neue Untersuchungen ergänzt.

## *Schotter von Bümberg*

### *Allgemeines*

Im Bümberg, am Südende des Chisewaldes ist die von Grauestei gegen NNE sich hinziehende «Allgemeine Schotterterrasse» (BECK 1938) durch eine Kiesgrube aufgeschlossen. Hier sind die «Älteren Aaretalschotter» GERBERS und NUSSBAUMS eindeutig gliederbar: die fluvio-lakustrinen Schotter von Bümberg sind durch einen Verwitterungshorizont von den hangenden fluvio-glazialen Oberen Münsingen-Schottern getrennt. Wir bezeichnen als Schotter von Bümberg die im unteren Teil der Kiesgrube Bümberg/Chisewald aufgeschlossenen Deltaschotter mit ihren Übergusschichten (SCHLÜCHTER 1972, 1973a). Sie sind charakterisiert durch Lagerungsart und



Geröllbestand und im Hangenden durch einen Verwitterungshorizont begrenzt. Die Kiesgrube Bümberg/Chisewald gilt als «Typuslokalität» (Koord. 611.325/183.660). Inwiefern die am Südende des Räbeli-Aufschlusses sichtbaren alten Schotter zu den Schottern von Bümberg gezählt werden dürfen, wird weiter unten diskutiert.

### *Lithologie*

Im Aufschluss fallen die Schotter von Bümberg sofort durch ihre gute Schichtung, ihre braungraue Farbe und ihre, im Gegensatz zu den Münsingen-Schottern, feinere Korngrössenzusammensetzung auf. Jede einzelne Schicht stellt im Prinzip eine gradierte Abfolge dar, was im untersten Abschnitt (Deltaschichten) gut zu beobachten ist (Fig.16).

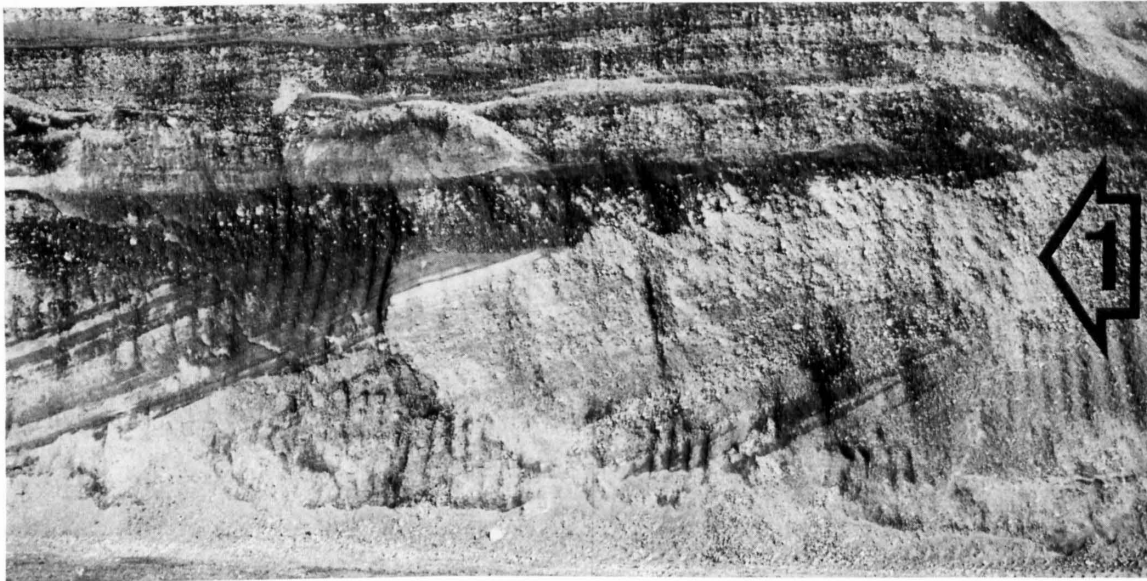


Fig.16: Schotter von Bümberg in der Kiesgrube Bümberg/Chisewald: unterer Teil der Schotter von Bümberg mit den nach NW einfallenden Deltaschichten; Schicht 1 zeigt, wie horizontal gelagerte Schichten in der Schüttungsrichtung in Deltaschichten übergehen (topset/foreset bedding).

Im Herbst 1970 war die grösste aufgeschlossene Mächtigkeit der Schotter von Bümberg zu beobachten; dabei konnte das folgende generelle Profil (Südostecke der Grube) aufgenommen werden (Numerierung von unten nach oben):

1. 8,00m mächtige Abfolge von schräggeschichteten, stark sandigen Deltaschottern und Sanden als gradierte Zyklen.
2. 12,00m horizontale Überguss-Schichten: stark sandige Schotter mit deutlicher Schichtung, wechsellagernd mit Sandlinsen und -lagen; im Aufschluss nach NW als Deltaschichten abtauchend. Auch in horizontaler Lagerung zeigen die Schichten meist Gradierung (Fig.16).
3. 4,00 bis 6,00m sandig-siltige Schotter, stark verwittert. Die Schichtung ist nicht mehr deutlich erkennbar. Der Porenraum ist von sandig-siltiger, humoser Matrix erfüllt.

Die lithologische Ausbildung der basalen Schotter im Räbeli-Profil entspricht jener von Schicht 1 im Bümberg. Im Räbeli sind die primär schräggeschichteten Ablagerungen nachträglich glazigen aufgestaucht, was eine muldenartige Schichtstellung bei N6-km 23,280 beweist. Es darf angenommen werden, dass die Schotter dem gleichen Deltakomplex angehören.

Wesentlichstes Unterscheidungsmerkmal zwischen den Schottern von Bümberg und den Münsingen-Schottern ist ihre geröllpetrologische Zusammensetzung. Bereits im Aufschluss ist der hohe Gehalt der Schotter von Bümberg an aufgearbeiteten Geröllen aus der bunten Molasse-



nagelfluh augenfällig. Die Figur 17 zeigt diesen Feldbefund in graphischer Darstellung. Jeder Analysenpunkt repräsentiert eine Probe von 100 ausgezählten Geröllen. In dieser graphischen Darstellung sind die dunklen, dichten Kalkgerölle, rote und grüne Kristallingerölle und die Quarzite als Hauptkomponenten mitberücksichtigt worden. Diese Darstellung zeigt die unterschiedliche geröllpetrographische Zusammensetzung der beiden Schotterkörper (Münsingen-Schotter und Schotter von Bümberg; keiner der Analysenpunkte der Schotter von Bümberg fällt ins Münsingen-Schotter-Analysenfeld). Die beiden im Diagramm sehr tief liegenden Analysenpunkte der Schotter von Bümberg stammen von Proben aus deren Dach, wo ein Grossteil der Kalkgerölle verwittert ist. Sie sind in diesem Sinne nicht für die gesamte Ablagerung repräsentativ.

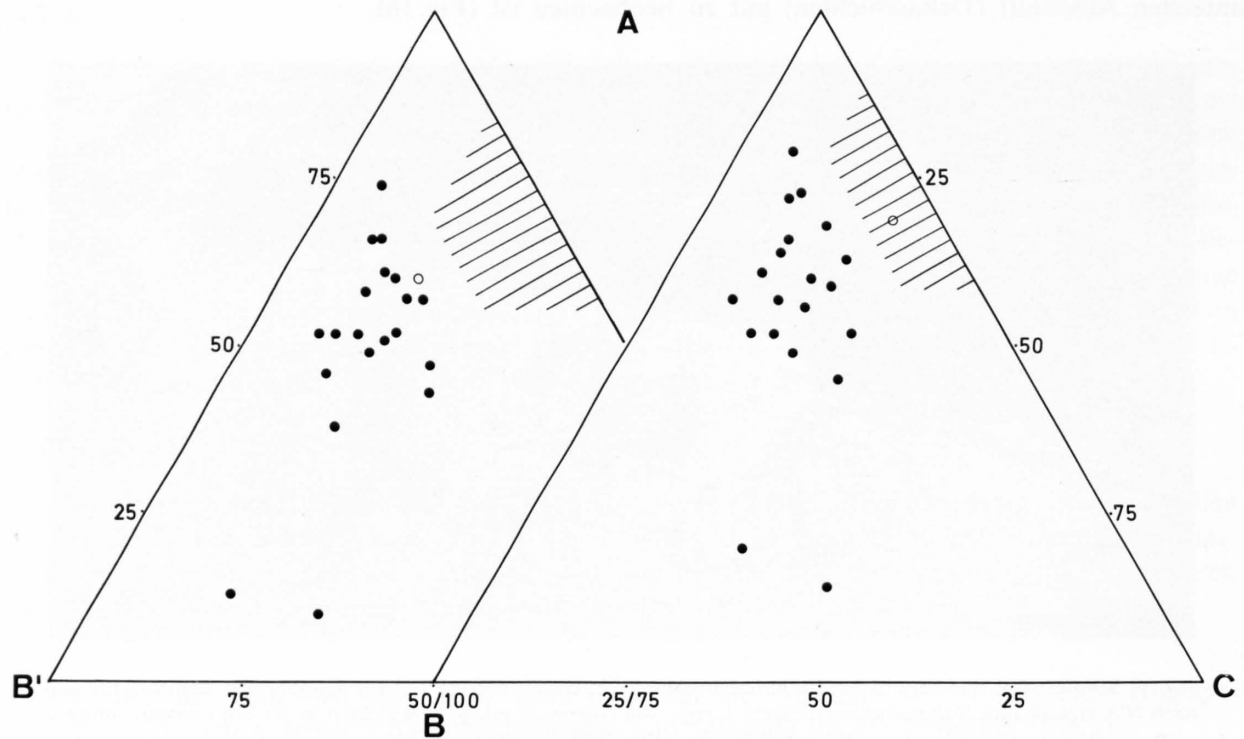


Fig. 17: Geröllpetrologische Zusammensetzung der Oberen Münsingen-Schotter (schraffierte Analysenfelder) und der Schotter von Bümberg (Punkte = aus der Kiesgrube Bümberg/Chisewald, Kreis = von der Basis des Räbeli-Profiles) im Diagramm A = Kalkgerölle, B = rote Kristallingerölle, B' = rote Kristallingerölle und Quarzite, C = helle und grüne Kristallingerölle.

Zum lithologischen Vergleich ist im Schotteraufschluss an der Basis des Räbeli-Profiles (Fig. 24) ebenfalls eine Geröllprobe ausgezählt worden. In der Darstellung in Figur 17 fällt der Analysenpunkt ins Feld der Münsingen-Schotter, unter Mitberücksichtigung der Quarzite dagegen ins Analysenfeld der Schotter von Bümberg. Diese Probe kann aber ebenfalls nicht als signifikant gelten, da im Räbeli-Profil die gesamte Mächtigkeit der «basalen Schotter» stark verwittert ist (die meisten Kristallingerölle sind vergrust, die Sandsteine und Kalkgerölle sind zerbrochen). Zwischen den beiden Schotteraufschlüssen besteht jedenfalls eine geröllpetrographische Verwandtschaft, die es wahrscheinlich macht, dass es sich um den gleichen Schotterkörper handelt.

Auf Grund des hohen Anteils an aufgearbeitetem Molassematerial möchte man annehmen, die Gerölle der Schotter von Bümberg würden gute Zurundungsindizes aufweisen. Die in Figur 18 dargestellten Resultate zeigen jedoch, dass das nicht der Fall ist: Die Wertepaare  $A_i/Z_i$  fallen in diesem Diagramm ins gleiche Wertefeld wie die Proben aus den fluvioglazialen Münsingen-Schottern. Nun sind jedoch zahlreiche Gerölle der Schotter von Bümberg bei ihrer Aufarbeitung aus der Molasse zerbrochen, auf ihrem erneuten Weitertransport wieder angerundet worden und somit können die erhaltenen Messwerte erklärt werden. Rund ein Drittel der Messwerte spricht

sogar für eine (zum Teil wenigstens) glazigene Prägung und Transport des Sedimentmaterials. Diese Frage soll im nächsten Kapitel nochmals gestreift werden.

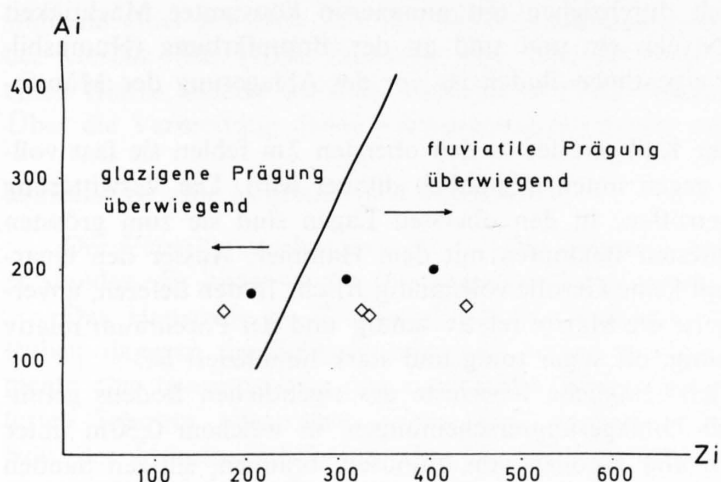


Fig. 18: Abplattungs(Ai)-/Zurundungs(Zi)-Diagramm: Geröllmorphometrie der Schotter von Bümberg. – Punkte = Kalkgerölle, Quadrate = Kristallingerölle.

### Fazies und Verbreitung

Die lithologische Gliederung der Schotter von Bümberg zeigt, dass es sich bei diesem Schotterkörper, zumindest in dessen unterstem Teil, um eine Deltabildung handelt (typisches Bild einer bottomset-/foreset-/topset-Schichtung). Auch die horizontalen Übergussschichten können dazugezählt werden, da sie nordwärts (Fig. 16) ebenfalls als Deltaschichten abtauchen. In ihrem unteren aufgeschlossenen Teil sind die Schotter von Bümberg als fluviolakustrine Deltaschotter zu bezeichnen, die graduell übergehen in horizontal geschichtete, dominierend fluviatil abgelagerte Schotter. Ebenfalls in den Profilen Grauestei und Räbeli ist der zyklisch gradierte Charakter der Schotter von Bümberg nachgewiesen. Im Räbeli-Profil tritt als Komplikation deren glazigene Stauchung hinzu.

Ausserhalb des Thungschneitgebiets sind die Schotter von Bümberg bis jetzt nicht nachgewiesen. Auch wenn sie zeitlich mit den Deltaschichten vom Raintal korrelierbar sind, so werden sie dennoch als selbständige lithostratigraphische Einheit ausgeschieden, zumal ihr Geröllbestand und ihre lithologische Ausbildung (Korngefüge) verschieden sind.

Es handelt sich bei den Deltaschichten vom Raintal, wie bei den Schottern von Bümberg, um Relikte von Deltas, die in ein stehendes Gewässer (= Aaretalsee?) geschüttet worden sind und die im Raintal und im Thungschneit den Sockel der aufgeschlossenen quartären Lockergesteine bilden.

### Beziehungen zum Liegenden und Hangenden

Das Liegende der Schotter von Bümberg ist nicht aufgeschlossen. Ob sie direkt auf der Molasse auflagern oder auf noch tiefer liegenden pleistozänen Sedimenten, kann nicht gesagt werden. Das Hangende bildet ein tiefgründiger Verwitterungshorizont (bis 7m). Er ist im Profil Bümberg augenfällig nachweisbar. Auch im Profil Räbeli war die Verwitterung im Dach der basalen Schotter deutlich, während im Profil Grauestei durch Erosion vor der Ablagerung der Oberen Münsingen-Schotter offenbar alle Verwitterungsspuren abgetragen worden sind.

### Verwitterungshorizont im Dach der Schotter von Bümberg

#### Allgemeines

Wie im vorangehenden Kapitel gezeigt, werden in der Kiesgrube Bümberg die «Älteren Aaretalschotter» GERBERS durch eine Tiefenverwitterungszone in die liegenden Schotter von Bümberg und die hangenden Münsingen-Schotter s.l. geteilt (SCHLÜCHTER 1973a).

## Lithologie

Die lithologische Basis des Verwitterungshorizontes bilden die Schotter von Bümberg. Die Verwitterungserscheinungen in ihrem Dach durchziehen mit annähernd konstanter Mächtigkeit den Aufschluss. Sie setzen im gleichen Niveau ein und sind an der Braunfärbung (Humusbildung) der siltigen Matrix erkennbar. Der eigentliche Boden ist vor der Ablagerung der Münsingen-Schotter s.l. abgetragen worden.

Am auffälligsten ist die Zersetzung der Kalkgerölle: in den obersten 2m fehlen sie fast vollständig, während ihre Verwitterungsrinde gegen unten allmählich dünner wird. Die Verwitterung hat auch die Kristallingerölle wirksam betroffen: in den obersten Lagen sind sie zum grössten Teil vergrust, andere zerfallen beim leichtesten Beklopfen mit dem Hammer. Ausser den Quarziten sind im verwitterten Bereich überhaupt keine Gerölle vollständig frisch. In den tieferen, unverwitterten Lagen der Schotter von Bümberg ist die Matrix relativ sandig und der Porenraum relativ gross, während sie im verwitterten Dach siltig, oft sogar tonig und stark humifiziert ist.

An einer einzigen Stelle wurden bis jetzt fragliche Überreste des eigentlichen Bodens gefunden: ein lokal eng begrenzter Bereich mit Umlagerungserscheinungen, in welchem 0,50m unter dem Dach der verwitterten Partien Linsen und Knollen von humosen, braunen, siltigen Sanden und vielen Wurzelresten und Eisenkonkretionen in die verwitterten Schotter eingebettet waren. Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen an Quarzkörnchen aus den fraglichen Bodenresten ergeben folgende milieutypische kleinmorphologische Merkmale:

Zwei Körnchen weisen interpretierbare Oberflächenbilder auf:

1. Fig. 19 zeigt die Oberfläche eines Quarzkörnchens mit typischer Längsstriemung, entstanden bei glazigenem Transport.
2. Fig. 20 zeigt eine Quarzkornoberfläche mit typischen Ätzpolygonen, entstanden bei chemischer Verwitterung.

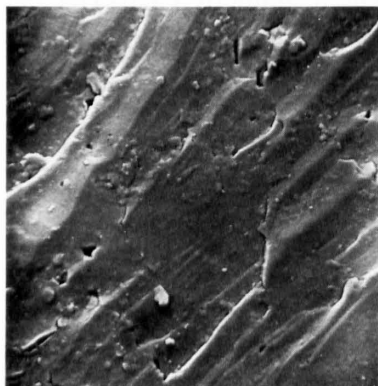


Fig. 19

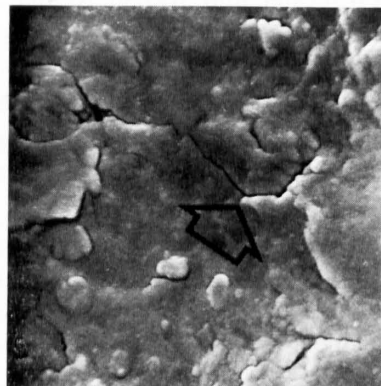


Fig. 20

Fig. 19: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme einer Quarzkornoberfläche aus dem Verwitterungshorizont im Dach der Schotter von Bümberg (Kiesgrube Bümberg/Chisewald): typische Längsstriemung, entstanden bei glazigenem Transport (Vergr. ca. 1000  $\times$ , Aufnahme F. Zweili).

Fig. 20: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme einer Quarzkornoberfläche aus dem Verwitterungshorizont im Dach der Schotter von Bümberg (Kiesgrube Bümberg/Chisewald): Ätzpolygon (Pfeil), entstanden bei chemischer Verwitterung (Vergr. ca. 4000  $\times$ , Aufnahme F. Zweili).

Das Vorhandensein dieser beiden Quarzkorntypen bestätigt das aus der Pollen- und Faziesanalyse der fraglichen Bodenüberreste gewonnene Bild: die pollenanalytischen Untersuchungen durch Fräulein Dr. V. Markgraf (mündliche Mitteilung) hat eine spärliche Ausbeute an Pollen ergeben, die auf ein kaltes, schlechtes Klima hinweisen. Bereits im vorangehenden Kapitel wurde darauf hingewiesen, dass bei der Ablagerung der Schotter von Bümberg eine glaziale Beeinflussung nicht ausgeschlossen werden kann (Ai/Zi-Diagramm, Fig. 18).

Die gleichen pedologischen Evidenzen wie im Profil Bümberg finden wir im Profil Räbéli im Dach der Schotter von Bümberg. Auch dort sind sie tiefgründig und stark verwittert (die meisten Gerölle sind zerbrochen). Dabei kann zusätzlich beobachtet werden, wie in die verwitterten, zerbrochenen Gerölle feinsiltiger Schlamm von oben eingeschwemmt worden ist, eine Erscheinung, die offenbar mit der Ablagerung der hangenden Schlammoräne im Zusammenhang steht. Die Gerölle sind vor dem Einschwemmen des Schlammüberzuges zerbrochen und waren somit auch bereits verwittert.

### *Fazies und Verbreitung*

Dieser Verwitterungshorizont zeigt, dass die Schotter von Bümberg nach ihrer Ablagerung während einer gewissen Zeit der Verwitterung ausgesetzt waren und eine tiefgründige Zersetzung der Gerölle (im Profil Bümberg von 7m) erfuhr. Der Verwitterungshorizont repräsentiert einen Hiatus, dessen zeitlicher Umfang im Profil Bümberg beträchtlicher ist als im Profil Räbeli. Über die Verbreitung dieses Verwitterungshorizontes orientiert Tafel I.

### *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Der Verwitterungshorizont ist auf den liegenden Schottern von Bümberg durch Verwitterung entstanden. Er bildet in der lithologischen Folge deren Dach.

Das Hangende im Bümberg-Profil ist die Basisgroblage der Oberen Münsingen-Schotter; im Räbeli dagegen die Schlammoräne. In beiden Profilen muss vor Ablagerung der Hangendsedimente eine Erosionsphase den eigentlichen Boden und die obersten Lagen der tiefgründig verwitterten Schotter abgetragen haben. Erst nachher setzte die Sedimentation der Schlammoräne bzw. der Münsingen-Schotter ein. Die zeitliche Dauer der Schichtlücke zwischen der Verwitterungszone und der Sedimentation der hangenden Ablagerungen ist unbekannt (vgl. Interpretation auf Taf. I).

Welcher Anteil der Schotter von Bümberg vor dem Einsetzen der Ablagerung der Oberen Münsingen-Schotter abgetragen wurde, kann durch die Mächtigkeit der Basisgroblage der Münsingen-Schotter geschätzt werden, da das gesamte Grobmaterial (gerundete Blöcke von 20 bis 40cm Durchmesser) einen Erosionsrest der abgetragenen Schotter von Bümberg darstellt. Die bis 50cm mächtige Basisgroblage entspricht angenähert etwa drei bis vier Meter erodierten, ausgewaschenen Schottern von Bümberg.

### *Seetone im Auwald*

Im Thungschneit/Räbeli-Profil war von N6-km 23,170 bis 23,178 eine Linse von graublauen, siltigen, feingeschichteten Tönen aufgeschlossen, die hier vorläufig als Seetone im Auwald bezeichnet werden. Ihre lithostratigraphische Stellung ist jedoch aus weiteren Aufschlüssen nicht bekannt. Es kann sich um Äquivalente der von BECK (1938: 191) erwähnten Seetone handeln, die im Aarebett wenig oberhalb Thungschneit und in Sondierbohrungen für das Wasserwerk Bern in der gleichen Gegend beschrieben sind. Aus den gleichen Ablagerungen erwähnt BECK (1938) Funde von Anodonten.

Für eine grössere Ausdehnung der Seetone im Auwald westwärts im übertieften Aaretal sprechen einerseits die geoelektrischen Sondierungen für den Autobahnbau, andererseits die Sondierbohrungen für das Wasserwerk Bern (BECK 1938; siehe auch: Grundwasseruntersuchungen für das Aaretalwerk 2 der Stadt Bern: Bericht Juni 1968: Seite 7, Querprofile 3 und 4). – Es ist möglich, dass es sich bei diesen stark gepressten Seetonen um zeitliche und beckenwärts abgelagerte Äquivalente des Deltas der Schotter von Bümberg handelt.

Das Liegende der Seetone im Auwald ist nicht bekannt; ebenso ist ihr direkter Zusammenhang mit den Schottern von Bümberg nicht nachgewiesen. Im Hangenden liegt der wahrscheinlich wesentlich jüngere Kies-Sand-Komplex. Inwieweit die Seetone im Auwald im Räbeli-Profil glazigen aufgetaucht sind, kann bei den gegebenen Aufschlussverhältnissen nicht beurteilt werden. Die von BECK (loc. cit.) zusammengestellten Profile sprechen eher gegen eine glazigene Lagerungsstörung.

### *Kies-Sand-Komplex im Räbeli*

#### *Allgemeines*

Die hangende Umhüllung der im vorangehenden Kapitel besprochenen Seetone im Auwald bildet im Thungschneit/Räbeli-Aufschluss von N6-km 23,150 bis 23,205 eine Abfolge grauer,



geschichteter Sande und Kiese. Sie sind in ihrer gesamten Mächtigkeit stark glazigen gestaucht. Diese Kiese und Sande werden hier vorläufig als selbständige lithostratigraphische Einheit ausgetrennt und ihres komplizierten Aufbaues wegen als Kies-Sand-Komplex im Räbéli bezeichnet.

### *Lithologie*

Die Abfolge beginnt mit einer ca. 2m mächtigen Mittel- bis Grobkiesschicht mit einzelnen grösseren Geröllen (bis 20cm Ø). Die Gerölle sind durchwegs schlecht gerundet (angerundet). Ebenso fehlt eine sandige Matrix. In der geröllpetrographischen Zusammensetzung überwiegen die Sedimente (dichte Kalke und Sandsteine) deutlich über Kristallingerölle und Quarzite. Die Zusammensetzung ist also von jener der Schotter von Bümberg verschieden, und es muss dafür herkunftsmässig eine andere Materialbelieferung angenommen werden als für die liegenden Schotter von Bümberg.

Die basalen Kieslagen des Kies-Sand-Komplexes sind glazigen stark verfaltet (Fig.21 und 22). Es ist auffallend, wie stark die einzelnen Lagen verbogen sind, ohne dass die ursprüngliche Schichtstruktur vollständig gestört ist. Deutlich zeigt die Einregelung der Längsachsen der plattigen Gerölle den Faltenverlauf. Man beachte dabei die relativ kurzen und steilen Nordschenkel der Falten und die längeren, flachen Südschenkel.

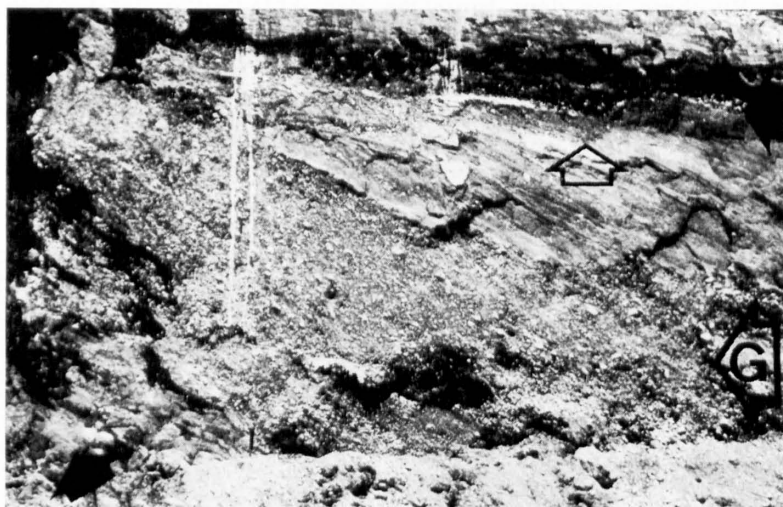


Fig. 21: Der Kies-Sand-Komplex im Räbéli: keilartige Lagerung des Komplexes (ausgefüllte Pfeile) in der umhüllenden Schlammoräne. Die geschleppte Deckschicht (0,30–0,50 m mächtig) ist durch die beiden nichtausgefüllten Pfeile markiert. Pfeil G zeigt in der Bewegungsrichtung des Gletschers.



Fig. 22: Der Kies-Sand-Komplex im Räbéli: Detail aus der verfalteten (gestauchten) Abfolge von Schotter und Sand. Pfeil = Bewegungsrichtung des Gletschers.

Über den basalen 2m Kies folgt ca. 1,50m blaugrauer Grobsand. Hier ist die ursprüngliche Schichtung trotz der intensiven Lagerungsstörung gut erhalten. Einige wenige siltige Feinsandlagen durchziehen die Sande. Diese zeigen besonders deutlich die Strukturstörungen (Fig.21). Den ausgeprägten Verfaltungen in den liegenden Kieslagen entsprechen z.T. Bruchstrukturen in den hangenden sandigen Partien. Das Dach des Komplexes bildet eine maximal 50cm mächtige «geschleppte» Deckschicht. Figur 21 zeigt dieses ausgewalzte Band deutlich, das über die liegenden Sande wegstreicht. Es dürfte sich dabei um eine Sand-Kies-Lage handeln, die aktiv vom überfahrenden Gletscher ausgewalzt wurde.

### *Fazies und Verbreitung*

Geröllform und -zurundung zeigen, dass es sich beim Kies-Sand-Komplex im Räbéli um eine Schmelzwasserablagerung mit stark glaziger Prägung handelt. Dieses Sediment ist unmittel-



telbar im Vorfeld des Gletschers, vielleicht sogar subglazial entstanden und nachträglich beim weiteren Vorrücken des Gletschers aufgestaucht worden.

Auffallend und bezeichnend ist zusätzlich der schollenartige Aufbau des Komplexes. Diese räumliche Anordnung legt die Vermutung nahe, dass der Kies-Sand-Komplex als Ganzes vom Gletscher aufgestaucht oder durch Überlagerungsdruck in das hangende, noch unverfestigte Schlammoränenmaterial gepresst wurde. Dass nach der Platznahme des Komplexes noch eine Bewegung des Gletschers stattgefunden hat, beweist die geschleppte Deckschicht. Figur 21 zeigt, wie das Nordende des Komplexes stirnartig in der hangenden Schlammoräne steckt, was dahin interpretiert wird, dass das Kies-Sand-Material aktiv emporgepresst wurde.

Beim Kies-Sand-Komplex handelt es sich um eine lokale Erscheinung, die nur aus dem Profil Thungschneit/Räbeli bekannt ist.

### *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Das unmittelbar Liegende des Kies-Sand-Komplexes ist nicht bekannt. Im weiteren Sinne können jedoch die am Südende des Räbeli-Aufschlusses anstehenden Schotter von Bümberg einerseits, die Seetone im Auwald andererseits aufgefasst werden. Der direkte Kontakt mit den Schottern von Bümberg war jedoch nicht aufgeschlossen.

Das Hangende bildet die mächtige, festgelagerte Raintal-Schlammoräne. Es ist durchaus möglich, dass zwischen dem Kies-Sand-Komplex und dem hangenden Moränenmaterial ein primärer sedimentgenetischer Zusammenhang besteht und dass die intensive glazigene Aufstauchung der Kiese und Sande erst später bei grösserer Eisbedeckung (Druckwirkung!) und erneuter Eisbewegung stattfand. Der Kies-Sand-Komplex kann als Vorstossschotter im weitesten Sinne klassifiziert werden – in diesem Falle ein vom Gletscher überfahrener «Sander» aus der Zeit des allgemeinen Vorrückens des Aaregletschers. Die chronostratigraphische Frage wird in Abschnitt 4 und 5 behandelt.

### *Raintal-Schlammoräne*

#### *Allgemeines*

Bereits auf Seite 19 wurde die Schlammoräne beschrieben, und in Kapitel 3 werde ich nochmals auf diese Ablagerung zu sprechen kommen. Hier sei jedoch das, was zum Verständnis des Gesamtprofils Thungschneit/Räbeli wichtig ist, kurz zusammengestellt. BECK (1938: 174) hat für das Thungschneit/Räbeli-Profil erstmals den Begriff «Schlammoräne» geprägt und ihn auf die hier beschriebenen Ablagerungen angewendet.

#### *Lithologie*

Zusammenstellung der wichtigsten Eigenschaften der Schlammoräne (zur Illustration des Gesamtprofils des Aufschlusses vgl. Fig. 23, 24 und 26):

- charakteristische graublaue Farbe, homogener Aspekt mit einigen wenigen eingelagerten erratischen Blöcken (bis 0,40m Ø) und vereinzelt Geröllen;
- Anschein von uniformer Korngrößenverteilung (sandig-tonige Silte); in Wirklichkeit jedoch schlechte Sortierung;
- äusserst feste Lagerung;
- sedimentogene Strukturen und Schichtung fehlen. Seltene Geröllschnüre sind oft schlierenartig verbogen; ob es sich dabei um synsedimentäre Bewegungsvorgänge oder um glaziale Stauchungen handelt, ist nicht mehr feststellbar (vgl. dazu: HANSEN, PORTER, HALL & HILLS 1961: 1416–1418);
- vereinzelt Gerölle sind auffallend gut gerundet und poliert, praktisch alle sind geritzt;
- der Blockhorizont durchzieht als Dach den ganzen Aufschluss.



Fig. 23: Der Râbéli-Aufschluss im Bereich der Stützmauer: Raintal-Schlammoräne mit Blockhorizont im Dach, darüber Thungschneit-Seetone. – H = 7 m, P. = N6-km 23,080 ab Bern.

Im Autobahnlabor in Bern sind von Proben aus den Bohrungen S36, S37, S39 und S41 Korngrössenanalysen ausgeführt worden. Die Resultate sind in Figur 25 wiedergegeben. Nach der Korngrössenklassifikation von FÜCHTBAUER (1959) handelt es sich um sandige bis tonige Silte mit vereinzelt Geröllen und Blöcken.

Ein maximal 2m mächtiger Blockhorizont bildet das Dach der Raintal-Schlammoräne; es handelt sich um eine Anhäufung von erratischem Blockschutt, der in der Matrix der Schlammmoräne «eingebacken» ist. Darüber folgen die geschichteten und fossilführenden Thungschneit-Seetone; somit wird der Blockhorizont zum Abschluss der glazialen Abfolge (SCHLÜCHTER 1972).

### *Fazies und Verbreitung*

Ein Moränensediment beweist die Existenz einer Vergletscherung. Ist die betreffende Ablagerung jedoch so mächtig wie im Falle der Raintal-Schlammoräne im Thungschneit-Profil (ca. min. 10m), so darf daraus auf die lange zeitliche Dauer der Vergletscherung oder auf die grosse Eismächtigkeit (oder auf beides) geschlossen werden. Wahrscheinlich muss für die Bildung der Schlammmoräne beides verantwortlich gemacht werden. Durch Aufschlüsse ist die Raintal-Schlammmoräne aus dem Raintal bei Kleinhöchstetten (Typuslokalität) und dem Thungschneit bekannt.

### *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Am Süden des Autobahnaufschlusses Râbéli bilden die tiefgründig verwitterten Schotter von Bümberg ab N6-km 23,285 das Liegende der Raintal-Schlammoräne. Der Kontakt ist erosiv, da vor der Ablagerung des Moränenmaterials das Dach der Schotter mit dem eigentlichen Bodenhorizont erodiert worden ist. An einer Stelle konnte beobachtet werden, wie Knollen von Schottermaterial in das Moränenmaterial aufgearbeitet worden sind. Von N6-km 23,150 an bildet der Kies-Sand-Komplex das Liegende. Der Kontakt war wahrscheinlich der einer primären Sedimentationskontinuität (Vorstoss-Sediment mit nachträglicher Überlagerung durch «Grundmoräne»), die nachträglich durch glazigene Aufstauchung überprägt und betont wurde. In den weiteren Bereichen des Aufschlusses ist das Liegende nicht bekannt (Fig. 24).

Das Hangende bilden durch den ganzen Aufschluss die Thungschneit-Seetone. Sie entwickeln sich über dem Blockhorizont aus der ungeschichteten Matrix der Schlammmoräne und des Blockhorizontes ohne Schichtlücke.

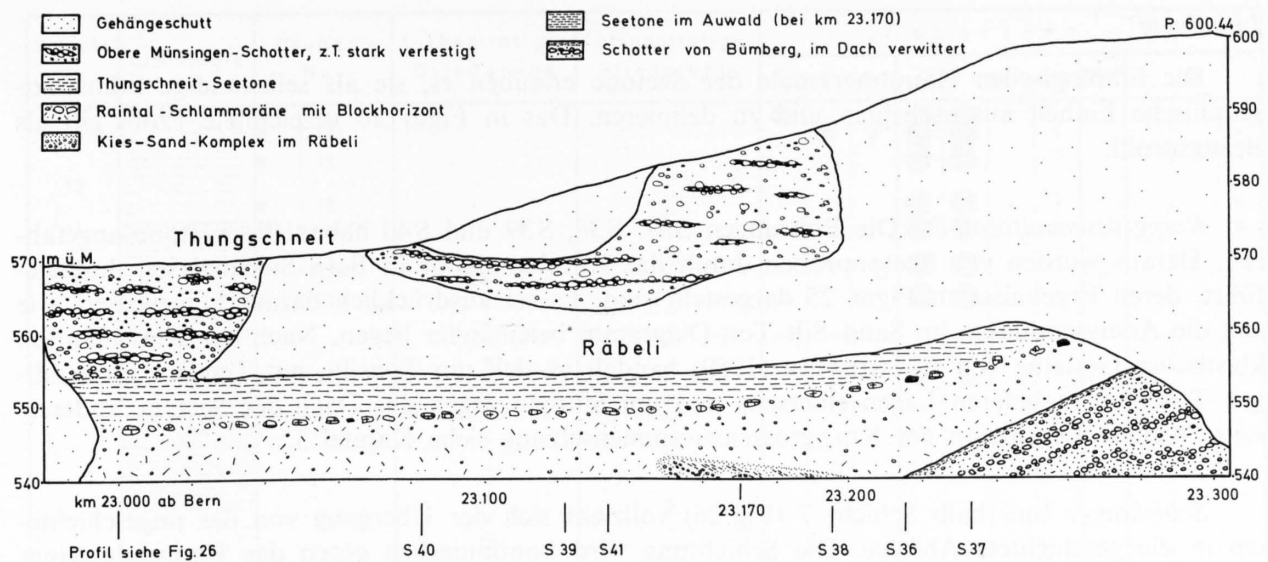


Fig. 24: Autobahnaufschluss Thungschneit/Räbeli im Bereiche der Stützmauer, in eine Ebene projiziert. – S 36–S 41 = Sondierbohrungen des Autobahnamtes.

### Thungschneit-Seetone

#### Allgemeines

Seit den Arbeiten von BACHMANN (1867, 1870), BECK (1938) und BECK & RUTSCH (1958) gehört das Thungschneit/Räbeli-Profil, namentlich dessen fossilführende Seetone, zu den Standardprofilen der Aaretal-Quartärstratigraphie. Durch die Autobahnarbeiten wurden die fossilreichen Seeablagerungen wiederum angeschnitten.

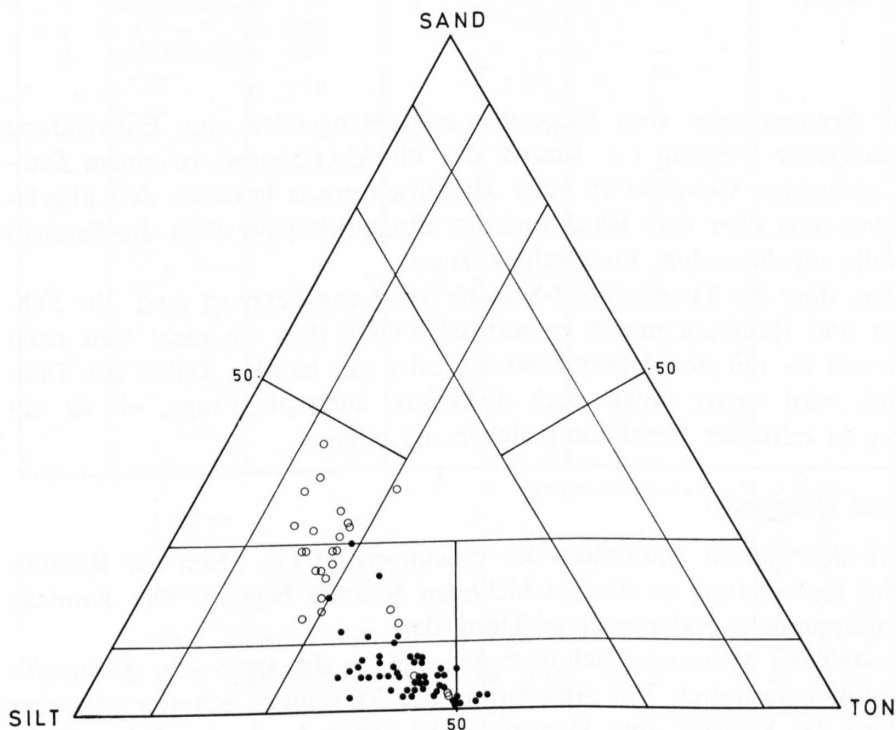


Fig. 25: Darstellung der Korngrössenzusammensetzung der Raintal-Schlammoräne im Räbeli-Profil (Kreise) und der Thungschneit-Seetone (Punkte) im Sand-Silt-Ton-Diagramm nach FÜCHTBAUER.

## *Lithologie*

Die lithologischen Hauptmerkmale der Seetone erlauben es, sie als selbständige lithostratigraphische Einheit auszuscheiden und zu definieren. Das in Figur 26 gezeichnete Profil gilt als Bezugsprofil.

*Korngrößenuniformität:* Die Bohrungen S37, S38, S39 und S40 haben die Seetone angefahren. Daraus wurden von Seetonproben durch das Autobahnlabor in Bern Siebanalysen durchgeführt, deren Ergebnisse in Figur 25 dargestellt sind. Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, wie eng die Analysenpunkte im Sand-Silt-Ton-Diagramm beieinander liegen. Nach der Klassifikation klastischer Gesteine von FÜCHTBAUER (1959) handelt es sich um Tonsilte mit Tendenz zu sandigen Tonsilten in tieferen Lagen einerseits und um Silttone gegen das Dach der Seetone andererseits. Weitere Diskussion der Korngrössenzusammensetzung siehe Kapitel 3.

*Schichtung:* Innerhalb Schicht 7 (Fig. 26) vollzieht sich der Übergang von der ungeschichteten in die geschichtete Abfolge. Die Schichtung wird kontinuierlich gegen das Hangende feiner und erreicht in den Schichten 11 und 12 (Fig. 26) die feinste Laminierung (mm-Bereich). Die Schichtflächen sind besonders im oberen Teil durch organischen Feindetritus (Pflanzenhäcksel, Gastropodendeckel und -schalentrümmer, Ostrakodenschill) gekennzeichnet. In Schicht 13 verlaufen die Schichtgrenzen wellenförmig, offensichtlich eine Druckwirkung der hangenden Oberen Münsingen-Schotter.

*Bioturbation:* Die Feinschichtung der Schichten 10 und 12 (Fig. 26) ist zu einem grossen Teil bioturbat gestört. Wühlgänge, deren Rand durch Fe-Konkretionen verstärkt ist, durchziehen das Sediment in allen Richtungen. Im Bereiche intensiver bioturbater Gefügestörungen sind auf den Schichtflächen oft Anreicherungen von «Eisensandknöllchen» zu finden. Diese Konkretionen erreichen Durchmesser von 1–2 bis 12 mm. In der Anwitterung geben sie dem sonst blaugrauen Sediment einen bräunlichen Aspekt.

## *Fazies und Verbreitung*

Die Sedimentabfolge der Seetone zeigt vom Liegenden zum Hangenden eine Entwicklung von einer Ablagerung mit glazigener Prägung (= Matrix des Blockhorizontes) zu einem Sediment, das in einem ruhigen, stehenden Gewässer in einer klimatisch etwas besseren Zeit abgelagert worden ist. Die Schichtung setzt über dem Blockhorizont allmählich (zuerst im dm-Bereich) ein und wird dann bei ebenfalls zunehmendem Fossilgehalt feiner.

Es ist nicht ausgeschlossen, dass die Thungschneit-Seetone lokal eng begrenzt sind. Ihr Fehlen in den Profilen Grauestei und Büemberg macht es wahrscheinlich, dass sie nicht weit nach Norden gereicht haben. Inwieweit sie mit den Jaberg-Seetonen oder mit basalen Teilen des Thalgut-Deltas zu korrelieren sind, wird weiter unten noch diskutiert, auch die Frage, ob sie mit dem Lehmager von Heimberg in zeitlicher Verbindung stehen, ist offen.

## *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Das Liegende bildet über den ganzen Aufschluss der Blockhorizont (= Dach der Raintal-Schlammoräne), über dem die Entwicklung in die geschichteten Seetone beginnt. Der Kontakt zum Liegenden stellt eine kontinuierliche Sedimententwicklung dar.

Das Hangende bilden die Oberen Münsingen-Schotter. Sie sind an der Basis sehr grobgeröllig (Steine bis 0,15 m Ø) und stark verfestigt. Vor Ablagerung der Münsingen-Schotter ist sicher Seetonmaterial erodiert worden; der Kontakt zum Hangenden ist somit durch eine Schichtlücke markiert, die sich auch im Pollenprofil widerspiegelt (mündliche Mitteilung von Frau V. Markgraf).





## Fossilfunde

BACHMANN (1870) erwähnt vom Thungschneit folgende Fossilien: *Limnaeus*, *Planorbis*, *Helix*, pflanzliche Reste (*Potamogeton*) und massenhaft Gastropodendeckel. Er erwähnt auch das Vorkommen von gepresstem Holz («Laden»). Als neu gefundene Fossilien kommen hinzu:

### Pflanzliche Reste:

*Acer*  
*Abies*  
*Alnus*  
*Heracleum* (Samen)  
*Betula* (Samen)  
Moosreste  
Chara-Oogonien: *Chara* cf. *hispida*  
*Chara* cf. *vulgaris*  
*Tolypella* sp.

### Ostracoda:

*Limnocythere sanctipatricii* (BRADY & ROBERTSON 1869)  
*Candona neglecta* (SARS 1887)  
*Ilyocypris bradyi* (SARS 1890)  
*Herpetocypris reptans* (BAIRD 1835)

### Pelecypoda:

*Unio* sp.

### Gastropoda:

*Valvata* sp.  
*Valvata* (*Lincinna*) *piscinalis piscinalis* (O. F. MÜLLER)  
Deckel von *Bithynia tentaculata* (L.)

Diese Fossilfunde erlauben folgende Schlüsse über die Ablagerungsbedingungen zur Zeit der Sedimentation der Thungschneit-Seetone:

Zu den Chara-Oogonien bemerkt Herr Prof. K. Maedler (Brief vom 31.5.1972), dass im Quartär allgemein schon die rezenten Charophyten-Arten vorkommen, die sich wohl nach vegetativen Merkmalen unterscheiden, jedoch stratigraphisch nicht weiter verwendet werden können.

*Ostracoda*: Wertvolle ökologische Hinweise liefert die Bestimmung der Ostrakodenfauna. Über ihre Verbreitung im Profil orientiert Figur 26. Zu den Bestimmungen schreibt Herr Dr. Oertli in seinem Brief vom 6.5.1972:

«Die Artenzusammensetzung ist ausserordentlich uniform, und zwar machen *Limnocythere sanctipatricii* und *Candona neglecta* je etwa 50% der Assoziation aus, wobei *Herpetocypris reptans* und *Ilyocypris bradyi* nur fragmentarisch auftreten». «Alle vier Arten sind aus pleistozänen bis rezenten Ablagerungen wohl bekannt. *H. reptans* und *L. sanctipatricii* sind typische Schlammgrundbewohner und leben heute meist in seichten, stehenden Gewässern. *I. bradyi* ist eine typische Quellwasserform und kälteliebend, wenn auch nicht streng stenotherm. *C. neglecta* ist vor allem als stenotherme Kaltwasserform bekannt.» – Herr Dr. Oertli schreibt weiter zum Erhaltungszustand der Fossilien: «Das Material, d.h. die Ostracoden, sind ausserordentlich zerbrechlich; auch unter den adulten Formen sind ganze Schälchen ziemlich selten. Man erhält den Eindruck eines zwar günstigen Lebensbiotopes, doch von „akutem Karbonatmangel“.»

*Pollenanalyse* (nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. Welten und Frau Dr. Markgraf): Der Pollengehalt der Schlammoräne bis hinauf in den Blockhorizont und die untersten Lagen der Seetone (vgl. Fig. 26) weist auf die Vegetation einer ausklingenden Vereisung hin (frühes Spätglazial). Für den Blockhorizont unterstützt diese palynologische Aussage die geologischen Befunde in überzeugender Weise. In den Seetonen widerspiegelt sich im Pollenprofil eine Entwicklung zu einer vegetationsmässig besseren Zeit hin: vorübergehend Eichenmischwald mit Hagebuche und dem nachträglichen Auftreten von Weisstanne. Nach Ausführungen von Herrn Prof. Welten handelt es sich um eine interglaziale und nicht um eine interstadiale Vegetationsentwicklung.

Wenn man das aus der Pollenanalyse gewonnene klimatische Bild jenem der Ostrakodenfauna gegenüberstellt, so besteht kein Widerspruch: beide Aussagen deuten auf eine langsam zunehmende Klimaverbesserung, d.h. sie zeigen eine spätglaziale bis früh-interglaziale Entwicklung. Es ist durchaus möglich, dass das Becken, in welchem die Thungschneit-Seetone zur Ablagerung kamen, noch eine gewisse Zeit unter kaltem Schmelzwassereinfluss gestanden ist und somit die reiche Entwicklung der eher kälteliebenden Ostrakoden ermöglichte. Die Ostrakodenfauna beweist, dass die Thungschneit-Seetone unter äusserst ruhigen Sedimentationsbedingungen entstehen konnten, was auch auf ein Becken mit nicht allzu grosser Ausdehnung schliessen lässt.

## Allgemeines

Bereits STUDER (1825) waren die mächtigen, verfestigten Schotter der Acherflue nordwestlich Heimberg aufgefallen; er bezeichnet sie als Schuttmassen vom Thungschneit. Ihre Entstehung wurde im Laufe der Erforschung des Aaretalquartärs mehrmals anders interpretiert (KOCH 1826, BACHMANN 1867 und 1870, GERBER 1915, BECK & RUTSCH 1958).

Die guten Aufschlussverhältnisse, namentlich in der Kiesgrube Bümberg/Chisewald, haben erlaubt, diese im Aaretal weitverbreiteten und als selbständige lithostratigraphische Einheit ausgetrennten Schotter genau zu definieren. Sie werden in Anlehnung an frühere Arbeiten (BECK 1938 und BECK & RUTSCH 1958) als Münsingen-Schotter s.l. bezeichnet. Im folgenden wird im wesentlichen auf meine Diplomarbeit Bezug genommen; ich beschränke mich hier auf eine generelle Definition und eine kurze Charakteristik der lokalen lithologischen Kennzeichen.

Die Oberen Münsingen-Schotter im Aaretal zwischen Bern und Thun sind Vorstossschotter der letzten Hauptvergletscherung (II. glaziale Phase der «Würm»eiszeit) und sind durch eine bestimmte Geröllzusammensetzung (für das Thungschneitgebiet siehe Fig.17) sowie durch ihren lithologischen Zusammenhang mit dem hangenden Moränenmaterial charakterisiert (Rotachewald-Grundmoräne).

## Lithologie

Als massgebendes Charakteristikum der Münsingen-Schotter gilt ihre geröllpetrographische Zusammensetzung. Eine genaue Analyse führte im Bümberg/Chisewald-Profil zur Gliederung der Älteren Aaretalschotter GERBERS (1915) in eine ältere und jüngere Aufschotterungsfolge. In Figur 17 sind die Resultate der geröllpetrographischen Auszählungen dargestellt. Dabei wurden alle Proben im Gebiet Thungschneit mitberücksichtigt.

Als zweites wichtiges Charakteristikum gilt die Gerölmorphometrie. Die profilmässige Darstellung der gerölmorphometrischen Untersuchungen erlaubte die Definition der Oberen Münsingen-Schotter als fluvioglaziale Vorstossschotter (MADER 1971, SCHLÜCHTER 1972, 1973a). Weitere analoge Messungen in der Kiesgrube Bümberg haben zur Vervollständigung der diesbezüglichen Resultate beigetragen. In Figur 27 ist ein Ai/Zi-Diagramm dargestellt, das diese Resultate zusammenfasst.

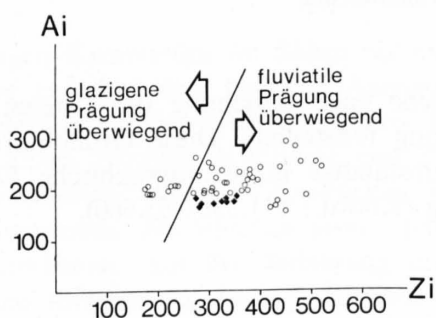


Fig. 27: Gerölmorphometrie der Oberen Münsingen-Schotter im Gebiet Bümberg-Thungschneit.  
Kreise = Kalkgerölle, Quadrate = Kristallingerölle, Ai = Abplattung, Zi = Zurundung.

Nach MADER (1971) gehört zur weiteren Charakterisierung eines Vorstossschotters die Ausbildung einer Basisgrobblage. Eine solche ist im Bümberg/Chisewald-Profil typisch ausgebildet, wo sie als Auswaschungsrelikt der liegenden Schotter von Bümberg gedeutet werden kann. Eine entsprechende eindeutige basale Grobblage fehlt im Profil Räbeli, wo ihre Ausbildung nicht möglich war, weil das Liegende (Seetone!) kein Grobmaterial enthält, das als Erosionsrelikt eine Grobblage bilden könnte.

Zur vollständigen Beschreibung der Münsingen-Schotter seien die in Figur 6 dargestellten Kornsummenkurven von Proben aus den Bohrungen im Gebiet Bümberg-Chisewald erwähnt. Der Vergleich der Münsingen-Schotter-Kornsummenkurven aus dem Gebiet von Kleinhöchstetten

mit jenen vom Thungschneit zeigt die Korngrössenmässig uniforme Ausbildung über mehrere Kilometer Ausdehnung deutlich. Augenfällig waren vor dem Autobahnbau im Räbéli die markanten Erosionsformen in den talseitig stark verfestigten Münsingen-Schottern (Zementierung durch Calcitkrusten und nachträglich eingeschwemmten Feinschlamm).

### *Fazies und Verbreitung*

Aus der Lithologie der Münsingen-Schotter s.l., besonders aus der Morphometrie der Gerölle, geht hervor, dass fluvioglaziale Schotter vorliegen, die stellenweise fluviatil (Profil Räbéli und Grauestei) oder aber praktisch rein glazigen (leicht verschwemmtes Grundmoränenmaterial, z.B. an der Basis der Oberen Münsingen-Schotter in der Kiesgrube Bümberg) sein können. Über kleine laterale und vertikale Bereiche (einige Meter) wechselt oft die dominante Bestimmungsgrösse (fluviatil/glazigen). Eine weitere wesentliche Stütze der Klassifikation der Oberen Münsingen-Schotter als fluvioglaziale Ablagerung ist der Nachweis einer Toteissackung, die im zentralen Teil der Grube Bümberg (Abbaustand September 1970) aufgeschlossen war und im Hangenden bis an die Basis der Rotachewald-Grundmoräne reichte.

Die Oberen Münsingen-Schotter können als Vorstossschotter der letzten Vergletscherung im ganzen mittleren Aaretal nachgewiesen werden.

### *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

In allen drei Aufschlüssen im Bümberg-Thungschneit-Gebiet liegen die Oberen Münsingen-Schotter «transgressiv» auf ihrer Unterlage. In allen drei Profilen ist nachweisbar eine Abtragsphase der Ablagerung vorangegangen (= das Dach der Thungschneit-Seetone fehlt, der eigentliche Boden im Bümberg ist erodiert, im Grauestei sind alle Verwitterungsspuren in den Schottern von Bümberg erodiert). Im Bümberg zeugt die Basisgrobblage der Oberen Münsingen-Schotter vom ausgewaschenen Dach der Schotter von Bümberg.

Im Hangenden der Oberen Münsingen-Schotter folgt in der lithologischen Kontinuität im Profil Bümberg die Rotachewald-Grundmoräne. In den Profilen Grauestei und Räbéli ist die Rotachewald-Grundmoräne nicht vorhanden; zwischen den Häusern vom Thungschneit und Hubel konnte sie aber bei Sondierungen in Baggerschlitten nachgewiesen werden.

## *Rotachewald-Grundmoräne*

### *Allgemeines*

In der Kiesgrube Bümberg ist die lithologische enge Beziehung der Oberen Münsingen-Schotter mit der hangenden Grundmoräne eindeutig feststellbar. Diese Grundmoräne wird als Rotachewald-Grundmoräne bezeichnet und als selbständige lithostratigraphische Einheit ausgeschieden. Typuslokalität ist die Kiesgrube Bümberg (Koord.: 611.330/183.660).

### *Lithologie*

Die Rotachewald-Grundmoräne zeigt eine deutliche geröllpetrographische Verwandtschaft mit den Oberen Münsingen-Schottern: es überwiegen zahlenmässig auch hier die dunklen dichten Kalke (graublaue Farbe im Aufschluss!). Exotische Gerölle aus der polymikten («bunten») Nagelfluh sind mit einem verschwindend kleinen Anteil vertreten. Charakteristisch ist ebenfalls die für Grundmoräne typische, äusserst kompakte Lagerung: das Sediment ist oft durchgehend betonartig verfestigt. Die Matrix ist leicht tonig (10 bis 15%), sandig-siltig und erfüllt mit wenigen Ausnahmen den Porenraum vollständig. Sie bedingt die Quellaustritte über der Längsrückenzone zwischen Bümberg und Thungschneit. Stellenweise ist sie leicht sandiger. Vier erratische Blöcke von über 1 m<sup>3</sup> Grösse sind bis jetzt im Aufschluss Bümberg zum Vorschein gekommen (je zwei Malmkalke und aarmassivische Granite). Die Farbe der Rotachewald-Grundmoräne ist

das Blaugrau der Münsingen-Schotter s.l., jedoch durch die sandig-siltige Matrix ins Bräunlich-grau (Aufschlussfarbe) aufgehellt.

Ebenfalls bezeichnend für die Moränennatur sind Zurundung und Abplattung der Gerölle. Im Vergleich zu den fluviatilen Lagen der Oberen Münsingen-Schotter sind die Werte der Zurundung und Abplattung bedeutend kleiner (Fig. 27 und SCHLÜCHTER 1972 und 1973a).

#### *Fazies und Verbreitung*

Die lithologischen Charakteristika zeigen, dass es sich bei der Rotachewald-Grundmoräne um eine glazigene Bildung handelt. Der Schmelzwassereinfluss kann lokal etwas intensiver gewesen sein, so dass sandige und kiesige Linsen auftreten.

Die Rotachewald-Grundmoräne ist im Thungschneit-Gebiet nicht überall ausgebildet. In der Grube Bümberg/Chisewald bedeckt sie die Oberen Münsingen-Schotter im ganzen Aufschluss, fehlt im Thungschneit/Räbeli und Grauestei und ist in Sondierungen nördlich der Acherflue wieder nachgewiesen. Ob es sich bei dieser fleckenhaften Verteilung um primäre Sedimentationslücken oder um Erosionserscheinungen handelt, ist nicht feststellbar.

Wasseraustritte aus den morphologischen Längsrücken von Thungschneit gegen den Chisewald (= Drumlins von BECK) zeigen, dass in diesen Schotterrücken lokal Grundmoräne eingelagert sein kann. Ob es sich dabei um Äquivalente der abdeckenden Rotachewald-Grundmoräne oder um Grundmoränenschmitzen in den Oberen Münsingen-Schottern handelt, konnte nicht entschieden werden. Über die weitere Verbreitung der Rotachewald-Grundmoräne vgl. Seite 26.

#### *Beziehungen zum Liegenden und Hangenden*

Der Kontakt zu den liegenden Oberen Münsingen-Schottern ist gekennzeichnet durch kontinuierliche Sedimentation mit eventuell vorangehender Aufarbeitung unbekannten Ausmasses durch den vorrückenden Aaregletscher. Mit dem Beginn der Rotachewald-Grundmoräne über den Oberen Münsingen-Schottern setzt die Dominanz des glazialen Regimes ein. Das Dach der Rotachewald-Grundmoräne bilden die postglazialen und rezenten Bodenbildungen.

### **Gebiet Uttigen-Jaberg-Thalgut**

Von Uttigen-Kienersrütti im Süden bis nach Thalgut-Gerzensee im Norden bilden quartäre Lockergesteine zwischen dem heutigen Aarelauf und dem Molasserücken Noflen-Mühledorf ein sanftes Hügelgelände. Die morphologischen Längsrücken laufen ausschliesslich aaretalparallel. Bei «Hinter Zälg» zwischen Kirchdorf und Thalgut ragen die quartären Lockergesteine 100 m über die Aaretalebene. Dieser Längsrücken bei «Hinter Zälg» wirkt auch als aaretalseitiger Stauer des Gerzensees. Als wichtige geomorphologische Geländeformen sind hier mehrere Trokentäler zu erwähnen. Auf die Bedeutung dieser spätletzteiszeitlichen Abflussrinnen werde ich später noch zu sprechen kommen (Abschnitt 5). In diesem Hügelgebiet zwischen Uttigen und Thalgut sind mehrere Kiesgruben angelegt worden, die zur Zeit zum Teil intensiv ausgebeutet werden. Die meisten dieser Gruben (mit Ausnahme der Thalgut-Grube) liegen ausschliesslich in den Münsingen-Schottern s.l.

#### *Kiesgruben bei Uttigen (Koord.: 610.010/183.060)*

Im Aarport, 300 m nördlich des Dorfes Uttigen sind die beiden tiefsten Erosionsterrassen durch Kiesgruben aufgeschlossen worden (Fig. 1). In der unteren und oberen Grube sind über die ganze Mächtigkeit Obere Münsingen-Schotter mit der hangenden Rotachewald-Grundmoräne sichtbar.



Der Beweis der Zugehörigkeit der in den beiden Gruben anstehenden Kiesablagerungen zu den Oberen Münsingen-Schottern erfolgte durch geröllpetrologische Auszählungen. Die Resultate sind in Figur 28 dargestellt. Bei den hier ausgezählten Proben (1 Probe = 100 Gerölle) fällt auf, wie eng die erhaltenen Werte in der Dreiecksdarstellung (Fig. 28) zusammenfallen.

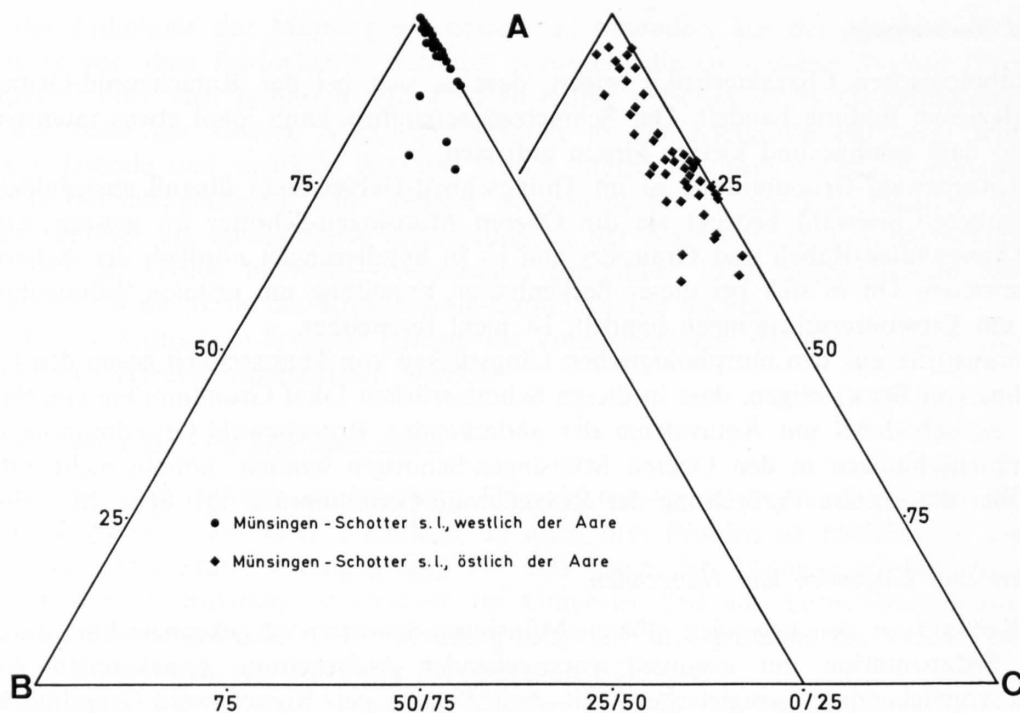


Fig. 28: Geröllpetrologie der Münsingen-Schotter s.l. des mittleren Aaretals, dargestellt im Diagramm  
A = Kalkgerölle, B = rote Kristallingerölle, C = helle und grüne Kristallingerölle.

Die in den beiden Uttigengruben aufgeschlossenen Schotter sind die Äquivalente der das Aarebörd bildenden und natürlich aufgeschlossenen Ablagerungen zwischen Uttigen und Jaberg(?). Diese Beziehung kann vor allem in der unteren Uttigengrube studiert werden, wo die Kiesausbeutung bis ins Niveau des von der Aare kontrollierten Grundwasserstandes vorangetrieben wurde. Die untersten 25 m (Total aus beiden Gruben) sind hier charakteristisch deltage-schichtet. Die untere Kiesgrube liegt ganz in den Deltaschichten. Das typische «foreset-bedding» eines Deltas ist hier gut zu beobachten. In der unteren Grube waren die einzelnen Deltaschichten oft stark verfestigt (siehe SCHLÜCHTER 1973a). Diese Verfestigung ist in der oberen Grube wesentlich weniger weit fortgeschritten.

Auf Seite 51 habe ich die Oberen Münsingen-Schotter als fluvioglaziale Vorstossschotter interpretiert. Diese Interpretation hat auch in den Kiesgruben Uttigen ihre Gültigkeit:

- eine Toteissackung innerhalb des Schotterkörpers beweist neben der morphometrischen Ausbildung der Gerölle den fluvioglazialen Charakter und
- die direkte lithologische Beziehung zum hangenden Grundmoränenmaterial, seine Ausbildung als Vorstossschotter.

#### Rotachewald-Grundmoräne

Wie oben beschrieben wurde, überdeckt in beiden Aufschlüssen die Rotachewald-Grundmoräne die liegenden Oberen Münsingen-Schotter. Ihre Mächtigkeit schwankt von 0 bis 6 m. Während des Abbaustandes Sommer 1972 konnte in der oberen Grube (Grubenwand gegen den Hof Säget) beobachtet werden, wie ins Dach der Oberen Münsingen-Schotter einzelne Grundmorä-



nenschmitzen eingelagert waren (analog den Verhältnissen in der Kiesgrube Bümberg/Chisewald, was kleinere Oszillationen des Aaregletschers während der allgemeinen Vorstossphase bedeutet). Erst darüber folgt die eigentliche Grundmoränendecke.

Bei Uttigen liegt jene Stelle, wo das heutige Aaretal zwischen der Uttigflue im W und der Acherflue (Thungschneit) im E auf ca. 900 m verengt wird. Es liegt hier natürlich nahe, zwischen den beiden mächtigen Schottervorkommen eine ursprüngliche Verbindung anzunehmen (BACHMANN, RÜTIMEYER), also einen Schotterriegel, durch welchen sich die postglaziale Aare erodieren musste.

Eine solche Rekonstruktion stösst auf Schwierigkeiten. Die Rotachewald-Grundmoräne überdeckt sowohl in der oberen als auch unteren Grube in Uttigen die Oberen Münsingen-Schotter; in der unteren Grube verläuft die Grundmoräne annähernd hangparallel und liegt mit einer Diskordanz auf den Oberen Münsingen-Schottern.

Wenn die Oberen Münsingen-Schotter zwischen Uttigflue und Acherflue ursprünglich zusammen eine Einheit bildeten, dann hätte der vorrückende Aaregletscher bereits eine Durchtalung geschaffen, durch welche die Aare nach dem Zurückschmelzen des Gletschers ihren Lauf genommen hat. Wahrscheinlich aber haben die Münsingen-Schotter s.l. keine das ganze Aaretal füllende Schotterdecke gebildet, sondern sind links und rechts vom vorrückenden Aaregletscher in Staubecken abgelagert worden.

### *Fossilfunde*

MICHEL (1962) berichtet von Knochenfunden des Murmeltiers *Marmota marmota* (L.), die während Bauarbeiten unmittelbar nördlich der neu angelegten unteren Grube in Uttigen gefunden worden sind. Die Knochenfunde stammen aus Wohnröhren, die nach MICHEL in der ausgehenden letzten Eiszeit bewohnt waren.

### *Kiesgrube Ried* (Koord.: 609.680/184.400)

Einen weiteren Aufschluss in den Münsingen-Schottern s.l. liefert die Kiesgrube Ried (Fig.1). Im Verlaufe des Kiesabbaues wurde sie bis auf das heutige Aareniveau ausgebeutet. Aber auch hier, wie in den Kiesgruben Uttigen, konnte das Liegende der Münsingen-Schotter s.l. nicht nachgewiesen werden. Besondere Bedeutung erhält dieser Aufschluss durch den Fund einer reichhaltigen und interessanten Molluskenfauna.

### *Münsingen-Schotter s.l.*

Auch hier wurden zum Beweis der Zugehörigkeit des hier abgebauten Kieses zu den Münsingen-Schottern geröllpetrologische Auszählungen durchgeführt. Die Resultate sind in Figur 28 dargestellt. Die geröllpetrologische Korrelation mit den Kiesgruben Uttigen ist augenfällig, mit Ausnahme von vier Proben, die deutlich abfallen. Es handelt sich dabei um Proben aus einer Linse innerhalb der Unteren Münsingen-Schotter, die eine zugeschüttete Rinne darstellt und verglichen mit dem Liegenden und Hangenden deutlich gröberes und, wie die Analysen zeigen, auch geröllpetrologisch verschiedenes Material führt. Die Schüttung dieser Rinne erfolgte aus östlicher Richtung, während das übrige Material bei der Sedimentation annähernd parallel zum heutigen Aaretal transportiert wurde.

Ein geröllpetrologischer Vergleich der Münsingen-Schotter s.l. links und rechts des Aaretals zeigt die in Figur 28 in zwei Dreiecksdarstellungen wiedergegebenen Resultate: der Anteil an Molassenagelfluhgeröll ist östlich der Aare wesentlich grösser, da auf der Ostseite des Thunersees und der Aare nördlich Thun flächenmässig wesentlich mehr Molassenagelfluh ansteht als auf der westlichen Talseite. Es kann innerhalb des Aaretals also von einer östlichen und westlichen geröllpetrologischen Fazies der Münsingen-Schotter s.l. gesprochen werden.

Die generelle lithologische Abfolge der Münsingen-Schotter s.l. in der Kiesgrube Ried entspricht jener in den Kiesgruben Uttigen: die basalen Deltaschichten sind auch hier nachweisbar, nur sind sie wesentlich sandiger. Hier muss aber darauf hingewiesen werden, dass die Deltaschichten im Ried den Unteren, jene bei Uttigen aber wahrscheinlich den Oberen Münsingen-Schottern angehören! Darüber folgen die horizontalen Übergusschichten. Innerhalb dieser horizontalgeschichteten Münsingen-Schotter konnte ein Sandlinsen- und -ballenhorizont nachgewiesen werden. Diese Sandlinsen sind zum grössten Teil autochthon, zeigen aber vereinzelt, dass sie über kurze Distanzen gerollt und umgelagert wurden. Einzelne Linsen liegen zur Hälfte noch auf ihrer ursprünglichen Unterlage, zur anderen sind sie von der erneut darüber hinwegströmenden Strömung aufgerichtet. Im Horizont, in welchem diese Sand-Ton-Linsen auftreten, sind die liegenden Schotter geringfügig verwittert, d.h. hier sind die Münsingen-Schotter s.l. in einen liegenden und einen hangenden Teil gliederbar (Untere/Obere Münsingen-Schotter, vgl. Seite 24). Im Ried tritt mit dem Verwitterungshorizont, also im Dach der Unteren Münsingen-Schotter, eine reiche Schneckenfauna auf.

#### *Rotachewald-Grundmoräne*

Im Hangenden der Oberen Münsingen-Schotter ist im Ried durchgehend eine mächtige Grundmoräne aufgeschlossen (6–8 m mächtig). Sie entwickelt sich aus den liegenden Schottern, die im unmittelbaren Übergang in die Grundmoräne sehr grobgeröllig sind.

#### *Molluskenfauna* (siehe auch Fig.44)

Die in den Sandlinsen im Dach der Unteren Münsingen-Schotter nachgewiesene Gastropodenfauna setzt sich wie folgt zusammen:

<i>Carychium minimum</i> O.F. MÜLLER	Clausilien-Fragmente
<i>Carychium tridentatum</i> (Risso)	<i>Iphigena ventricosa</i> (DRAPARNAUD)
<i>Galba truncatula</i> (O.F. MÜLLER)	<i>Iphigena plicatula</i> DRAPARNAUD
<i>Anisus (Anisus) leucostomus</i> (MILL.)	<i>Braedybaena fruticum</i> (O.F. MÜLLER)
<i>Gyraulus</i> sp.	<i>Perforatella incarnata</i> (O.F. MÜLLER)
<i>Cochlicopa lubrica</i> (O.F. MÜLLER)	? <i>Trichia plebeja</i> (DRAPARNAUD)
<i>Columella columella gredleri</i> (CLESSIN)	<i>Helicigona lapicida</i> (L.)
<i>Vertigo pygmaea</i> (DRAPARNAUD)	<i>Arianta arbustorum</i> (L.)
<i>Vertigo genesii geyeri</i> (LINDHOLM)	<i>Cepaea hortensis</i> (O.F. MÜLLER)
<i>Pupilla muscorum</i> (L.)	Limaciden-Schälchen
<i>Vallonia pulchella</i> (O.F. MÜLLER)	<i>Pisidium</i> sp.
<i>Vallonia costata</i> (O.F. MÜLLER)	Pflanzliche Reste: Nadeln von <i>Picea</i>
<i>Ena montana</i> (DRAPARNAUD)	
<i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD	
<i>Punctum pygmaeum</i> (DRAPARNAUD)	

Zahlenmässig wird die Fauna durch folgende Arten dominiert: *Pupilla muscorum*, *Vallonia costata*, *Vertigo pygmaea*, *Vallonia pulchella*, *Trichia plebeja*. Diese fünf vorherrschenden Arten weisen neben anderem darauf hin, dass es sich um ein Biotop handelt, das durch Vegetation vom Austrocknen geschützt ist. Die einzige aquatile Art (*Pisidium* sp.) zeigt andererseits, dass offenbar ein fliessendes Gewässer in der Nähe war. Auch die Einbettung der Fossilien in tonigen Feinsand macht es wahrscheinlich, dass es sich um ein Flussgeniste handelt, in dem die in der Umgebung lebenden Arten zusammengespült worden sind.

Figur 30 zeigt die zahlenmässig dominierende Art *Pupilla muscorum*. Besondere Bedeutung kommt *Vertigo genesii geyeri* (LINDHOLM) zu, die im Ried mit drei guterhaltenen Exemplaren nachgewiesen ist (Fig.29). Bis jetzt war die Subspezies *geyeri* aus der Schweiz nur von zwei Fundstellen bekannt:

- postglazial aus dem Genferseegebiet (FAVRE 1927: 226),
- Hochterrasse bei Zell (ERNI, FORCART & HÄRRI 1943: 114).

Nach STEUSLOFF (1942: 195, cit. in FORCART 1943: 114) hat diese Unterart rezent eine nordeuropäische und eine alpine Verbreitung. Alpin ist sie aus den bayrischen Alpen, deren

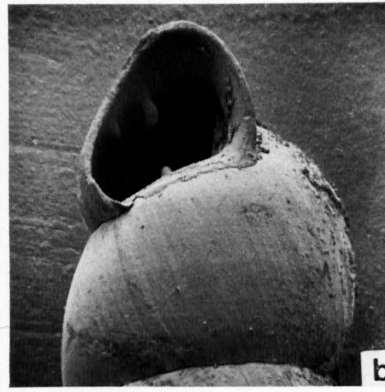
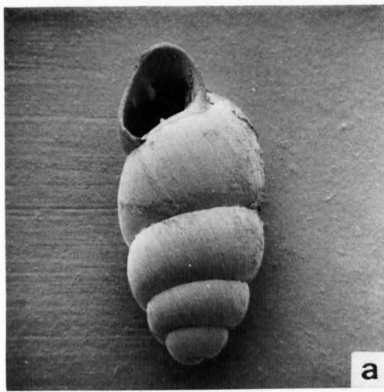


Fig.29: *Vertigo genesii geyeri* (LINDHOLM) aus der Ried-Fauna.  
a) Vergr. = 17 ×  
b) Vergr. = 32 ×  
(Aufnahmen F.Zweili)

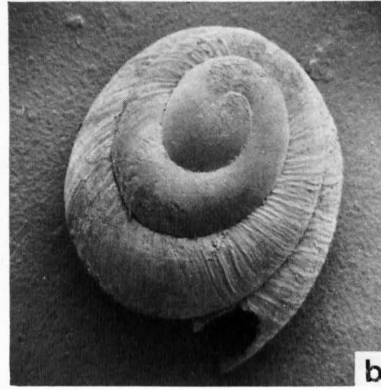
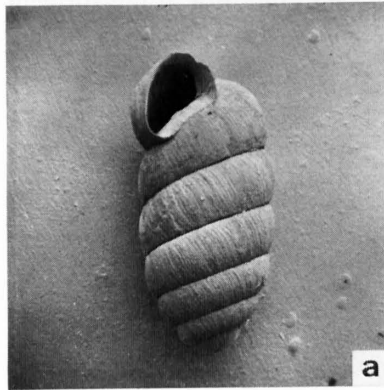


Fig.30: *Pupilla muscorum* (L.), dominante Art der Ried-Fauna.  
a) Vergr. 10 ×  
b) juvenile Form, Vergr. 22 ×  
(Aufnahmen F.Zweili)

nördlichem Vorland und aus dem Südtirol bekannt (FORCART, loc. cit.). Sie war im Jungpleistozän in Europa weit verbreitet, doch setzt sich ihre räumliche Einengung bis in die Gegenwart immer weiter fort (FORCART, loc. cit.)

Die klimatische Ausdeutung der Ried-Fauna stösst auf gewisse Schwierigkeiten. Einerseits leben alle Arten im gleichen Gebiet rezent, andererseits konnte ANT (1969: 249) in Norddeutschland folgende Arten in letztglazialer Eisrandnähe nachweisen: *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum*, *Columella columella*, *Cochlicopa lubrica*, *Vertigo pygmaea*, *Vallonia pulchella*, *Vallonia costata*, *Punctum pygmaeum*, *Helicigone lapicida*. Nach JAYET & PORTMANN (1966: 963) ist *Pupilla muscorum* (neben *Succinea oblonga* und *Fruticicola hispida*) ein wichtiger Vertreter der würmeiszeitlichen Löss-Steppe. *Columella columella gredleri* ist rezent als typische hochalpine Art bekannt (über 2000 m), was ebenfalls einen Hinweis auf das fossile Klima gibt.

Die paläoökologische Ausdeutung der Ried-Fauna lässt folgende Schlüsse zu:

- Die Schneckenfauna kann kaum interglazial sein, sie gehört ohne genauere absolute zeitliche Einordnung in die Frühzeit der zweiten Vergletscherung oder in die ausklingende erste Vergletscherung der letzten Eiszeit.
- Während der Ablagerung der Sandlinsen im Ried mit ihrer Fauna herrschte eine Zeit der Aufschotterungsruhe, wenn nicht sogar der Erosion(?). Das wird durch die Verwitterung im Dach der Unteren Münsingen-Schotter ebenfalls deutlich.

#### *Kiesgruben Jaberg* (Koord.: 609.400/185.160)

Wie in den beiden Gruben in Uttigen und im Ried, so werden auch in den Gruben bei Vorder Jaberg die Münsingen-Schotter s.l. intensiv abgebaut. Hier war aber in Baggerschlitzten in der Grube bei Lütstude in der Grubensohle kurzfristig das Liegende der Münsingen-Schotter aufgeschlossen: braungraue und blaue, festgelagerte «Seetone».

## Jaberg-Seetone

Die im Liegenden der Unteren Münsingen-Schotter anstehenden Seeablagerungen werden hier als lithostratigraphische Einheit ausgeschieden und als Jaberg-Seetone bezeichnet. Es handelt sich um braungraue, blaue und graue, feingeschichtete, sandig-tonige Silte, die unmittelbar im Liegenden der hangenden Schotter äusserst fest gelagert sind. Tiefbohrungen in der Grubensohle geben einen Hinweis auf ihre lithologische Ausbildung im Profil:

Ca. auf Kote 555 m ü.M. liegt die Grenze Untere Münsingen-Schotter/Seetone. Das Dach der Seetone bilden festgelagerte, feingeschichtete, tonige Silte. An zwei Sondierstellen steht über diesen festgelagerten Silten in kleinen Mulden (von einigen m<sup>2</sup> Fläche) eigentliche Schieferkohle an (sehr stark gepresste Hölzer und organisches Feinmaterial), allerdings nur von einigen Zentimetern Mächtigkeit. Im Liegenden dieser festgelagerten Schicht nimmt der Sandgehalt des Sedimentes rasch zu, es kommt zu einer Wechsellagerung von siltigem Feinsand mit tonig-siltigem Sand. Auf Kote ca. 531 wurde die tiefste Bohrung in diesen feinkörnigen Seesedimenten aufgelassen (ca. 5 m unter dem Aareniveau bei Jaberg!).

In den Jaberg-Seetonen fanden sich folgende Fossilien:

### Pflanzliche Reste:

zahlreiche sehr gut erhaltene Holzproben (siehe Abschnitt 4),  
darunter die Probe CS-J-23: *Abies* sp.

### Gastropoda:

*Bithynia tentaculata* (L.)

*Radix* sp.

*Succinea* sp.

?*Ancylus* sp.

?*Lymnaea* sp.

Dieses vorläufige Artenverzeichnis zeigt, dass die Jaberg-Seetone in ein stehendes Gewässer abgelagert worden sind. Das Vorhandensein von *Lymnaea* würde ein gewisses Mindestwachstum von Wasserpflanzen voraussetzen.

### Ostracoda:

*Candona parallela* (MÜLLER 1900)

*Ilyocypris bradyi* (SARS 1890)

Diese beiden Ostrakodenarten sind Schlammgrundbewohner in kleinen stehenden Gewässern. Beide Arten fehlen in den Thalgut-Proben. *Ilyocypris bradyi* kommt in den Thungschneit-Seetonen vor, dort allerdings nur vereinzelt (vgl. Fig. 31).

## Münsingen-Schotter s.l.

In beiden Gruben sind nur horizontalgeschichtete Münsingen-Schotter s.l. aufgeschlossen, sie sind hier mindestens 40 m mächtig. In der oberen Grube fehlen die Deltaschichten mit Sicherheit; in der unteren sind sie bis jetzt noch nicht nachgewiesen.

Der Kontakt der Münsingen-Schotter in der oberen Grube zu den liegenden Seetonen ist diskordant und markiert eine dazwischenliegende Erosionsphase. Das Dach der Seetone verläuft, was aus den bisherigen Sondierungen in der Grubensohle hervorgeht, mulden- und rückenförmig. In die Unteren Münsingen-Schotter aufgearbeitete Seetonlinsen konnten bis jetzt nur an einer Stelle gefunden werden.

In der oberen Grube ist eine Gliederung der Münsingen-Schotter s.l. möglich: 5–6 m über der Basis der Schotter ist stellenweise ein Verwitterungshorizont vorhanden. Lithologisch ist diese Gliederung dadurch zu erkennen, dass eine Basisgrobblage einen neuen Aufschotterungszyklus einleitet. Daraus ergibt sich auch hier die Gliederbarkeit der Münsingen-Schotter s.l. in eine Untere und eine Obere Einheit (Fig. 32).

Zwischen Jaberg und der oben besprochenen Kiesgrube Ried liegen zwei weitere Gruben in den Münsingen-Schottern s.l.: bei Rüdle (am Südende des Stöckliwaldes) und beim Hof Stöckli. In der Grube bei Rüdle ist eine Gliederung der Münsingen-Schotter s.l. ebenfalls möglich.



*Nachtrag:* In der zweiten Hälfte Oktober 1973 wurde der Kiesabbau in der oberen der Jaberg-Kiesgruben hangwärts bedeutend ausgedehnt. Dabei wurden die Unteren Münsingen-Schotter flächen- und raummässig weiter aufgeschlossen und deren direkter Zusammenhang mit einer Grundmoräne («Würm»-I-Grundmoräne) nachgewiesen. Diese «Würm»-I-Grundmoräne ist in Zusammenhang zu bringen mit der Blockmoräne bei Gerzensee (Kiesgrube Thalgut) und

Fauna	Fundort					
	Thungschneit-Seetone	Jaberg-Seetone	Thalgut-Seetone	Belp Dach der Seetone	Steffisburg, Seetone im Zulgschüttfächer	Münsingen, Sandlinsen in Wichtrach-Schotter
<i>Herpetocypris incongruens</i>			•			
<i>Herpetocypris reptans</i>	•					
<i>Cytherissa lacustris</i>			●			
<i>Lymnocythere sanctipatricii</i>	●		•			
<i>Lymnocythere</i> sp.			•			
<i>Cypridopsis vidua</i>				●		
<i>Ilyocypris bradyi</i>	•	•			•	
<i>Candona</i> sp.	•					
<i>Candona parallela</i>		•			•	
<i>Candona neglecta</i>	●			•	●	●

• vereinzelt      • 2-5      ● 5-10      ● über 10

Fig.31: Zusammenstellung der pleistozänen Ostrakoden-Faunen im Aaretal.



Fig.32: Kiesgrube Jaberg (Koord. der Aufnahme: 609.375/185.175): Gliederbarkeit der Münsingen-Schotter s.l. in Untere (UMS) und Obere (OMS) Münsingen-Schotter. Obere Einheit mit gut ausgebildeter Basisgroblage (Aufnahme Mai 1973).

jener Grundmoräne im Liegenden des Verwitterungshorizontes im Aufschluss bei Schlupf (Koord.: 608.537/178.775/635 m ü.M.). Damit ist der direkte Nachweis der Verknüpfung der Unteren Münsingen-Schotter mit einer Grundmoräne erbracht worden.

#### *Rotachewald-Grundmoräne*

In den Kiesgruben bei Vorder Jaberg konnte die grösste Mächtigkeit der Rotachewald-Grundmoräne gemessen werden: in der oberen Grube beträgt sie beim Hof Lütstude durchschnittlich 10 m. Auch hier ist im Dach der Oberen Münsingen-Schotter ein deutliches Gröberwerden des Materials feststellbar, das in die Grundmoräne überführt. Besonders reich an erratischem Blockwerk ist die Rotachewald-Grundmoräne in der unteren der Jaberg-Gruben.

#### *Kiesgrube Thalgut*

Einer der wichtigsten Aufschlüsse für die Aaretal-Quartärstratigraphie ist die Kiesgrube Thalgut (Koord.: 609.060/186.550). Hier ist eine Schichtreihe aufgeschlossen, die zur zeitlichen Festlegung der letzten Hauptvergletscherung von grundlegender Bedeutung ist.

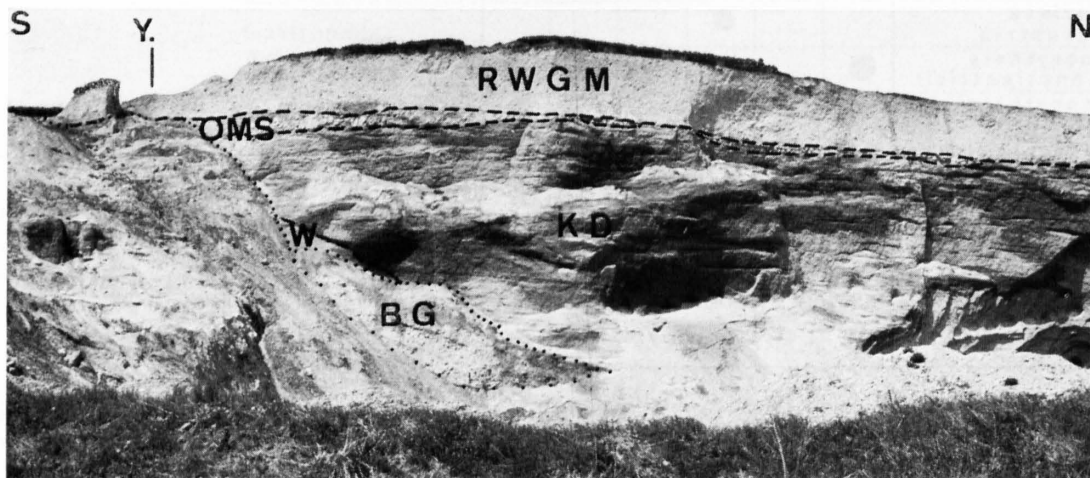


Fig. 33: Kiesgrube Thalgut, Ansicht des südlichen Grubenteils. Y. = Koord. 608.875/186.400. – BG = Blockmoräne bei Gerzensee, W = Warven im Thalgut, KD = Kirchdorf-Deltaschotter, OMS = Obere Münsingen-Schotter, RWGM = Rotachewald-Grundmoräne.

#### *Blockmoräne bei Gerzensee*

Am Südennde des Hauptabbaugebietes der Grube ist eine grobblockige, moränenartige Ablagerung aufgeschlossen. Das Material ist angerundet. Eine Schichtung wird durch grobkörnigere und feinkörnigere Lagen angedeutet. Siltiges Feinmaterial ist wahrscheinlich nachträglich eingeschwemmt worden. Diese Ablagerung wird hier als Blockmoräne bei Gerzensee bezeichnet (Fig. 33). Im ganzen strukturellen Aufbau erinnert sie stark an die Wallmoränen am Längenberg. Auch in dieser Blockmoräne sind glazigene Stauchungen nachweisbar. Die geologische Situation berechtigt dazu, die Blockmoräne genetisch als Wallmoräne zu deuten, die möglicherweise den Stauer für das Seebecken gebildet hat, in welches die Deltaschotter von Kirchdorf abgelagert worden sind. Geröllpetrologische Vergleiche lassen es als wahrscheinlich erscheinen, dass die Blockmoräne bei Gerzensee mit den Unteren Münsingen-Schottern in den gleichen Vergletscherungszyklus gestellt werden darf.

Häufig sind in dieser Blockmoräne verfestigte, braungraue Blöcke von Seetonmaterial. Sie zeigen eine primäre Feinschichtung und sind reich an pflanzlichen Resten (vor allem *Equisetum*); Mollusken sind als Fragmente reichlich vorhanden, aber nicht bestimmbar. In der Abbauzeit

1970 bis Frühjahr 1973 konnten zwei Platten von festgelagerter Schieferkohle gefunden werden (über 1 m<sup>2</sup> Fläche).

Es stellt sich die Frage, woher die Tonblöcke sowie die Schieferkohlen stammen. Nach dem Sedimentcharakter zu schliessen, ist es wahrscheinlich, dass die aufgearbeiteten Seetone mit den Jaberg-Seetonen identisch sind, somit können auch die Schieferkohlen von Jaberg stammen (vgl. Seite 58, Jaberg-Seetone).

#### *Warven im Thalgut*

Über der Blockmoräne bei Gerzensee folgen diskordant feingeschichtete Siltsande (Fig. 33 und 34). Ihre Mächtigkeit beträgt maximal 3 m; doch ist anzunehmen, dass sie ursprünglich wesentlich mächtiger waren und vor der Ablagerung der hangenden Deltaschotter erosiv gekappt wurden. Diese feingeschichteten Siltsande werden hier lithogenetisch als Warven bezeichnet und als informelle lithostratigraphische Einheit ausgeschieden.

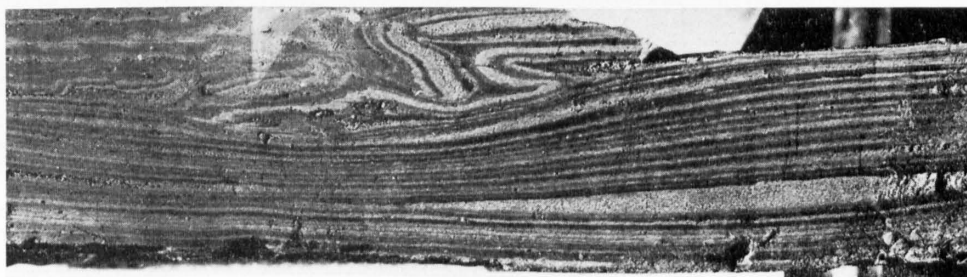


Fig. 34: Detailaufnahme der Warven im Thalgut: jahreszeitliche Feinschichtung mit «slump structures», natürliche Grösse (Aufnahme Ernst).

#### *Kirchdorf-Deltaschotter*

Wie in den Figuren 33, 35 und 36 ersichtlich ist, wird die mächtige Grubenwand (30–40 m!) von sandigen, braungrauen Deltaschottern gebildet. Es ist zudem sichtbar, wie diese Deltaschotter diskordant die liegende Blockmoräne bei Gerzensee und die Warven im Thalgut überlagern. Diese sandigen Deltaschotter werden hier als lithostratigraphische Einheit ausgeschieden und als Kirchdorf-Deltaschotter bezeichnet.

Figur 33 gibt auch ein Bild vom strukturellen Aufbau des Deltakomplexes. Die recht gleichmässige Wechsellagerung von Feinkieslagen mit gröberem Material und feinen Sandschichten ist sichtbar. Auffallend ist die Verfestigung dieser Ablagerung (nicht verkittet!). Daraus sowie aus der vollständig ungestörten Lagerung darf geschlossen werden, dass die Ablagerung im Delta sehr ruhig erfolgte und die Sedimentzufuhr nur geringfügigen Schwankungen unterworfen war.

In der nördlichen Grubenwand werden die sandigen Deltaschotter zum Hangenden immer feinkörniger und tonhaltiger und gehen dann über in die Thalgut-Seetone.

#### *Thalgut-Seetone (Fig. 35 und 36)*

Diese sind 0,50–1,50 m mächtig in der ganzen nördlichen Grubenwand aufgeschlossen. Lithologisch sind sie charakterisiert durch ihre graublaue Farbe, ihre ausgesprochene Feinschichtung und durch ihre kontinuierliche Entwicklung aus dem liegenden Deltaschotter. Die Seetone stellen dessen Beckenfazies dar.

Die Thalgut-Seetone bilden dank ihres reichhaltigen Fossilinhaltes einen wichtigen stratigraphischen Horizont:

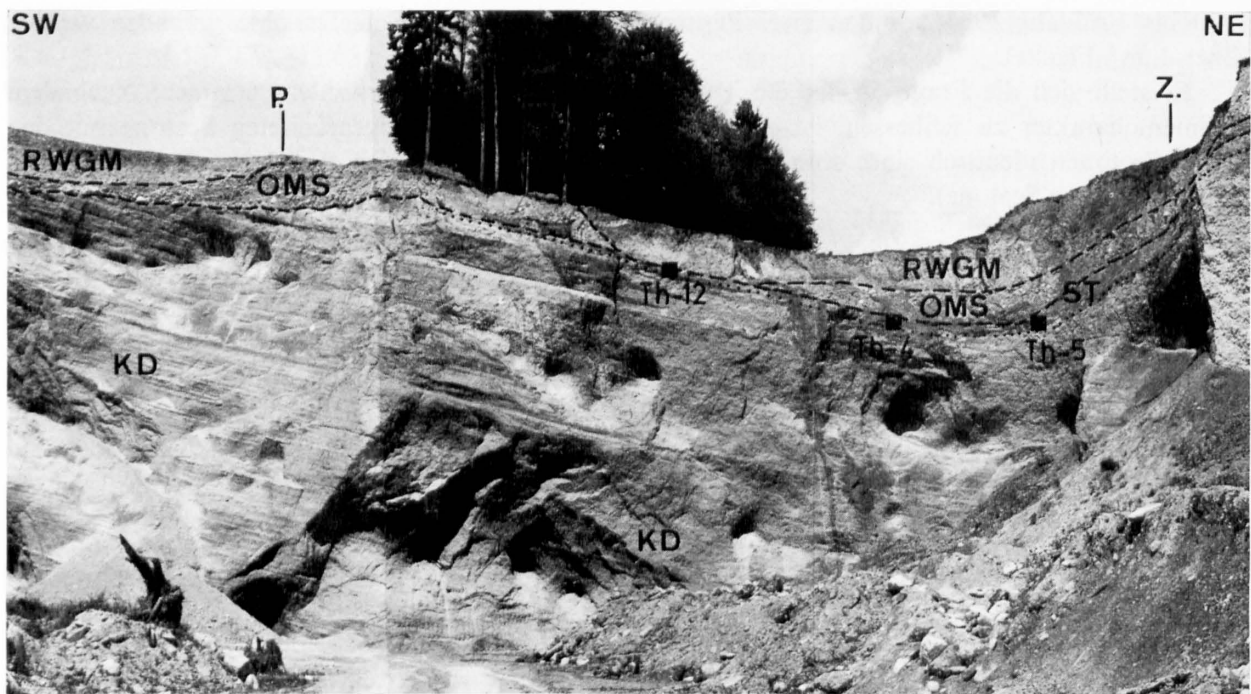


Fig. 35: Kiesgrube Thalgut, Ansicht der NW-Grubenwand. P = Koord. 608.990/186.615/614m ü. M. – KD = Kirchdorf-Delta-schotter, ST = Thalgut-Seetone, OMS = Obere Münsingen-Schotter, RWGM = Rotachewald-Grundmoräne. Th-4, 5, 12 = Entnahmestellen der Holzproben für  $^{14}\text{C}$ -Datierungen. Punkt Z. = siehe Figur 36.

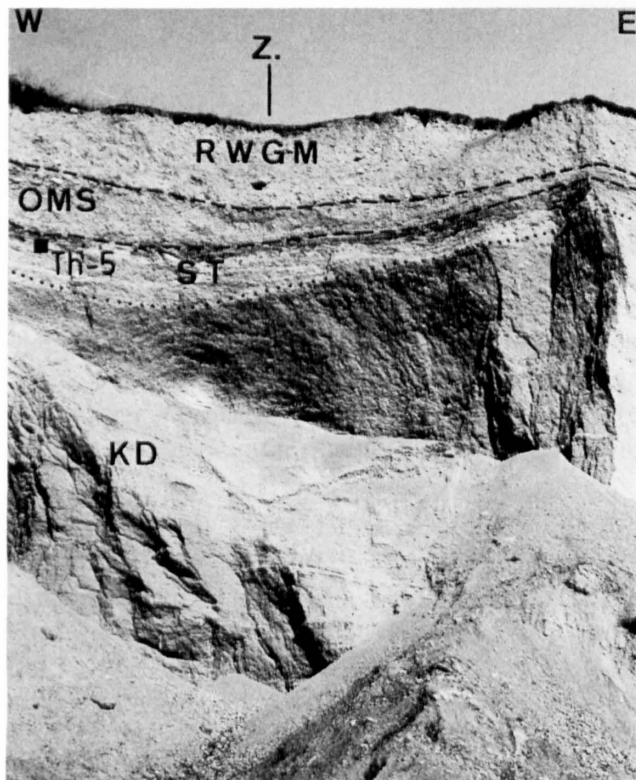


Fig. 36: Kiesgrube Thalgut, Detail von Fig. 35 aus der N-Grubenwand. Legende siehe Fig. 35.



Gymnospermae:

*Picea* (Samen, Zapfen, Nadeln)

*Pinus* (Samen)

*Abies* (Fruchtschuppen, Nadeln)

Angiospermae:

*Quercus* (Blätter)

*Salix* (Blätter)

*Betula* (Blätter)

*Corylus* (Nüsse)

Ferner zahlreiche Holzfunde

Characeae:

*Aclistochara* sp. (aus Oberjura aufgearbeitet!)

Ostracoda:

*Herpetocypris incongruens* (RAMDOHR 1808)

*Cytherissa lacustris* (SARS 1863)

*Lymnocythere sanctipatricii* (BRADY & ROBERTSON 1869)

*Lymnocythere* sp.

Gastropoda:

*Valvata (Lincinna) piscinalis* (O.F. MÜLLER)

*Bithynia tentaculata* (L.)

Pelecypoda:

*Unio* sp. (Dutzende von gut erhaltenen Exemplaren)

*Pisidium* sp.

*Pisidium amnicum* (O.F. MÜLLER)

Bei den pflanzlichen Resten handelt es sich durchwegs um eingeschwemmtes Material, und die zum Teil vorzüglich erhaltenen Blätter zeigen, dass die Ablagerungsbedingungen der Seetone sehr ruhig waren.

Interessante Hinweise auf die ökologisch-klimatischen Bedingungen zur Zeit der Ablagerung der Thalgut-Seetone liefern die Ostrakoden. *Cytherissa lacustris* als dominante Form gibt deutliche Hinweise: sie ist eine Kaltwasserart und lebt eher in grösserer Tiefe. In Kanada kommt sie rezent nur nördlich des 54. Breitengrades vor! H.J. Oertli schreibt in seinem Brief vom 16.5.1972 von einem «Anzeiger eines fossilen Klimas». Es sei hier auch darauf hingewiesen, dass *Cytherissa lacustris* in den Thungschneit- und Jaberg-Seetonen fehlt! (Vgl. Fig. 31.)

### Obere Münsingen-Schotter

Interessant ist im Thalgut-Profil die Verbreitung der Oberen Münsingen-Schotter. Im südlichsten Grubenteil sind sie als maximal 3 m mächtige Lage mit deutlich ausgebildeter Basisgrob-lage aufgeschlossen. Gegen Norden keilen sie zwischen den Deltaschottern und der hangenden Grundmoräne aus. Im nördlichen Grubenteil sind sie lokal erneut linsenförmig vorhanden (Fig. 35 und 36) und schneiden das Liegende diskordant (Untere Münsingen-Schotter, siehe oben).

### Rotachewald-Grundmoräne

Wie in den Gruben bei Vorder Jaberg bildet im Thalgut eine mächtig ausgebildete Grundmoräne das Dach der Schichtreihe. Besonders markant tritt sie im südlichen Grubenteil (Fig. 33) in Erscheinung. Im nördlichen Grubenteil bildet sie (wo die Oberen Münsingen-Schotter z.T. fehlen) diskordant das Hangende der Seetone (Fig. 35).

## Profile im Glütschtal

Kanderschlucht im Hahni, Alte Schlyffi, Huriflue-Guntelsei, Wässeriflue

Die Erforschung der quartären Ablagerungen im Aaretal ist von den Schieferkohlen im Glütschtal ausgegangen. Sie waren schon SCHEUCHZER 1723 bekannt und sind seither immer wieder Gegenstand weiterer Untersuchungen gewesen (STUDER 1825, HEER 1879, BACHMANN 1870, ZOLLINGER 1892, DU RICHE PRELLER 1902, BALTZER 1896, PENCK & BRÜCKNER 1909, GERBER 1915, HEIM 1919, BECK 1922–1949, HANTKE 1958, MÜLLER-BECK, RUTSCH & WELTEN 1960–1970). In neuester Zeit haben sich MATTER et al. (1971) im Zusammenhang mit der Geologie des rezenten Thunersees mit der Glütschtalgeologie auseinandergesetzt.

Wenn wir uns hier im Zusammenhang mit den Quartärproblemen im mittleren Aaretal mit der Stratigraphie der Glütschtalprofile beschäftigen, so geschieht das aus zwei Gründen:

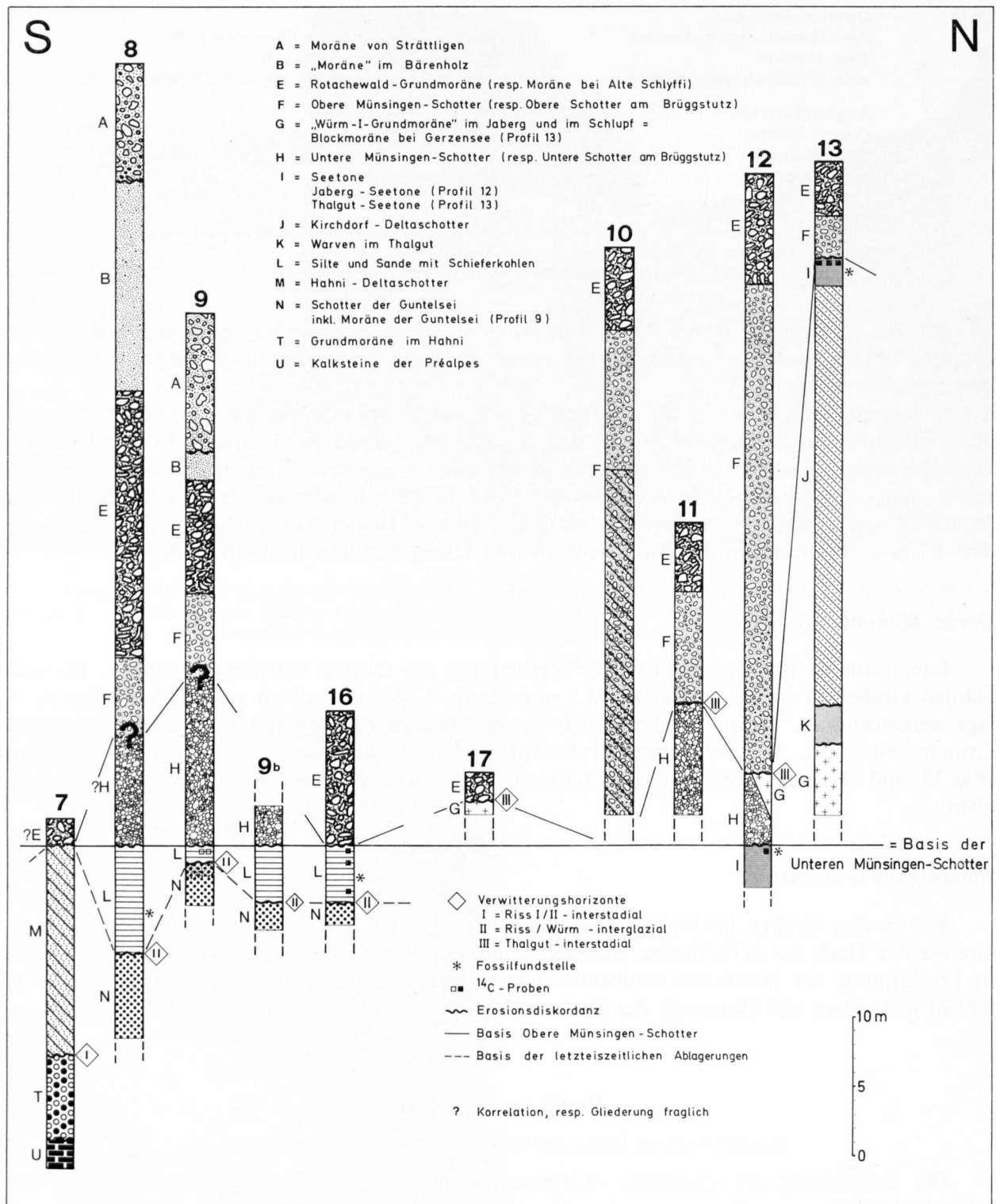


Fig. 37: Die Glütschtal-Profile im Vergleich mit weiteren Profilen westlich der Aare. – 7 = Kanderschlucht bei Hahni, 8 = Alte Schlyffi, 9 = Huriflue, 9b = Scheibenstand Guntelsei, 10 = Kiesgruben Uttigen, 11 = Kiesgrube Ried, 12 = Kiesgrube Jaberg, 13 = Kiesgrube Thalgut, 16 = Wässerflue, 17 = Schlupf.

- Eine Quartärstratigraphie des Aaretals ohne Einbezug der speziellen, sehr komplizierten Verhältnisse im Glütschtal ist unvollständig.
- Im Zusammenhang mit dem Bau der Autobahn N6 konnten weitere Profile studiert werden; unter Mitberücksichtigung der Ergebnisse der Kampagne MÜLLER-BECK, RUTSCH & WELTEN ergaben sich neue stratigraphische Untersuchungsergebnisse (vgl. Fig.1 und 37).

In diesem Abschnitt ist die lithostratigraphische Gliederung der einzelnen Schlüsselprofile zusammengestellt. Die Profile Huriflue und Wässeriflue sind allerdings in so schlechtem Zustand, dass auf die schriftliche Dokumentation zurückgegriffen werden muss. Insbesondere kann auf die lithostratigraphische Gliederung von BECK (div.) Bezug genommen werden.

#### *Kanderschlucht bei Hahni (Koord.: 614.900/172.760)*

In den Jahren 1711–1714 wurde die Kander durch den Strättlihügel in den Thunersee abgeleitet. Seither hat sie bei Hahni–Neue Schlyffli eine mindestens 30 m tiefe Schlucht erodiert. Durch den Strättlihügel bildet sie die sogenannte Untere Klus. Ca. 500 m kanderaufwärts folgt die Obere Klus, wo sich der Fluss durch den aus triadischen und liasischen Gesteinen aufgebauten Hügelzug Beissere–Zwieselberg–Hahni erodieren musste. In der Oberen Klus liegt das folgende Profil (Fig.37):

#### *Felsunterlage*

Stark verfaltete und tektonisch beanspruchte Rhätkalke, Gips und Rauhwacke bilden die unmittelbare Festgesteinsunterlage der quartären Lockergesteine. Die geotechnischen Voruntersuchungen zum Bau der Autobahnbrücke über die Kander haben gezeigt, dass die Oberfläche der abtauchenden Préalpes äusserst kompliziert verläuft und dass umfangreiche Auslaugungsphänomene (Karst) vor allem im Gips vorhanden sein müssen (Gipstrichter). Als ein solcher Einsturztrichter kann die Sackung in den Deltaschottern (Koord.: 614.700/173.165) gedeutet werden.

#### *Grundmoräne im Hahni*

Direkt auf den Gesteinen der Préalpes folgt in diesem Profil eine festgelagerte, blaugraue Grundmoräne. BECK (1922) hat sie als «Hahnimoräne» bezeichnet und ihre stratigraphische Stellung mehrfach umgedeutet. Diese Grundmoräne hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 6–8 m. Kristallines und sedimentäres erratisches Blockwerk ist etwa zu gleichen Teilen vertreten.

Eine Neuaufnahme des Profils hat gezeigt, dass das Dach der Moräne eindeutig 0,60–1,00 m tief verwittert ist. Das erratische Blockwerk in diesem Bereich ist angewittert; die Matrix, im Gegensatz zu den tieferen, frischen Partien, ist gelbbraun. Der Nachweis dieser Verwitterungsschicht hat stratigraphische Konsequenzen, die jedoch erst später diskutiert werden sollen (vgl. dazu Taf.I).

Mit annähernd konstanter Mächtigkeit taucht die Grundmoräne im Hahni der Felsunterlage parallel unter das heutige Kanderniveau ab.

#### *Hahni-Deltaschotter*

Im Hangenden der Grundmoräne im Hahni folgen diskordant die mindestens 20 m mächtigen Hahni-Deltaschotter (von BECK als «Hahnideltaschotter» bezeichnet). Ihr korngrössenmässiger Aufbau bringt die Deltastruktur deutlich zur Geltung: in jeder Lage ist der Übergang von Kieseisanden im «foreset-bedding» zu tonig-siltigen Sanden im «bottomset-bedding» augenfällig. Auch innerhalb der einzelnen Schichten ist z.T. eine Gradierung feststellbar. Die Beckenfazies ist wesentlich feinkörniger und ist mit den in Sondierbohrungen bei der Autobahnbrücke angetroffenen geringmächtigen Seetonen wahrscheinlich identisch.

Der Kontakt Grundmoräne/Deltaschotter ist diskordant-erosiv. Man kann beobachten, wie vor Ablagerung der Deltaschotter Rinnen in die Grundmoräne erodiert und später mit Schottermate-

rial aufgefüllt worden sind. An solchen Stellen ist reichlich Moränenmaterial in die Deltaschotter aufgearbeitet. Grundmoränenmatrix ist auch als Gerölle aufgearbeitet und zum Teil nachträglich durch den Überlagerungsdruck «ausgewalzt» worden. Offen bleibt die Frage, ob die ebenfalls in den Deltaschottern vorkommenden kleinen erratischen Blöcke (bis ca. 0,50 m Länge) auch aus der Grundmoräne aufgearbeitet oder syngedimentär eingeschwemmt wurden. Die syngedimentäre Einschwemmung scheint neben einer geringfügigen Aufarbeitung wahrscheinlicher, da anzunehmen ist, dass diese in der Kanderschlucht anstehenden Deltaschotter eine um wenig ältere Fazies der von BECK im unteren Glütschtal als Deltamoräne bezeichneten Ablagerung sind. Eine weitere Diskussion folgt in Abschnitt 5.

Diese stark verfestigten sandigen Deltaschotter bilden den Sockel der quartären Lockergesteine unter dem Strättlihügel; der direkte Kontakt zur Moräne der Guntelsei(?) kann bei P. 614.775/173.305 beobachtet werden.

Postglaziale Alluvionen, die vor 1714 von der Kander durch das ganze Glütschtal abgelagert wurden, bilden das Hangende der Hahni-Deltaschotter. Eine Ausnahme bildet ein lokal sehr eng begrenztes Vorkommen von Grundmoräne im Dach des Profils in der Oberen Klus. Die lithostratigraphische Position dieses Grundmoränenauflusses spricht für eine Zugehörigkeit zu den Grundmoränendecken der letzten Eiszeit (Moräne bei Alte Schlyffi?).

#### *Profil Alte Schlyffi (Koord.: 613.985/173.770/640 m ü.M.)*

Durch den Bau der Autobahn N6 wurde gegenüber «Alte Schlyffi» ein vollständiges Profil in der Erosionsterrasse freigelegt. Damit wird die klassische Profilserie im Glütschtal um eine weitere Schlüsselstelle bereichert. Dieses Profil ist in Figur 37 wiedergegeben. Wie die folgende lithostratigraphische Gliederung des Profils zeigt, kann hier die Karte von BECK & GERBER ergänzt werden.

#### *Schotter der Guntelsei*

Die Basis des aufgeschlossenen Profils wird von sandreichen, gelbgrauen Schottern gebildet. Sie sind zum Teil, namentlich im Dach, stark verfestigt. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt 7 m. Augenfällig war neben der lokalen Verfestigung die tiefgründige Verwitterung der Schotterabfolge, ein Kriterium, das die Korrelation dieses Schotterauflusses mit jenem an der Basis des Huriflue-Profils rechtfertigt.

BECK hat die basalen Schotter an der Huriflue als «Guntelseischotter» bezeichnet; die informelle Namengebung übertragen wir somit auch auf die liegenden Schotter bei Alte Schlyffi.

An der Huriflue werden die Schotter der Guntelsei von reliktscher, stark verwitterter Grundmoräne überlagert; sie konnte im neu untersuchten Profil nicht nachgewiesen werden.

#### *Silte und Sande (= «Letten» von BECK) z. T. mit Schieferkohle*

Über dem basalen Schotter der Guntelsei folgt eine 7,50 m mächtige Abfolge von gutgeschichteten, äusserst fest gelagerten Sanden und Silten mit tonigen Zwischenlagen. Im Übergang von den liegenden Schottern in die pelitische Abfolge zeigt sich, dass während der Ablagerung der Silte und Sande Feinmaterial (Schlamm) in die liegenden Schotter eingeschwemmt wurde. Vor der Ablagerung der Silte und Sande scheint nur unbedeutend Schottermaterial erodiert worden zu sein.

Da das Profil Alte Schlyffi nur für kurze Zeit vollständig aufgeschlossen war, sei nachstehend das Detailprofil durch die Sande und Silte wiedergegeben:

oben: 0,40 m: diakoner Grobsand mit Geröllen (umgelagertes Material, lose).

0,20 m: gelbgrauer, toniger Silt mit Grobsandlinsen, festgelagert und stark verwittert.

0,15 m: Grobsand, gelbgrau, stark verwittert, festgelagert, Porenraum durch sekundär eingeschwemmten Ton ausgefüllt.

0,10 m: verfestigter, gelbgrauer Ton.



0,25 m: grauschwarzer, sandig-siltiger Ton, reich an pflanzlichem Detritus und Gastropodenbruchstücken, fest gelagert.  
 0,30 m: grau gelber, sandiger Silt, festgelagert, verwittert.  
 0,35 m: Grobsand, grau gelb, festgelagert und stark verwittert; mit feinen Tonzwischenlagen.  
 0,70 m: graublauer, sandiger Silt, festgelagert, reich an pflanzlichem Detritus.  
 0,60 m: sandig-toniger Silt, festgelagert, ungeschichtet, mit folgenden Gastropoden:

*Discus rotundatus* (O.F. MÜLLER)  
*Clausilia* sp.  
*Trichia villosa* (DRAP.)  
*Helicodonta obvoluta* (O.F. MÜLLER)  
 ?*Cepaea nemoralis* (L.)  
 ?*Cepaea hortensis* (O.F. MÜLLER)

0,35 m: blaugrauer, tonig-siltiger Sand, festgelagert.  
 0,50 m: braungrauer Feinsand, sehr festgelagert, mit vereinzelt Geröllen, Schichtung undeutlich.  
 0,90 m: grauer bis blaugrauer, festgelagerter, tonig-siltiger Feinsand, Schichtung angedeutet.  
 0,10 m: braungrauer, stark verfestigter Grobsand, intensiv verwittert, durchzieht den Aufschluss wellenförmig, wahrscheinlich durch Erosion in der Mächtigkeit stark vermindert.  
 0,50 m: braungrauer, siltiger, festgelagerter Sand mit einzelnen Geröllen, geschichtet.  
 0,15 m: gelbbrauner Grobsand, Verfestigung führt zu Knauern.  
 0,35 m: gelbbraune, siltige Sande mit tonigen Zwischenlagen, verwittert, gut geschichtet, durchzieht den Aufschluss wellenförmig (Erosionsdiskordanz!).  
 0,30 m: graue bis grauschwarze, sandige Tonsilte mit Schalenbruchstücken.  
 0,50 m: undeutlich geschichtete blau- bis braungraue, sandige Tonsilte; an der Basis reich an pflanzlichem Detritus, vereinzelte Gerölle.

Basis: 0,80 m: braungrauer, stark verfestigter, sandiger Fein- bis Mittelkies; Gerölle schlecht gerundet.

Die fazielle Ausdeutung der Silte und Sande gibt das Bild einer verlandenden Schwemmlandebene, die zeitweilig wieder mit Sedimentmaterial überdeckt wird, das dann erneut der Verwitterung ausgesetzt ist. Lokal waren kleine Tümpel vorhanden, in deren Absätzen die Fossilien (Pflanzenhäcksel und Gastropoden) erhalten geblieben sind. Die zitierten Gastropoden sind durchwegs terrestrische Arten, die in diese Silte eingeschwemmt worden sind.

Die Abfolge der Silte und Sande ist sicher nicht als kontinuierliches Sedimentpaket abgelagert worden, vielmehr folgten ausgedehnte Zeiten der Verwitterung auf vermutlich relativ kurze Zeiten der Sedimentation.

Das Dach der Silte und Sande ist, wie im Aufschluss deutlich sichtbar war, vor Ablagerung der hangenden Schotter am Brüggestutz s.l. erosiv gekappt worden.

#### *Schotter am Brüggestutz s.l. (= Münsingen-Schotter s.l.)*

Im Hangenden der Silte und Sande folgt ein durchschnittlich 13,50 m mächtiges Schotterpaket. BECK hat dieses als «Brüggestutzschotter» bezeichnet. Die informelle Bezeichnung Schotter am Brüggestutz s.l. wird noch beibehalten, doch sei schon hier darauf hingewiesen, dass sie mit den Münsingen-Schottern s.l. korrelierbar sind.

Im Gegensatz zu den basalen Schottern der Guntelsei sind die Schotter am Brüggestutz s.l. von frischem, unverwittertem Aspekt und erinnern in ihrer geröllpetrologischen Zusammensetzung an die Münsingen-Schotter s.l. des mittleren Aaretals (daher auch die ähnliche graublaue Aufschlussfarbe).

Es handelt sich lithologisch um Mittel- bis Grobkies mit vereinzelt Blöcken. Die Matrix ist braungrau, siltig-sandig, stellenweise tonhaltig, was zu einer Verlehmung der Schotter führt. An einigen Stellen (zum Teil auch im Dach der Schotter) sind siltig-sandige Linsen feststellbar, was Ruhepausen in der Aufschotterung entspricht; ja, die profilmässige Entwicklung deutet darauf hin, dass, wie bei den Münsingen-Schottern, eine Untere und Obere Einheit ausgeschieden werden kann.

Die Geröllformen zeigen, dass die Schotter am Brüggestutz eindeutig eine fluvioglaziale Ablagerung sind (eckige, ungerundete Gerölle, im Dach des Schotters oft geritzt und zerbrochen). Auch hier ist, wie bei den Münsingen-Schottern, zu beobachten, wie im Profil Lagen von dominierend fluvialer auf solche fluvioglazialer Prägung folgen.

### *Moräne bei Alte Schlyffi (= Rotachewald-Grundmoräne)*

Über den fluvioglazialen Oberen(?) Schottern am Brüggestutz folgt in diesem Profil eine 19 m mächtige, tonige Grundmoräne. Sie wurde von BECK nach Aufschlüssen bei Neue Schlyffi als selbständige lithostratigraphische Einheit ausgeschieden und als «Schleifenmoräne» bezeichnet. Wir behalten hier die informelle Begriffsbildung Moräne bei Alte Schlyffi bei. Es handelt sich um eine typische Grundmoräne mit sehr hohem Tongehalt. Dadurch ist wohl auch die grauschwarze Farbe der Matrix erklärbar. Einzelne sandigere Linsen innerhalb der Grundmoräne machen einen zeitweiligen Schmelzwassereinfluss wahrscheinlich. Auffallend sind viele über 1 m<sup>3</sup> grosse erratische Blöcke in dieser Grundmoräne.

Der Kontakt zu den liegenden Oberen(?) Schottern am Brüggestutz zeigt, dass die geröllpetrologische Zusammensetzung von Grundmoräne und liegendem Schotter vollständig übereinstimmen. Genetisch ist der Kontakt der einer kontinuierlichen Sedimentation.

Ebenso interessant wie der Kontakt zum Liegenden ist die Beziehung zum Hangenden. Die Karte von BECK (BECK & GERBER 1925) zeigt hier als Abschluss des Profils und als Abdeckmaterial der Erosionsterrasse die sogenannte Bärenholz«moräne».

### *Bärenholz«moräne»*

Wir verwenden hier den informellen Begriff «Moräne» im Bärenholz. Tatsächlich sind die obersten 15 m des Profils von der liegenden Moräne bei Alte Schlyffi lithologisch deutlich unterscheidbar: die Matrix ist bedeutend sandiger, dadurch die Gesamtfarbe der Ablagerung wesentlich heller (braungrau). Wohl ist der grösste Teil der Gerölle noch deutlich glazigen geprägt (schlechte Rundung, geritzt), das Sediment zeigt als Ganzes jedoch wesentliche fluviatile Einflüsse. Der Übergang Moräne bei Alte Schlyffi/«Moräne» im Bärenholz ist fließend, jedoch deutlich.

BECK deutet die Moräne im Bärenholz als Grundmoräne und ordnet sie einem Gletschervorstoss zu. Die im Dach des beschriebenen Profils anstehende Ablagerung ist jedoch als fluviatil umgeprägtes Grundmoränenmaterial zu deuten, das zwischen dem zur liegenden Moräne bei Alte Schlyffi gehörenden Gletschervorstoss und dem späteren Strättligvorstoss durch Schmelzwassertätigkeit umgelagert worden ist.

Als Stütze dieser Ansicht sei folgende Beobachtung angeführt: während der Aushubarbeiten der Autobahn konnte in der Guntelsei, unmittelbar nördlich der Huriflue (Fig. 1), zwischen der Moräne bei Alte Schlyffi (= Dach des Huriflueprofils) und der östlich auflagernden Moräne von Strättligen eine maximal 4 m mächtige Folge von Sanden und Silten beobachtet werden, welche eine Mulde in der liegenden Moräne bei Alte Schlyffi ausfüllen. Der Übergang aus dem Liegenden ist also auch dort fließend. Es ist somit naheliegend, die fluviolakustrine Lokalbildung in der Guntelsei mit der fluviatilen Umlagerung von Moränenmaterial bei Alte Schlyffi dem gleichen Ereignis zuzuordnen.

Die «Bärenholzmoräne» BECKs wäre demnach eine fluviatil überprägte «Fazies» der Moräne bei Alte Schlyffi (= Rotachewald-Grundmoräne).

### *Moräne von Strättligen*

Im Profil bei Alte Schlyffi selbst nicht aufgeschlossen, ist hier noch die Moräne von Strättligen zu erwähnen, die als jüngste Moränendecke vom Thunerseebecken wallartig an das Liegende angelagert ist.

### *Huriflue und Guntelsei (Koord.: 612.985/174.555 und 612.610/174.950)*

Das Huriflue-Profil im Glütschtal ist eines der klassischen Profile der schweizerischen Quartärstratigraphie. Was die folgende Beschreibung des unteren Teiles des Profils anbetrifft (Schotter

der Guntelsei bis Schotter am Brüggstutz s.l.), sind wir in Anbetracht der jetzigen schlechten Aufschlussverhältnisse auf die Verwertung früher aufgenommener Profile angewiesen (GERBER, BECK und vor allem MÜLLER-BECK 1959). Die Gliederung der Moränenablagerungen im Dach des Profils können wir durch neue Beobachtungen (Bau der Nationalstrasse 6) ergänzen. Das nachfolgend zusammengestellte Profil ist in Figur 37 angegeben.

#### *Schotter der Guntelsei*

Die Basis des Aufschlusses (MÜLLER-BECK et al.) lag damals auf Kote 593,3 m ü.M. Bis auf Kote 594,8 m ü.M. waren noch sehr stark verwitterte, unregelmässig gelagerte Schotter aufgeschlossen. BECK hat in seinen früheren Arbeiten dieses Vorkommen als «Guntelseischotter» bezeichnet. Das Huriflue-Profil stellt deren Typuslokalität dar. Nach den Beschreibungen von MÜLLER-BECK und BECK sind auch hier die obersten Schotterlagen wie bei der Alten Schlyffi durch sekundäre Einschwemmung von Feinmaterial gekennzeichnet. Eine Korrelation der basalen Schotter beider Profile ist auf Grund der lithologischen Ausbildung durchaus wahrscheinlich (informelle Bezeichnung: Schotter der Guntelsei).

Darüber folgt bis auf Kote 598,4 m ü.M. die reliktsche, stark verwitterte Moräne der Guntelsei.

#### *Moräne der Guntelsei*

GERBER, BECK und MÜLLER-BECK sind sich in ihren Ausführungen darüber einig, dass es sich um Relikte einer tiefgründig verwitterten Grundmoräne handelt, was der lithologische Aufbau auch beweist (tonig-siltige Matrix, reichlich ungerundetes, chaotisch gelagertes Blockmaterial).

Auf Kote 598,4 m ü.M. folgen die Schieferkohlen führenden Tonsilte und Sande (= «Letten mit Schieferkohle» von BECK 1922).

#### *Silte und Sande mit Schieferkohle*

Sie beginnen mit einer basalen ca. 0,10 m mächtigen, unregelmässig gelagerten, lehmig-verwitterten Schotterlage. Es handelt sich dabei wahrscheinlich nur um Material, das unmittelbar vor Ablagerung der hangenden ca. 0,50 m mächtigen dunkelgrauen sandig-tonigen Silten, die lokal reich an organischem Detritus sind, umgelagert worden ist.

Auf Kote 598,95 m ü.M. (Höhenangabe nach MÜLLER-BECK et al.) folgen die 15–30 cm mächtigen *Schieferkohlen*. Darüber folgen erneut 15–20 cm braune und graue, tonige Silte. Zur Ablagerungsgeschichte der Silte und Sande im Profil Alte Schlyffi habe ich erwähnt, dass wahrscheinlich mehrere zeitliche Unterbrüche der Sedimentation anzunehmen sind (Verwitterungshorizonte). Das gleiche gilt für die Silte und Sande mit Schieferkohle der Huriflue. Nur ist hier wahrscheinlich die Hauptdiskordanz an die Basis der pelitischen Abfolge, weitere möglicherweise innerhalb der Schieferkohle zu legen. Die Sedimentation der pelitischen Abfolge an der Huriflue dürfte später eingesetzt haben als bei der Alten Schlyffi, und die lokale Topographie ist dafür verantwortlich, dass hier die Moräne der Guntelsei, wenn auch nur reliktsch, erhalten geblieben ist.

Über die weitere Ausdehnung der Schieferkohle geben uns die beiden Sondierbohrungen des Autobahnamtes S86 und S87 Auskunft: S86 hat die Basis der Schieferkohle auf Kote 591,24 m ü. M. und S87 auf 590,80 m ü. M. erreicht. In der Bohrung S87 beträgt die Mächtigkeit bereits 0,60 m. Aus den Resultaten der beiden Bohrungen kann abgeleitet werden, dass der Schieferkohlenhorizont der Huriflue unter den Strättlihügel leicht absinkt (rund 8 m Höhenunterschied auf 200 m Horizontalabstand). Im Hangenden der pelitischen Ablagerungen folgen die mächtigen, verfestigten Schotter am Brüggstutz s.l.

### *Schotter am Brüggstutz s.l.*

Sie bilden den markanten «Felsvorsprung» der Huriflue. Die aufgeschlossene Mächtigkeit der Schotter beträgt hier 18 m (Dach auf Kote 617 m ü.M.). Die lithologische Ausbildung der Schotter am Brüggstutz im Huriflue-Profil entspricht jener im Alte-Schlyffi-Profil; auch hier sind im Kies siltig-sandige Zwischenlagen eingeschaltet, welche die gesamte Aufschotterung in einzelne Phasen aufgliedern (Untere/Obere Schotter am Brüggstutz). In der Bohrung S86 konnte nachgewiesen werden, wie auch im Dach der Schotter eine Aufschotterungspause durch tonig-siltige Sande markiert ist, wie das im Profil Alte Schlyffi der Fall ist.

Über den Verlauf des Daches der Schotter am Brüggstutz geben uns die Bohrungen S85 (Koord.: 613.060/174.685), S86 (Koord.: 613.060/174.575) und S87 (Koord.: 613.105/174.580) einen Hinweis. Sie haben die Obergrenze auf folgenden Koten durchfahren: S85: Kote 603,33 m ü.M., S86: Kote 612,49 m ü.M. und S87: Kote 612,80 m ü.M. Somit ist auch für die Schotter am Brüggstutz der Nachweis erbracht, dass ihr Dach (zumindest lokal) gegen das Thunerseebecken (besonders deutlich in Richtung Bohrung S85) abtaucht.

Das Dach des eigentlichen Huriflue-Profiles bildet die graue, als typische Grundmoräne ausgebildete Moräne bei Alte Schlyffi.

### *Moräne bei Alte Schlyffi (= Rotachewald-Grundmoräne im Glütschtal)*

Sie ist hier 8 m mächtig aufgeschlossen. Im Huriflue-Profil ist sie wesentlich reicher an sandig-siltiger Matrix als bei Alte Schlyffi.

Eine besondere Diskussion verlangt die Beziehung Schotter am Brüggstutz s.l./hangende Moräne bei Alte Schlyffi im Gebiet der Bohrung S84 nördlich der Huriflue; dort ist nämlich sichtbar, dass das Feinmaterial der Schotter (allerdings sehr geringfügig) verwittert ist. Ebenfalls im Profil Alte Schlyffi konnten innerhalb der Schotter am Brüggstutz sandig-siltige Lagen nachgewiesen werden, die innerhalb der Schotterfolge eine Aufschotterungspause repräsentieren (Untere/Obere Schotter am Brüggstutz).

Ich interpretiere diese Beobachtung dahin, dass es sich bei der leicht verwitterten Silt-Sandlage mit Geröllen um eine der im Schlyffi-Profil gefundenen, äquivalenten Silt-Sandlinsen handelt, die einen Unterbruch in der Aufschotterung ebenfalls im Huriflue-Gebiet wahrscheinlich macht. Die entsprechende Stelle liegt hier ebenfalls 4–5 m unter der Dachfläche der Schotter am Brüggstutz. Weiter ist es möglich, diese Silt-Sandlage mit der deutlichen Diskordanz innerhalb der Schotter am Brüggstutz vorne am Kopf der Huriflue zu korrelieren. Dort ist ca. 3–4 m unterhalb der Basis der Moräne bei Alte Schlyffi ein deutlicher Wechsel im lithologischen Aufbau der Schotter feststellbar (unten verfestigt, oben locker und feinkörniger, siehe auch Profil von MÜLLER-BECK et al.). Diese Aufgliederung der letzteiszeitlichen Schotter im Glütschtal entspricht somit der Gliederbarkeit der Münsingen-Schotter s.l. im mittleren Aaretal (Untere/Obere Münsingen-Schotter).

Die lithostratigraphischen Beziehungen im Hangenden der Moräne bei Alte Schlyffi wurden durch den Autobahnbau im Talhang nördlich der Guntelsei aufgeschlossen. Es stellt sich die Frage, ob nicht die von BECK als «Bärenholzmoräne» bezeichnete Einheit dort als fluviolakustrine bzw. fluvioglaziale Bildung zwischen die Moräne bei Alte Schlyffi und jene von Strättligen geschaltet ist. Im gleichen Sinne lässt sich eine Beobachtung deuten, die während des Autobahnbaues zwischen den Bohrungen S82 (Koord.: 612.985/174.845) und S83 (Koord.: 612.990/174.760) möglich war. Zwischen der liegenden Moräne bei Alte Schlyffi und der hangenden Moräne von Strättligen waren lokal deutlich fluvioglaziale Schotter und geringmächtig verschwemmte Grundmoräne nachweisbar. Diese Bildungen würden zeitlich der zwischen der Moräne bei Alte Schlyffi und jener von Strättligen liegenden Gletscherschwankung (Interstadial?) entsprechen. – Die Bohrungen S82 und S85 hätten diesen Kontakt auch durchfahren müssen; in den betreffenden Bohrprofilen sind aber keine Angaben über eine Unterteilung der Moränenabla-



gerungen vorhanden. Offenbar sind die zwischengelagerten Bildungen nur lokal und nur im Profil Alte Schlyffi mit beträchtlicher Mächtigkeit erhalten geblieben.

*Profil beim Scheibenstand in der Guntelsei (Koord.: 612.610/174.950)*

Im Herbst 1968 war es im Zusammenhang mit den Bauarbeiten am neuen Scheibenstand in der Guntelsei möglich, zu den klassischen Glütschtal-Profilen ein Ergänzungsprofil aufzunehmen. Es liegt, wie Figur 37 zeigt, zwischen den beiden Schlüsselprofilen Huriflue und Wässeriflue:

oben: 3,00 + x m: lockere, graublaue Schotter, sandig, z. T. gut geschichtet, scharfe Grenze zum Liegenden = *Untere Schotter am Brüggestutz* (bzw. Untere Münsingen-Schotter).

4,19 m: Silte und Sande mit Schieferkohlen.

unten: 2,00 + x m: sandige, braungraue, verwitterte, z. T. verfestigte Schotter = *Schotter der Guntelsei*.

Der Vollständigkeit halber sei das Profil der Silte und Sande im Detail wiedergegeben. Das Profil ist leider wieder zugeschüttet worden:

oben: 0,10 m: feingeschichteter, graubrauner, sandig-siltiger Ton.

0,30 m: torfige, oben blättrige Schieferkohle, stark gepresst; ähnlich der Schieferkohle von der Huriflue.

2,30 m: braungraue, tonig-siltige Sande, geschichtet, Kontakt zum Hangenden scharf abgegrenzt.

0,35 m: blaugraue, sandige Silte; 0,30 m unter der Dachfläche Schieferkohlschicht von 2-3 cm.

0,02 m: grauer Sand.

0,80 m: sandiger, blaugrauer Tonsilt, feingeschichtet; im untersten Drittel vereinzelt Holzstückchen.

0,12 m: grauer, leicht sandiger, feingeschichteter Ton.

unten: 0,20 m: graubrauner, sandiger Silt, geschichtet.

Die profilmassige Entwicklung dieser Silte und Sande erinnert zumindest im oberen Teil an das Profil der Huriflue; die gesamte Mächtigkeit ist in der Guntelsei jedoch wesentlich bedeutender. Es ist durchaus wahrscheinlich, dass das Profil als Ganzes mit dem Profil bei der Alten Schlyffi und der Wässeriflue korreliert werden kann. Die tieferen Lagen scheinen an der Huriflue nicht abgelagert worden zu sein.

*Wässeriflue (Koord.: 611.545/175.435)*

Das Profil am Südabfall der Wässeriflue stellt das zweite wichtige Schlüsselprofil zur stratigraphischen Gliederung der quartären Sedimente im Glütschtal dar. Leider ist es heute sehr schlecht aufgeschlossen: das Liegende der Sande und Silte ist unter Gehängeschutt verschüttet und muss somit aus früheren Aufnahmen rekonstruiert werden (BECK 1922 et div., GERBER 1923, MÜLLER-BECK 1968). Die Lage des nachfolgend zusammengestellten Profils ist in Figur 1 angegeben. Die Angaben der Koten in Metern ü.M. beziehen sich auf die Einmessungen von MÜLLER-BECK (1968). Die Basis des Profils bilden die stark verfestigten, nach Nordosten unter die hangenden Sedimente abtauchenden Schichten der «Deltamoräne» BECKS.

Das Wässeriflue-Profil kann nach den Aufnahmen GERBERS (1923) in vier, nach den Aufnahmen MÜLLER-BECKS (1968) in fünf Einheiten gegliedert werden:

- Moräne bei Alte Schlyffi (bzw. Rotachewald-Grundmoräne),
- subglaziale Schotter (= ? Schotter am Brüggestutz s.l.),
- Silte und Sande mit Schieferkohle,
- verwitterte Schotter (= ? umgelagerte Moräne der Guntelsei),
- verwitterte Moräne (Moräne der Guntelsei).

Zur Frage der basalen, verwitterten Ablagerungen sei folgendes bemerkt: MÜLLER-BECK gibt 1968 als Basis seines Profils 1,05 m «graue, tonig-sandige unregelmässige Schotter (verlagertes Material)» an. Mit grösster Wahrscheinlichkeit handelt es sich um eine entsprechende (wenn auch bedeutend mächtigere) Bildung der basalen 0,10 m mächtigen, verwitterten, umgelagerten Schotter an der Huriflue. Sie werden als Basis der Silte und Sande aufgefasst.

Im Liegenden dieser Schotter folgt dann die von GERBER (1923) als «Untere Moräne = Graue Moräne» bezeichnete Grundmoräne, die nach ihm stark verwittert ist. BECK korreliert diese Untere Moräne mit seiner «Schleifenmoräne». Wir parallelisieren sie hier auf Grund ihrer lithostratigraphischen Position und ihrer Verwitterung (die «Schleifenmoräne» ist bis jetzt nicht tiefgründig verwittert nachgewiesen worden) mit der *Moräne der Guntelsei*.

### *Silte und Sande mit Schieferkohle*

Während der Kampagne MÜLLER-BECK, RUTSCH & WELTEN ist das Profil der pelitischen Sedimente aufgegraben worden, was eine detaillierte Aufnahme ermöglichte, nämlich (nach MÜLLER-BECK 1968):

- oben: 0,33 m: gelbbrauner, sandiger Ton mit gestauchter Bänderung.  
0,39 m: graue, graubraune und gelbe Tone mit gestauchter Bänderung.  
0,07 m: graue und braune Tone, Schichtung ungestört.  
0,06 m: Schieferkohle, Flöz 1; <sup>14</sup>C-Proben: B-340A, B-340B.  
0,04 m: schwarzer, speckiger Ton.  
0,36 m: graue Tone mit ruhiger Schichtung.  
0,01 m: Ton mit Pflanzenresten, Flöz 2.  
0,16 m: graubraune, sandige Tone, geschichtet (Fragment einer *Succinea* sp.).  
0,18 m: sandige, graubraune Tone, geschichtet.  
0,01 m: Eisenoxidbändchen.  
0,10 m: graubrauner, sandiger Schotter.  
0,17 m: sandige, rostige Schotter.  
0,36 m: hellgraue, sandige Tone, geschichtet.  
0,15 m: Schieferkohle, Hauptflöz; <sup>14</sup>C-Proben: B-276, E-221, GrN-3223. Kote = 608,40 m ü. M.  
0,16 m: schwarzgrauer, sandiger Ton.  
0,07 m: dunkler Ton mit Pflanzenresten, Humuseinmischung und Schneckenschalen = Schneckenflöz (Flöz 4);  
<sup>14</sup>C-Probe: B-277.

Aus dieser Schicht konnten durch A. Forcart (briefliche Mitteilung 1960) folgende Molluskenarten bestimmt werden:

*Pisidium nitidum* (JENYNS)  
*Succinea oblonga* (DRAPARNAUD)  
*Helicigona arbustorum* (L.)  
*Lymnaea peregra* (O. F. MÜLLER) (dominant)  
*Lymnaea truncatula* (O. F. MÜLLER)

Nach A. Forcart «spricht der Erhaltungszustand der Schalen(-fragmente) gegen eine Ablagerung am ursprünglichen Lebensort, sondern für einen Transport in stark bewegtem Wasser» ... «Die beiden *Lymnaea*-Arten sind in kleinen, stehenden oder langsam fliessenden Gewässern häufig. In Ablagerungen am ursprünglichen Lebensort der Lymnaeen werden – von der meist in grosser Individuenzahl zusammenlebenden *Lymnaea peregra* – eine weit grössere Individuenzahl und gut erhaltene Schalen gefunden.» Diese Feststellungen Forcart's stimmen mit der geologischen Deutung überein (Schwemmlandebene mit gelegentlichem Hochwasser).

Fortsetzung:

- 0,22 m: graue Tone, unten sandiger.  
0,20 m: gelbbraune, sandige, feinkörnige Schotter.  
0,78 m: gelber Ton.  
0,40 m: grauer Ton mit *Pisidium* sp. und Ostrakodenschalen (nach A. Forcart, briefliche Mitteilung 1960).  
0,03 m: Schieferkohle, Flöz 5.  
0,08 m: grauer, sandiger Ton.  
unten: 1,05 m: graue, tonig-sandige, unregelmässige Schotter, verlagertes Material.

Auch diese Abfolge darf lithostratigraphisch mit den entsprechenden Bildungen der Guntelsei, Huriflue und bei der Alten Schlyffi korreliert werden. Sicher sind auch hier innerhalb des Profils Lücken in der Sedimentation vorhanden.

Im Hangenden der Silte und Sande mit den Schieferkohlen folgt die Ablagerung, die MÜLLER-BECK (1968) als «zäher grauer Ton mit gerundeten Geröllen (subglazialer Schotter)» bezeichnet hat. Nach meinen Beobachtungen handelt es sich um glazigen aufgearbeitetes und nicht

sehr weit verfrachtetes Material der Schotter am Brüggstutz. Dieses Sediment kann also als lokale Fazies der Moräne bei Alte Schlyffi (Rotachewald-Grundmoräne) gedeutet werden.

### Profil im Zulg-Schuttfächer bei Steffisburg

Im Zusammenhang mit den Bauarbeiten am Autobahzubringer Thun-Nord/Steffisburg wurde in der Unterführung zwischen dem Bahngleise der EBT und der Staatsstrasse Bern-Thun (ca. bei Koord.: 613.655/179.875) ein 15 m mächtiges Profil aufgeschlossen. Dieses Profil im Zulg-Schuttfächer verdient eine eingehende Darstellung, weil in zwei Horizonten reiche Holzreste neben einer interessanten Molluskenfauna gefunden wurden.

An der Basis des Profils waren 1 m mächtige verlehnte, grobkörnige, mit reichlich Blockmaterial durchmischte, verwitterte Schotter aufgeschlossen. Materialmässig handelt es sich bei diesen *Unteren Schottern* sozusagen ausschliesslich um umgelagertes Molassematerial aus dem Einzugsgebiet der Zulg. Ihre Schichtung ist stark gestört; offenbar sind sie nach ihrer Ablagerung sekundär umgelagert worden. Charakteristisch ist der hohe Gehalt an tonig-siltigem Feinschlamm, der während der Ablagerung der hangenden, tonigen Silte in die Unteren Schotter eingeschwemmt worden ist.

Über den Unteren Schottern folgen maximal 2 m mächtige, dunkelgraue, gut geschichtete, sandig-tonige Silte. Sie gelangten in einer in der Aufschlussrichtung mindestens 250 m langen Mulde als *Seetone* zur Ablagerung. Ihre Entwicklung vom Liegenden zum Hangenden ist charakteristisch: basal sind sie tonhaltig (fast sandfrei) und reich an pflanzlichem Detritus. Stellenweise kann von torfigen Einlagerungen gesprochen werden. Gegen das Hangende nimmt der Sandgehalt immer mehr zu, und die Farbe der Seetone wird dadurch heller.

Reichhaltig sind die Fossilfunde aus diesen Seetonen:

#### Pflanzliche Reste

Ein Eichenstamm von 8 m Länge und 90 cm Durchmesser an der Basis stellt den spektakulärsten Fund dar. Er wurde unmittelbar unter der EBT-Unterführung in den Seetonen gefunden.

Figur 38 zeigt einen weiteren wichtigen Fund: es handelt sich dabei um einen Strunk von *Alnus* sp. (in situ). Die hier fotografierte Aufschlussfläche liegt 40 cm über der Seetonbasis. Bis jetzt sind folgende pflanzliche Makro-Reste nachgewiesen:

Gymnospermae:  
*Abies* sp.: Nadeln

Angiospermae:  
*Quercus* sp.: Baumstamm, verschiedene Aststücke,  
zahlreiche Blätter und Früchte

*Alnus* sp.: Wurzelstock (Fig.38)  
= Probe CS-St-103

*Fagus* sp.: Strunk, Wurzelstock, Früchte

*Fraxinus* sp.: Stammstücke



Fig. 38: Untere Seetone im Zulg-Schuttfächer bei Steffisburg: *Alnus*-Strunk in situ mit Angabe der Entnahmestelle der  $^{14}\text{C}$ -Probe B-2373. \*M = Molluskfundstelle.

## Mollusken

Die folgende Liste ist das Ergebnis der Analyse zahlreicher Mischproben aus diesen Unteren Seetonen (die Steffisburg-Fauna ist zum Vergleich mit den anderen Gastropodenfaunen in Figur 44 zusammengestellt):

### Gastropoda:

*Acicula (Acicula) lineata* (DRAPARNAUD)\* (Fig. 39)

*Acicula (Platyla) polita* (HARTMANN)

*Carychium minimum* O. F. MÜLLER\*

*Cochlicopa lubrica* (O. F. MÜLLER)\* (Fig. 40)

*Columella edentula* (DRAPARNAUD)

*Vertigo pusilla* O. F. MÜLLER (Fig. 41)

*Vertigo alpestris* ALDER (Fig. 42)

*Abida secale* (DRAPARNAUD)

*Vallonia costata* (O. F. MÜLLER)\*

*Ena montana* (DRAPARNAUD)

*Succinea oblonga* DRAPARNAUD

*Punctum pygmaeum* (DRAPARNAUD)

*Discus ruderatus* (HARTMANN)

*Discus rotundatus* (O. F. MÜLLER)

*Vitrina pellucida* (O. F. MÜLLER)

*Phenacolimax (Insulivitrina) glacialis* (FORBES)

*Vitrea subrimata* (REINHARDT)

*Vitrea cristallina* (O. F. MÜLLER)\*

*Vitrea contracta* (O. F. MÜLLER)

*Nesovitrea hammonis* (STRÖM)

*Aegopinella nitens* (MICHAUD)

*Euconulus fulvus* (O. F. MÜLLER)

*Clausilia* sp.

*Iphigena ventricosa* (DRAPARNAUD)

*Bradybaena fruticum* (O. F. MÜLLER)

*Trichia* sp.

*Trichia edentula* (O. F. MÜLLER)

*Isognomostoma isognomostoma* (GMELIN)

Die zahlenmässig dominierenden Formen sind mit einem \* bezeichnet.

Im unteren Teil der Seetone, die durch reiches organisches Material dunkel gefärbt und praktisch sandfrei sind, wurden massenhaft Kalkkonkretionen von Lumbriciden gefunden (siehe auch BRÄM 1956: 593). Beispiele sind in Figur 43 abgebildet. Verglichen mit den Gastropoden überwiegen die Lumbriciden-«Körnchen» zahlenmässig weitaus. Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Wüthrich, konnten gleiche Konkretionen auch in rezenten Lumbriciden nachgewiesen werden. Chemisch handelt es sich dabei um reines  $\text{CaCO}_3$ , was auch die rasterelektronenmikroskopische Untersuchung (Fig. 43) beweist (rhomboedrische Kalzitkristalle!).

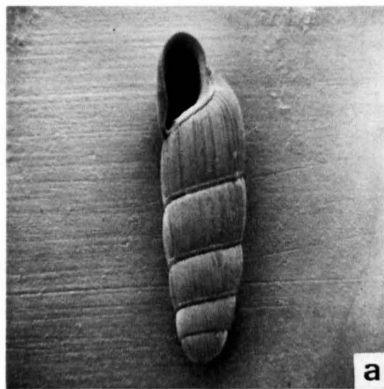


Fig. 39: *Acicula lineata* (DRAPARNAUD), Untere Seetone im Zug-Schuttfächer. – a) Vergr. 12 ×; b) Vergr. 28 × (Aufnahmen F. Zweili).

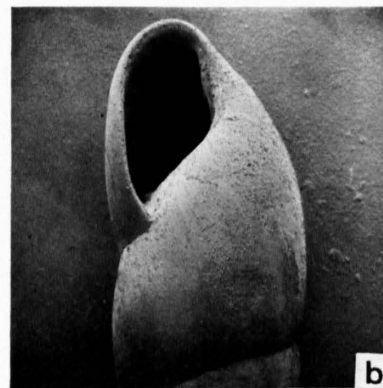
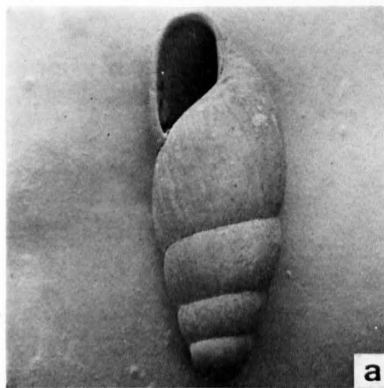


Fig. 40: *Cochlicopa lubrica* (O. F. MÜLLER), Untere Seetone im Zug-Schuttfächer. – a) Vergr. 10 ×; b) Vergr. 14 × (Aufnahmen F. Zweili).



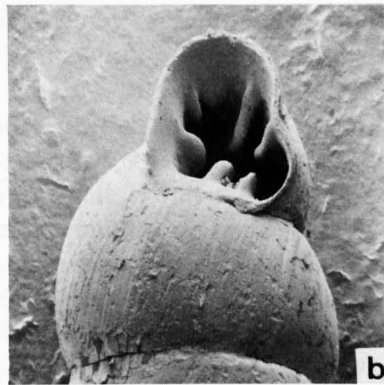
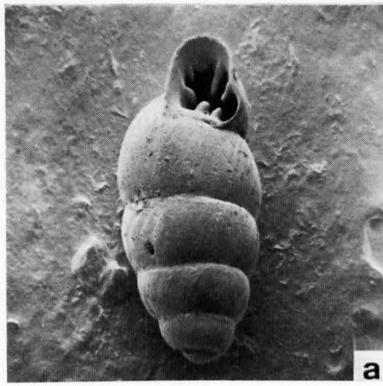


Fig. 41: *Vertigo pusilla* O.F.MÜLLER, Untere Seetone im Zulg-Schuttfächer. – a) Vergr. 18 ×; b) Vergr. 37 × (Aufnahmen F.Zweili).

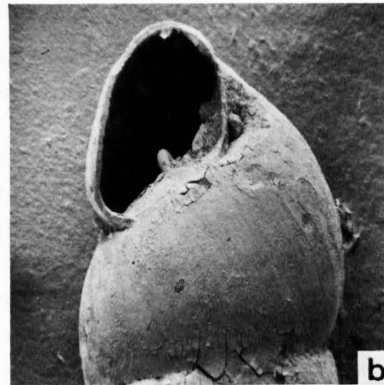
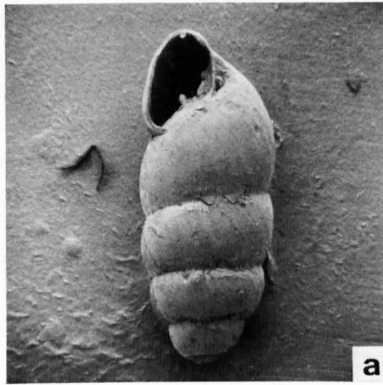


Fig. 42: *Vertigo alpestris* ALDER, Untere Seetone im Zulg-Schuttfächer. – a) Vergr. 18 ×; b) Vergr. 35 × (Aufnahmen F.Zweili).

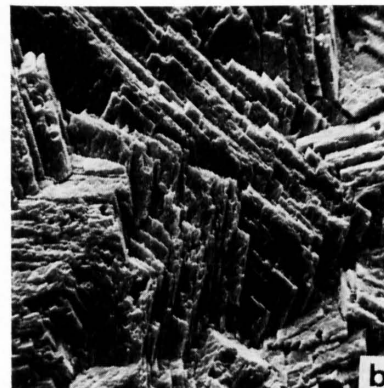
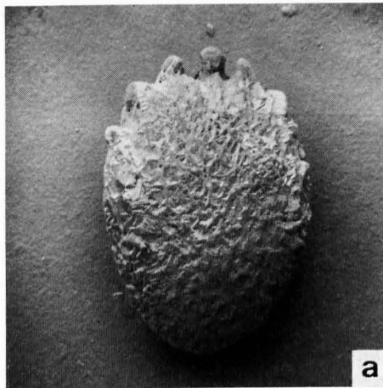


Fig. 43: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme einer Lumbricidae-Kalkkonkretion aus den Unteren Seetonen im Zulg-Schuttfächer bei Steffisburg. – a) Vergr. 18 ×; b) Vergr. 255 × (Aufnahmen F.Zweili).

Die ökologische Ausdeutung der reichhaltigen Fossilliste gibt ein klares Bild des Lebensraumes, in dem die zitierten Pflanzen und Tiere gelebt haben: das vollständige Fehlen aquatiler Arten, das massenhafte Vorkommen der Lumbriciden-Konkretionen und die in situ gefundenen Stämme von *Alnus* und *Fagus* beweisen eine Bildung am Rande eines mehr oder weniger offenen Waldtümpels, der zu einer bestimmten Zeit (Basis der Seetone) relativ gross gewesen sein kann (Einsedimentation der erwähnten Bäume), später aber völlig verlandete und mit Schotter überdeckt wurde. In der Nähe war wohl ein seitliches Rinnsal der Zulg vorbeigeflossen und hat das Sedimentmaterial herantransportiert.

Das Vorkommen von 2 m feingeschichteten Seetonen in einem Wildbachschuttfächer lässt darauf schliessen, dass es eine Zeitspanne umfasst, während welcher die Zulg nicht im gesamten Bereich ihres Schuttfächers aktiv war.

Drei Gastropodenarten verlangen eine eingehendere Behandlung: *Discus ruderatus*, *Vertigo alpestris* (Fig. 42) und *Phenacolimax glacialis*. – *Discus ruderatus* (3 Exemplare) und *Vertigo alpestris* (3 Exemplare) kommen heute selten unter 1000 m ü.M., *Phenacolimax glacialis* (1 Exemplar) selten unter 2000 m ü.M. vor. Die gefundenen Exemplare sind gut erhalten und zeigen keine Transportsuren. Es darf also angenommen werden, dass diese drei Arten im Postglazial in der näheren Umgebung des Zulg-Schuttfächers bei Steffisburg in Reliktstandorten überlebt haben.

Die Silte und Sande (z.T. mit Schieferkohle) im Glütschtal im Liegenden der Schotter am Brüggstutz bzw. der Moräne bei Alte Schlyffi dürften aus ähnlichen Ablagerungsbedingungen hervorgegangen sein, wie in Steffisburg die «Seetone» zwischen zwei Schotterlagen.

Über den sandig-tonigen Silten (Seetonen) folgen die durchschnittlich 8 m mächtigen *Oberen Schotter*. Sie unterscheiden sich von den Unteren Schottern durch ihren viel frischeren Aspekt und das Fehlen des Silt-Ton-Anteils in der Matrix. Basal, das heisst direkt über den Seetonen sind sie blockreich (grobgeröllig). Materialmässig sind sie von den Unteren Schottern nicht zu unterscheiden (Zulgmateriale).

Im Dach der Oberen Schotter ist eine Versandung festzustellen, die in 3–4 m mächtige, gelbgraue, feingeschichtete, *siltige Feinsande* überleitet. Dieses feinkörnige Material durchzieht mit gleichbleibender Mächtigkeit das Dach des Aufschlusses auf über 30 m Länge.

In dieser Ablagerung war eine interessante und vielfältige Fossilgemeinschaft nachweisbar, die von derjenigen in den Unteren Seetonen deutlich verschieden ist. Die folgende Zusammenstellung ist das Resultat aus den Untersuchungen zahlreicher Mischproben (vgl. Fig. 44):

Ostracoda:

*Candona neglecta* (SARS 1887)  
*Candona parallela* (MÜLLER 1890)  
*Ilyocypris bradyi* (SARS 1900)

Pelecypoda:

*Pisidium* sp.

Gastropoda:

*Acicula* (*Acicula*) *lineata* (DRAPARNAUD) (Fig. 39)  
*Carychium* sp.  
*Carychium minimum* O.F. MÜLLER  
*Carychium tridentatum* (RISSO)\*  
*Cochlicopa lubrica* (O.F. MÜLLER)\* (Fig. 40)  
*Cochlicopa lubricella* (PORRO)  
*Truncatellina cylindrica* (FERUSSAC)  
*Vertigo antivertigo* (DRAPARNAUD)  
*Vallonia pulchella* (O.F. MÜLLER)  
*Vallonia costata* (O.F. MÜLLER)\*  
*Succinea* sp.  
*Succinea oblonga* DRAPARNAUD

*Punctum pygmaeum* (DRAPARNAUD)

*Discus rotundatus* (O.F. MÜLLER)  
*Vitrea cristallina* (O.F. MÜLLER)  
*Nesovitrea* (*Perplita*) *hammonis* (STRÖM)  
*Nesovitrea hammonis* (STRÖM)  
*Aegopinella nitens* (MICHAUD)\*  
*Oxychilus* sp.  
*Oxychilus* (*Oxychilus*) *cellarius* (O.F. MÜLLER)  
*Zonitoides nitidus* (O.F. MÜLLER)  
*Euconulus fulvus* (O.F. MÜLLER)  
*Caecilioides acicula* (O.F. MÜLLER)  
*Cochlodina laminata* (MONT.)  
*Clausilia* sp.  
*Iphigena ventricosa* (DRAPARNAUD)  
*Bradybaena fruticum* (O.F. MÜLLER)  
*Perforatella incarnata* (O.F. MÜLLER)  
*Trichia* sp.  
*Trichia villosa* (DRAPARNAUD)  
*Trichia plebeja* (DRAPARNAUD)\*  
*Helicodonta obvoluta* (O.F. MÜLLER)  
*Helicigona* (*Arianta*) *arbustorum* (L.)

Die zahlenmässig dominierenden Arten sind mit einem \* bezeichnet.

Die oben aufgeführte Faunenliste birgt als Ganzes einen Widerspruch in sich: den ausschliesslich terrestrischen Gastropoden stehen aquatile Ostrakoden und die Pisidien gegenüber. Offenbar ist die Fauna der siltigen Sande durch fliessendes Wasser in einem Stillwasserabsatz zusammengespült worden; dabei wurden die terrestrischen Gastropoden mit den aquatilen Pisidien und Ostrakoden vermischt. Nach H.J. Oertli (briefliche Mitteilung) spricht die vorliegende Ostrakodenfauna für eine Ablagerung in einem Tümpel, der zeitweise mit fliessendem Wasser in Verbindung stand, aber ab und zu auch ausgetrocknet sein kann (= Bedingungen, wie sie in einer Schwemmlandebene herrschen). Der Vergleich mit der Schneckenfauna der tieferen Seetone zeigt,

FAUNA	FUNDORT								
		Münsingen, Sandlinsen / Wichtlach - Schotter	Thungschneit - Seetone	Alte Schliiff	Wässerflue	Ried, Sandlinsen / Münsingen - Schotter	Jaberg - Seetone	Thalgut - Seetone	Belp, Dach der Seetone
Valvata sp.		•							
Valvata (Valvata) cristata								•	
Valvata (Lincinna) piscinalis piscinalis		•							
Valvata (Lincinna) piscinalis alpestris									
Bithynia tentaculata		•				•	•		
Acicula (Acicula) lineata								•	•
Acicula (Platyla) polita									•
Carychium sp.									•
Carychium minimum						•		•	•
Carychium tridentatum						•			•
Aplexa hypnorum								•	
Galba (Galba) truncatula		•				•			
Galba (Stagnicola) palustris								•	
Radix auricularia								•	
Radix peregra peregra						•		•	
Radix peregra ovata		•							
Lymnaea stagnalis									
Lymnaea peregra					•				
Lymnaea truncatula									
Planorbis planorbis									
Planorbis carinatus									
Anisus (Anisus) leucostomus						•		•	
Bathymophalus contortus									
Gyraulus albus								•	
Hippeutis complanatus								•	
Ancylus fluviatilis									
Cochlicopa lubrica		•				•		•	•
Cochlicopa lubricella									•
Pyramidula rupestris									•
Columella edentula									•
Columella columella gredleri						•			
Truncatellina cylindrica									•
Vertigo pusilla								•	
Vertigo antvertigo									•
Vertigo pygmaea		•				•			
Vertigo alpestris									•
Vertigo genesii geyeri						•			
Abida secale		•							•
Chondrina avenacea									
Pupilla muscorum						•			
Pupilla alpicola		•							
Vallonia pulchella		•				•			•
Vallonia costata		•				•			•
Acanthinula aculeata								•	•
Ena montana						•			
Ena obscura								•	
Succinea sp.						•		•	•

FAUNA	FUNDORT								
		Münsingen, Sandlinsen / Wichtlach - Schotter	Thungschneit - Seetone	Alte Schliiff	Wässerflue	Ried, Sandlinsen / Münsingen - Schotter	Jaberg - Seetone	Thalgut - Seetone	Belp, Dach der Seetone
Succinea putris									
Succinea oblonga		•			•	•			•
Succinea elegans		•							•
Punctum pygmaeum		•				•			•
Discus rudatus									•
Discus rotundatus				•					•
Vitrea pellucida									•
Eucobresia diaphana									
Phenacolimax (Insulivitrina) glacialis									•
Vitrea subrimata									•
Vitrea cristallina									•
Nesovitrea (Perpolita) hammonis		•							•
Nesovitrea hammonis									•
Aegopinella nitens									•
Oxychilus sp.									•
Oxychilus (Oxychilus) cellarius									•
Zonitoides nitidus		•							•
Euconulus fulvus		•							•
Caecilioides acicula									•
Cochlodina laminata									•
Clausilia sp.					•				•
Clausilia dubia		•							•
Iphigena ventricosa						•			•
Bradybaena fruticum						•			•
Perforatella incarnata						•			•
Trichia sp.									•
Trichia villosa									•
Trichia plebeja		•				•			•
Helicodonta obvoluta					•				•
Helicigona (Helicigona) lapicida						•			
Helicigona (Arianta) arbustorum						•			•
Isognomostoma isognomostoma									•
Helix pomatia									•
Cepaea nemoralis									
Cepaea hortensis									
Unio sp.		•			•			•	•
Pisidium sp.						•		•	•
Pisidium amnicum								•	
Pisidium nitidum					•				
Vitrea contracta									•
Iphigena plicatula						•			
Trichia edentula									•

• über 10    • 5-10    • 2-5    • vereinzelt

Fig.44: Zusammenstellung der pleistozänen Mollusken-Faunen im Aaretal.

dass bei der Fauna der siltigen Sande viele Arten nur durch Einzelindividuen repräsentiert sind, was ebenfalls auf eine zusammengespülte Fauna hinweist.

Das Profil bei Steffisburg wird im Dach mit einer erneuten, finalen Aufschotterung (durchschnittlich 1–2 m Schotter) abgeschlossen.

### Zur stratigraphischen Gliederung der Seetone im Becken von Belp

Ein wichtiges stratigraphisches Problem stellt die Gliederung und Datierung der wahrscheinlich bis gegen 120 m mächtigen (BECK & RUTSCH 1958) Seetone im Becken von Belp dar. In neuester Zeit sind für geotechnische Voruntersuchungen für Grossbauten in diesen Seetonen Bohrungen abgeteuft worden, die jedoch keine wesentlich neuen Ergebnisse gebracht haben.

Unmittelbar an der Gürbe wurde in der Neumatt eine Bohrung auf 24,50 m Tiefe vorge- trieben. Sie durchfuhr monotone, graublaue, geschichtete Tone mit vereinzelt Sandlinsen. Trotz intensiven Schlämmens konnten keine Fossilien gefunden werden; im Schlämmrückstand blieb sehr viel unverwitterter Glimmer zurück, wie das bei den Seetonen vom Raintal der Fall war. Eine zweite Bohrung (Geotest AG, Bern) wurde in der Zelg auf dem Platz des geplanten Hoch- hauses durchgeführt und in 47,00 m Tiefe in trockenen, verfestigten, geschichteten Seetonen auf- gelassen. Auch hier blieb ein Gliederungsversuch mit Hilfe von Fossilien erfolglos. In den ober- sten 3,20 m waren fein- bis mittelkörnige Schotter anstehend, welche die kleine Terrasse Zelg- Steinibach aufbauen. Zwischen –15,00 und –20,00 m folgte der Übergang von den unverfestig- ten, wasserdurchtränkten in die festgelagerten, trockenen Ablagerungen.

Beim Schulhausbau in der Neumatt, unmittelbar östlich der oben erwähnten Terrasse Zelg- Steinibach (vgl. Karte von GERBER 1927) wurde ein nur geringmächtiges Profil aufgeschlossen, aus welchem interessante Fossilfunde stammen. Unter 40 cm rezenter Bodenbildung waren 2 m leicht *sandig-siltige Tone* aufgeschlossen, die mit torfigen Ablagerungen seitlich verzahnt sind. Es handelt sich dabei um Absätze in einem postglazialen, wahrscheinlich lokal eng begrenzten Staubecken, das nach und nach verlandete. Die untere Hälfte der aufgeschlossenen Tone ist von blaugrauer Farbe und fein geschichtet. Das Dach ist bedeutend sandiger und die ursprünglichen Sedimentstrukturen sind bioturbat gestört.

Aus den torfigen Sedimenten konnten reichliche Holzreste geborgen werden. Davon sind be- sonders zu erwähnen:

zahlreiche Baumstämme (Laubhölzer)  
Zapfen von *Picea*  
Früchte von *Fagus*  
zahlreiche Früchte von *Corylus* (Haselnüsse)

Die Tone, namentlich die bioturbat stark gestörten oberen Partien, enthielten die nachfol- gend aufgeführten Fossilien:

Ostracoda:	<i>Carychium minimum</i> O.F. MÜLLER
<i>Cypridopsis vidua</i> (MÜLLER 1885)	<i>Aplexa hypnorum</i> (L.)
<i>Candona neglecta</i> (SARS 1887) (Larven)	<i>Galba (Stagnicola) palustris</i> (O.F. MÜLLER)
(Vergleiche die tabellarische Zusammenstellung in Fig. 31)	<i>Radix peregra peregra</i> (O.F. MÜLLER)
	<i>Anisus (Anisus) leucostomus</i> (MILLET)
	<i>Hippeutis complanatus</i> (L.)
Pelecypoda:	<i>Ena montana</i> (DRAPARNAUD)
<i>Pisidium</i> sp. (zahlreich)	<i>Succinea</i> sp.
	<i>Vitrea cristallina</i> (O.F. MÜLLER)
Gastropoda:	<i>Helix pomatia</i> (L.)
<i>Valvata (Valvata) cristata</i> O.F. MÜLLER	

Diese Fossilien bestätigen das auch aus der Lithologie der Ablagerung gewonnene Bild der Milieubedingungen zur Zeit der Sedimentation: die dominierende Ostrakodenart *Cypridopsis vidua* bewohnt vorzugsweise kleine, nährstoffreiche, stehende Gewässer. Das gleiche gilt für die beiden hauptsächlich vorkommenden Schneckenarten *Anisus (Anisus) leucostomus* und *Hippeutis*



*complanatus* sowie für *Valvata cristata* und *Carychium minimum*. Auch die zahlreichen Pisidien bestätigen die Ablagerung in ein kleines, nährstoffreiches Becken (Tümpel in einer Überschwemmungsebene).

Im Zusammenhang mit Strassenbauarbeiten im Gebiet Neumatt–Zelg–Steinibach wurden die bereits oben erwähnten Schotter der kleinen Erosionsterrasse bei Zelg angeschnitten, wobei eine kleine Toteissackung aufgeschlossen wurde. Bei dieser Schotterterrasse handelt es sich um eine Ablagerung, die randlich an den zurückschmelzenden Aaregletscher (oder an Toieis im Becken von Belp) geschüttet wurde. Es ist kaum anzunehmen, dass diese Schotterterrasse nur ein Erosionsrelikt einer früher wesentlich weiter ausgedehnten Schotterflur (Bedeckung des ganzen Beckens von Belp?) darstellt.

### 3. Besondere sedimentologische Probleme

#### Unterscheidung von Grundmoräne und Seeton

Die Unterscheidung von Grundmoräne und Seeton scheint problemlos, handelt es sich doch um Sedimente, die bei ganz verschiedenem Ablagerungsmechanismus entstanden und in der Regel durch ihr Gefüge leicht unterscheidbar sind. BECK & RUTSCH (1958) haben aber in den Erläuterungen zum Atlasblatt 21 (Münsingen–Heimberg) auf das komplexe Auftreten von Seetonen und Grundmoränenmaterial im übertieften Aaretal und an den Talflanken zwischen Bern und Thun hingewiesen. Diese Verhältnisse waren auch in den Aufschlüssen für den Autobahnbau augenfällig. Im folgenden sollen die Unterschiede und die komplexe Verknüpfung dieser beiden Sedimenttypen an den Beispielen im Raintalwald bei Kleinhöchstetten und im Thungschneit/Räbeli diskutiert werden. Die beiden Profile dürfen litho- und chronostratigraphisch korreliert werden.

Die lithologische Ausbildung der Raintal-Schlammoräne im Raintal und Thungschneit, der Seetone vom Raintal und der Thungschneit-Seetone ist bereits diskutiert worden (vgl. Seite 20).

Der Begriff «Seetone» wurde in den vorangehenden Kapiteln auf Ablagerungen beschränkt, die schon im Aufschluss durch ihre Schichtung und die Fossilführung als lakustrine Sedimente zu erkennen sind. Nach der Korngrössenzusammensetzung handelt es sich nicht um Tone, sondern zum grössten Teil um sandig-tonige Silte.

Der Begriff «Schlammoräne» stammt von BECK (1938) (vgl. Seite 45). Er hat ihn zur Bezeichnung der «grundmoränenartigen» Ablagerung im Räbeli geprägt. Wir verwenden ihn hier, weil er dieses Sediment treffend charakterisiert und darauf hinweist, dass es sich *nicht* um eine Grundmoräne im üblichen Sinne handelt.

#### *Die Korngrössenmässige Zusammensetzung als Unterscheidungsmerkmal*

Im folgenden wird gezeigt, wie die Korngrössenanalyse zur Unterscheidung der Seetone (Seeablagerung im allgemeinen) von Grundmoräne und insbesondere der Schlammmoräne herangezogen werden kann, wenn die örtlichen lithostratigraphischen Verhältnisse mitberücksichtigt werden.

#### *Profil Raintal*

In Figur 5 sind als Mischfeld die Verteilungsfelder der Siebanalysen der Seetone vom Raintal und der Raintal-Schlammmoräne eingetragen. Die einzeln eingetragenen Kurven sind typische Kornsummenkurven, und zwar die Nummern 2, 3 und 5 für Sedimenttypen aus den Seetonen

vom Raintal, die Kurve 4 für die Schlammoräne. Die Analysenkurve 1 ist zum Vergleich eingetragen und stellt eine typische Zusammensetzung der Thungschneit-Seetone dar.

Es sei hier betont, dass das in Figur 5 dargestellte Bild bereits eine Interpretation und eine lithologische Klassifikation darstellt. Wenn man ohne Berücksichtigung der Lithostratigraphie alle jene Kurven aufträgt, die im üblichen Sinn als Analysenkurven der Aaretal-«Seetone» gelten, so erhält man das schraffiert (alle drei Signaturen) dargestellte Kurvenfeld. Diese einfache, graphische, kurvenanalytische Darstellung der Siebanalysen zeigt, dass aus der Deutung des Kurvenverlaufes eine Zuweisung zu einem Sedimenttyp (Seeton/Schlammoräne) möglich ist.

### *Profil Räbeli*

Die prinzipielle Unterscheidung nach der Korngrössenmässigen Zusammensetzung ist auch hier möglich. Da die Schlammoräne hier wesentlich feinkörniger ausgebildet ist, soll das Sand-Silt-Ton-Diagramm nach FÜCHTBAUER (1959) angewendet werden. Diese Darstellungsart ist hier ohne weiteres erlaubt, weil die Schlammoräne (mit Ausnahme im Blockhorizont) nur selten Gerölle und Blöcke enthält. Wenn vorhanden, sind sie als Sandanteil mitgerechnet worden. Analysenkurven des Blockhorizontes zeigen im Prinzip den für Grundmoräne charakteristischen «diagonalen» Verlauf (vgl. Seite 20).

Figur 25 zeigt die Korngrössenverteilung von 52 Seetonanalysen und 26 Analysen von Schlammoränenmaterial. Auch in diesem Profil erlaubt die Darstellung der Siebanalysen eine zuverlässige, grobe, lithologisch-lithostratigraphische Zuordnung der Proben.

Allein infolge der sedimentgenetischen Kontinuität von der Schlammoräne durch den Blockhorizont in die basalen Teile der Seetone ist in diesem Bereich eine Siebanalyse allein nicht signifikant.

### *Mikrostruktur*

Die besten Resultate ergeben sich aus dem Vergleich der Mikrostruktur der Seetone mit jener der Schlammoräne. Die Methode hat den Nachteil, einen bedeutenden Aufwand zu erfordern.

### *Methodisches*

Die im Dünnschliff untersuchten quartären Lockergesteine verlangen eine gründliche Vorbehandlung des Probenmaterials. Die untersuchten Proben wurden unter Vakuum mit Araldit gehärtet und erst nachher geschliffen, wobei darauf geachtet werden muss, dass die Gesteinsproben vor dem Härten genügend lang getrocknet werden. Für Seetone sind bei 50°C mindestens 48 Stunden notwendig.

### *Grundmoräne, Schlammoräne und Seetone*

Zunächst ging es darum, ein Standardbild einer grundmoränenartigen Sedimentstruktur zu erhalten. Das in Figur 45 wiedergegebene Bild zeigt die Struktur (+ Nicols, Vergrösserung ca. 35fach) einer Probe der Grundmoräne im Hahni aus der Kanderschluht (vgl. Seite 65).

Es ist augenfällig, wie die eckigen Gesteinstrümmer in einer feinkörnigen (in der Figur = «dunklen») Matrix schwimmen. Eine Einregelung der Gesteinsbruchstücke ist nicht zu beobachten. Sie sind regellos verteilt («brekzienartige» Struktur) (vgl. die entsprechenden Aufnahmen in PETTJOHN 1957: 320).

Figur 46 zeigt eine Aufnahme einer typischen Probe der Raintal-Schlammoräne, Figur 47 eine Probe aus den Seetonen im Raintal, senkrecht zur Schichtung. Die strukturelle Übereinstimmung der Bilder der Schlammoräne und der Grundmoräne ist augenfällig. Die Schlammoräne ist allerdings wesentlich feinkörniger und «matrixreicher». Der Seeton-Dünnschliff gibt ebenfalls

ein eindeutiges Bild; praktisch das gesamte Sediment besteht aus tonig-siltigem Material, das für das Auflösungsvermögen des Lichtmikroskopes zu feinkörnig ist. Die Pfeile in der Figur weisen auf Pflanzenhäcksel hin («Einordnung» des pflanzlichen Detritus).

Figur 48 ist ein Bild der Probe CS-T-22 (Fig.26) und zeigt den Übergangsbereich ungeschichtetes Schlammoränenmaterial/geschichtete Seetone. Auch hier sind schon Pflanzenhäcksel-einschlüsse feststellbar (Pfeil).

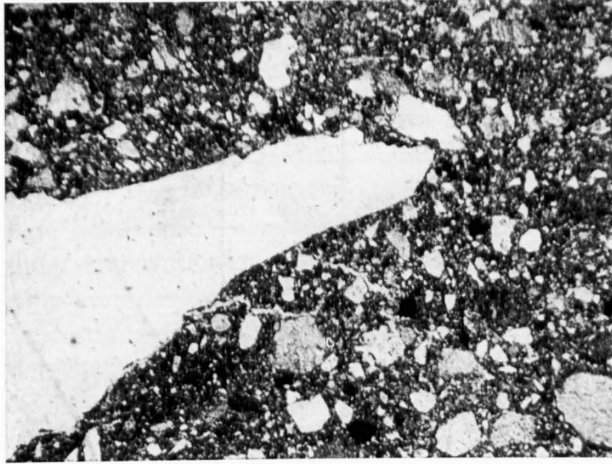


Fig.45: Dünnschliffaufnahme der Grundmoräne im Hahni: charakteristische, «brekzienartige» Struktur (gekreuzte Nicols, Vergr. 35 ×).

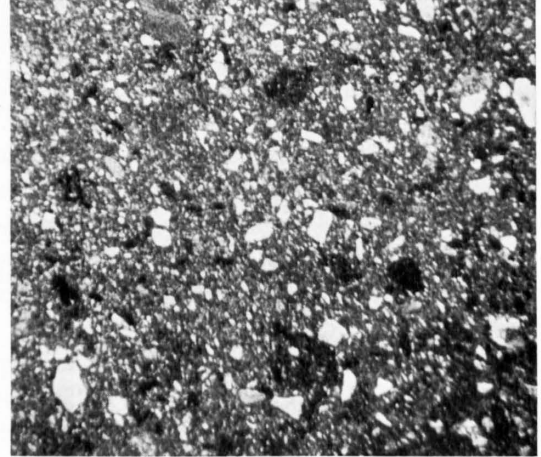


Fig.46: Dünnschliffaufnahme der Raintal-Schlammoräne (Aufschluss Raintal): im Vergleich zu Figur 45 wesentlich feinkörnigere Struktur des «Grund»moränenmaterials (gekreuzte Nicols, Vergr. 35 ×).

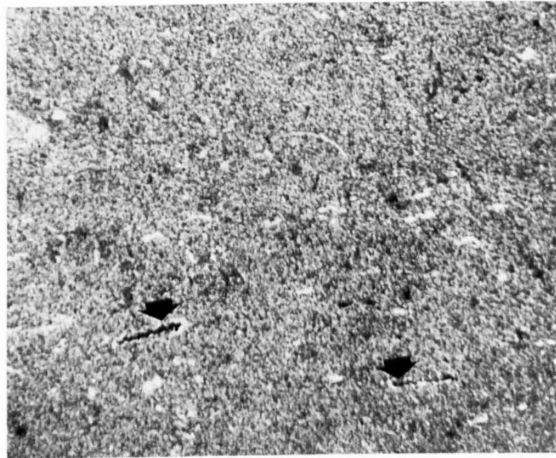


Fig.47: Dünnschliffaufnahme der Seetone vom Raintal (senkrecht zur Schichtung): «Mikritische» Struktur, Schichtung z.T. durch Einlagerung organischen Materials (Pfeile) angedeutet (gekreuzte Nicols, Vergr. 35 ×).

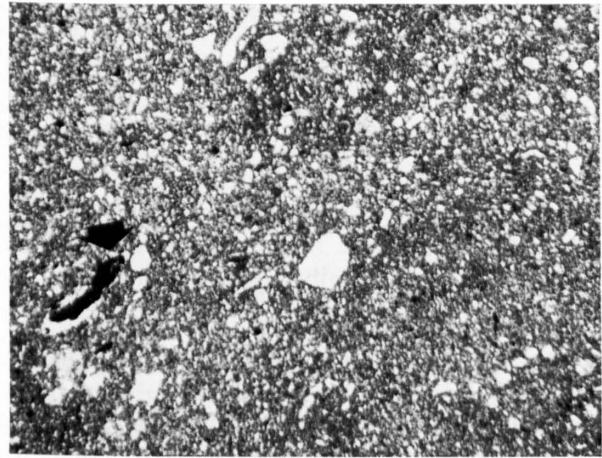


Fig.48: Dünnschliffaufnahme einer Probe aus dem Übergangsbereich Raintal-Schlammoräne/Thungschneit-Seetone (= Probe T-22, Fig.26): in der noch grundmoränen-/brekzienartigen Struktur tritt bereits organischer Detritus (Pfeil) auf (gekreuzte Nicols, Vergr. 35 ×).

Schon mit diesen wenigen Aufnahmen kann gezeigt werden, dass die Schlammoräne einen grundmoränenartigen Mikrostrukturcharakter hat und dass die Unterscheidung Grundmoräne/Seeton mit der Dünnschliffmethode eindeutig möglich ist.

Als Zusammenfassung der lithologischen Unterschiede von Seetonen und Grundmoräne (Schlammoräne im Aaretal) sei auf die Zusammenstellung in der Tabelle hingewiesen (unter Berücksichtigung der Arbeiten von FLINT 1971: 152/153 und SCHWARZBACH 1962).

Tabelle: Tabellarische Zusammenstellung der wichtigsten Unterscheidungsmerkmale von Seeton/Grundmoräne/Schlammoräne. Zusammengestellt nach eigenen Untersuchungen unter Verwendung der Arbeiten von FLINT (1971) und SCHWARZBACH (1962)

Sediment			SEETON	GRUNDMORÄNE	SCHLAMMORÄNE
Eigenschaften					
Material	Zusammensetzung		polymikt	polymikt	polymikt
	Herkunft		Einzugsgebiet der Zuflüsse	Einzugsgebiet und Weg des Gletschers	wie Grundmoräne und Seeton
	Gerölle + Blöcke	Form	—	eckig bis angerundet, viele aufgearbeitet + zerbrochen	wie Grundmoräne, gerundete Gerölle häufiger
		Oberfläche	—	geritzt, oft poliert	wie Grundmoräne
		Herkunft	—	Einzugsgebiet und Weg des Gletschers	wie Grundmoräne
	Schichtung		ausgeprägt, oft sehr fein, ev. Jahresschichtung	—	keine eigentl. Schichtung, „mud flow structures“
Sortierung		i.d.R. gut (nicht im Einflussbereich eines Deltas)	schlecht	schlecht	
Mikrogefüge		siehe Fig. 47	siehe Fig. 45	siehe Fig. 46+48	
Fossilinhalt		reichlich (gut erhaltene Exemplare)	wenn vorhanden, dann aufgearbeitet	aufgearbeitete Fossilien möglich, unbeschädigte Exemplare nicht vorhanden	
Geometrie und Ausdehnung des Schichtkörpers		entsprechend der Form des Seebeckens	flächenhaft, oft nur reliktisches Blockmaterial	im Raintal und Räbeli mächtig, hängt von der Topographie des „Sedimentationsbeckens“ ab	
Beziehungen zum Liegenden und Hangenden		oft lithologische Kontinuität aus dem Liegenden, durch Hangendes erosiv gekappt	wenn Vorstössschotter vorhanden, lithologische Kontinuität aus dem Liegenden; analog im Hangenden. fluviatile Einlagerungen möglich	lithologische „Pseudokontinuität“ aus dem Liegenden, im Hangenden wie Grundmoräne	
Bildungsweise		hängt von den hydrographischen Gegebenheiten und vom Klima ab	glazigen	glazigene Überprägung und Durchmischung von Seeablagerungen mit Gletscherschutt	

### Unterscheidung zwischen Vorstoss- und Rückzugsschottern

Die Begriffe Vorstössschotter und Rückzugsschotter wurden von WEIDENBACH (1937) geprägt. Diese Begriffe wurden (und werden) doppelsinnig gebraucht: einerseits *lithologisch*, andererseits rein *genetisch*. Daraus müssen zwangsläufig Unstimmigkeiten in der Auffassung entstehen.

PENCK (1882: 145) hat die Beziehung im Liegenden der Grundmoräne folgendermassen beschrieben:

«... Man wird also nicht weit fehlen, wenn man alle die losen Schottermassen, welche die Moränen unterteufen, der Glacialzeit zurechnet und sie dementsprechend als *untere Glacialschotter* bezeichnet.»

«Die Verbreitung dieser unteren Glacialschotter wird naturgemässer Weise lebhaft von den bereits gegebenen Terrainverhältnissen beeinflusst, wie es bei jeder fluviatilen Bildung der Fall sein muss. Es ist daher nicht zu erwarten, dass sie in derselben Weise allgemein verbreitet sind wie die Moränen, und dass sie demnach überall unter derselben auftreten. Andererseits aber liegt auf der Hand, dass sie sich nicht lediglich auf das Moränengebiet beschränken, sondern sie werden sich naturgemässer Weise über dasselbe hinaus erstrecken, denn wenn sie von fließendem Wasser abgelagert wurden, mussten sie durch dasselbe weit über die Gletschergrenze hinaus verbreitet werden.»

Analog dazu beschreibt PENCK (1882: 172/173) die Verhältnisse im Hangenden der Grundmoränendecke:



«... Zwischen den Moränenhügeln finden sich oft Schotter, deren glaciales Alter durch vereinzelt eingestreute gekritzte Geschiebe erwiesen wird, und welche entweder die unmittelbare Fortsetzung eines Walles von kiesigem Moränenschutt bilden, oder sich deutlich an die Moränenwälle anlegen.» – «... Man hat es hier also mit einem Schotter zu tun, welcher während des Rückzuges der Vergletscherung abgelagert wurde. Es ist ein *oberer Glacialschotter*. Noch verrathen die gekritzten Geschiebe in ihm seine Beziehung zur Glacialformation, aber meist lassen die Schotter zwischen den einzelnen Moränenwällen durchaus keine Gletscherspuren an ihren Geröllen erkennen.»

ZOLLINGER (1892: 13) prägt die beiden PENCKschen Begriffe um:

«... In diesem Falle stellen sich ausser den erratischen Blöcken oft Schotter ein, welche letztere, weil sie während des Rückzuges der grossen Gletscher entstanden sind, auch zu den Ablagerungen der Quartärzeit gezogen werden müssen, und darum von PENCK als obere Glacialschotter bezeichnet worden sind (1882: 172). Natürlicherweise zeigen sie eine viel beschränkte Verbreitung als die Grundmoräne; denn sie sind ja an die jeweiligen Flussläufe gebunden (PENCK 1882: 180). Das Gegenstück hierzu bilden die unteren Glacialschotter (PENCK 1882: 140), die sich während des Vorstosses der Gletscher gebildet haben. Um das Leitende der Grundmoräne auszudrücken, könnte man die letzteren auch als *liegende Schotter*, die ersteren als *hängende Schotter* bezeichnen.»

Wie bereits angeführt, stammen die heute gebräuchlichen Begriffe Vorstoss- und Rückzugsschotter von WEIDENBACH (1937). Es scheinen aber gewisse Unklarheiten aufzutreten, indem er eine lithologisch als Vorstossschotter zu definierende Ablagerung wegen ihrer starken Verfestigung einem älteren Aufschotterungszyklus zuordnet, was nicht mehr der ursprünglichen Definition und der wahren lithologischen Beziehung entspricht. Wie wir noch zeigen werden, ist die Verfestigung kein massgebendes Kriterium (Seite 89). Weiter beschäftigten sich mit der Frage der Stellung von Vorstoss- und Rückzugsschotter folgende Autoren: SCHAEFER (1950), GRAUL (1962), SUTER & HANTKE (1962), JÄCKLI (1962), SOMMERHALDER (1968), SINN (1971) und in neuester Zeit MADER (1971). MADER ist es dann auch gelungen, erstmals nach der beschreibenden Definition von PENCK (loc. cit.) genauere, lithologische Kriterien für die Begriffsbestimmung einzuführen.

#### *Vorstossschotter*

MADER (1971) erachtet folgende lithologische Charakteristika für einen Vorstossschotter als wesentlich:

- generelle Korngrössenzunahme von der Basis zum Dach (= Näherrücken des Gletschers);
- in speziellen Fällen kommt es zur Ausbildung einer Basisgroblage;
- die lithologische Kontinuität im Dach des Schotterkörpers in die hängende Grundmoräne muss nachweisbar sein.

Die Aufschlussverhältnisse in der Kiesentnahmestelle Bümberg/Chisewald (Fig.1) haben es erlaubt, die Oberen Münsingen-Schotter in ihrer vertikalen Ausbildung zu studieren. Diese Untersuchungen ergaben die nachstehenden Ergebnisse, welche es erlauben, die Oberen Münsingen-Schotter lithologisch als Vorstossschotter zu definieren (vgl. SCHLÜCHTER 1972).

1. *Der Kontakt zum Liegenden ist durch eine deutliche Diskordanz markiert.* In allen Profilen, in welchen das Liegende der Oberen Münsingen-Schotter aufgeschlossen war, bestätigt sich diese Beobachtung. Im Profil Bümberg (Fig.1) konnte gezeigt werden, dass unmittelbar vor Ablagerung der Oberen Münsingen-Schotter eine Zeit beträchtlicher Erosion herrschte. Diese Erosionsphase dürfte zeitlich vor allem durch die topographischen Verhältnisse kontrolliert worden sein (vgl. SIBRAVA 1972).

2. *In der Regel beginnt ein Vorstossschotter mit einer charakteristischen Basisgroblage.* Die Ausbildung einer solchen hängt aber davon ab, ob das liegende Sediment Grobmaterial enthält, das bei der Erosionsphase vor Ablagerung des Schotters zu einer Basisgroblage ausgewaschen werden kann. Alle bisherigen Bearbeiter dieses Problems sind sich darüber einig, dass die Basisgroblage ein solches Erosionsrelikt darstellt (WEIDENBACH 1937, GRAUL 1962, SINN 1971, MADER 1971, SCHLÜCHTER 1972). Diese Tatsache konnte im Profil Bümberg beobachtet werden, wo ausgewaschenes, grobes Material der Schotter vom Bümberg die Basisgroblage der Oberen Münsingen-Schotter bildet. GRAUL (1962: 60) erweitert die Bedeutung der Basisgroblage sogar dahin, dass er alle Groblagen innerhalb eines Schotterkörpers als Anzeichen eines «längeren Hiatus in

der Akkumulation» deutet. Nach unseren Beobachtungen muss diese Deutung der zwischengelagerten Groblagen dahin interpretiert werden, dass die Groblagen nicht nur Zeiten der Akkumulations«ruhe», sondern sogar solche der relativen Erosion repräsentieren (Auswaschen des Feinmaterials). Zeiten der Sedimentations«ruhe» werden vielmehr durch Verlandungshorizonte mit Sanden und tonig-siltigen Zwischenlagen (Kiesgrube Ried, Seite 55) angezeigt.

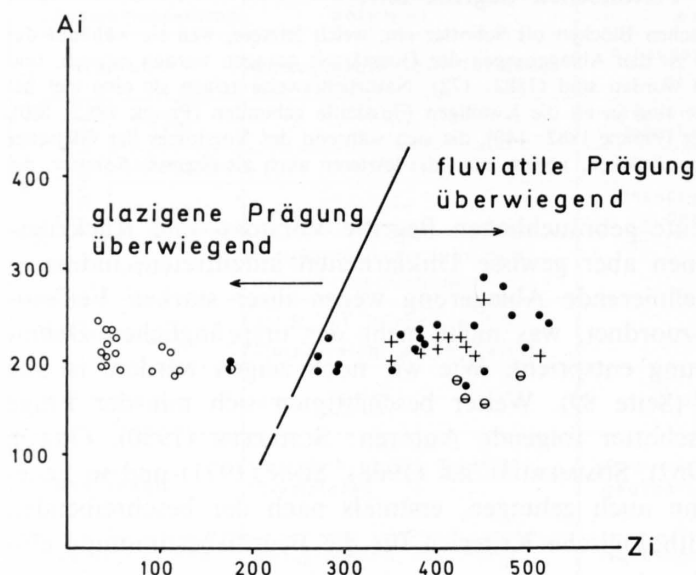


Fig. 49: Gerölmorphometrie: Eichdiagramm fluviale/glazigene Prägung. – Kreise = Kalkgerölle aus Seiten- und Obermoränenmaterial am Kanderfirn; halb ausgefüllter Kreis = Kristallingerölle, Wallmöräne Gasterntal; Kreuze = Kalkgerölle, Rheinterrasse bei Kaiseraugst; Punkte = Kalkgerölle, Münsingen-Schotter s.l.; Kreise mit Querstrich = Kristallingerölle, Münsingen-Schotter s.l. (aus SCHLÜCHTER 1973 a).

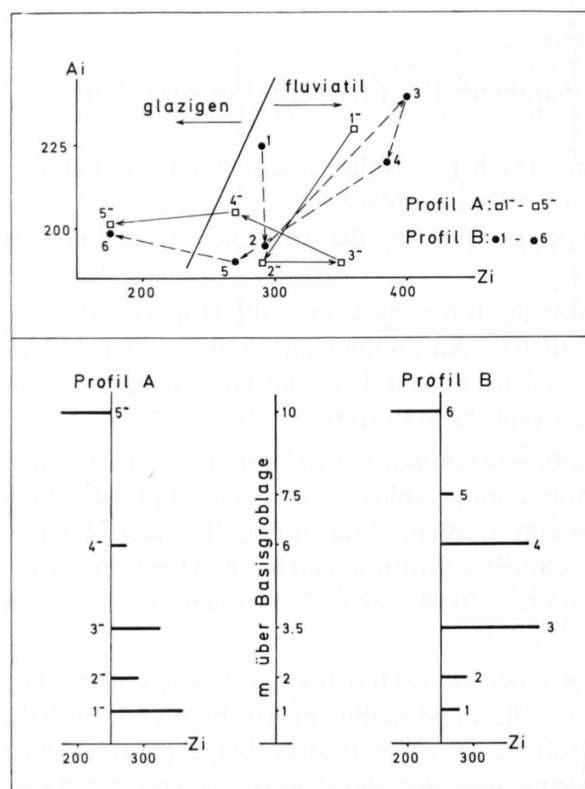


Fig. 50: Abplattung und Zurundung der Gerölle der Oberen Münsingen-Schotter: Darstellung der Variation der Werte  $Ai$  und  $Zi$  in der vertikalen Abfolge am Beispiel zweier Profile aus der Kiesgrube Bümberg/Chisewald.

Oben: Variation des Wertepaares  $Ai/Zi$  in der vertikalen Abfolge.  
Unten: Variation des Wertes  $Zi$  in der vertikalen Distanz ab Basisgroblage.

$Ai$  = Abplattung,  $Zi$  = Zurundung (aus SCHLÜCHTER 1973a).

3. Die wesentlichste Stütze der Definition der Oberen Münsingen-Schotter erhalten wir aus den Untersuchungen der Morphometrie der Gerölle. Wir haben uns dabei an die von CAILLEUX (1947) entwickelte Methode der Berechnung der Abplattungs- ( $Ai$ ) und Zurundungsindizes ( $Zi$ ) gehalten. Mit der Ermittlung genauer morphometrischer Werte für die

jeweiligen Proben (Gerölle von 2–7 cm grösster Länge) erhofften wir uns Aufschluss darüber, ob die entsprechende Kieslage, aus der die Probe stammt, dominant fluviatile oder glazigene Prägung zeigt. Zuerst mussten wir ein Eichdiagramm entwickeln, das wertmässig die Unterscheidung fluviatil/glazigen ermöglicht. TRICART & CAILLEUX (1962: 263) haben ein solches Standarddiagramm veröffentlicht. Da aber die Messwerte verschiedener Autoren nicht ohne weiteres miteinander verglichen werden konnten, sahen wir uns genötigt, selber ein Eichdiagramm zusammenzustellen. Vergleichsmessungen im Gasterntal und im Rheintal bei Kaiseraugst haben die Entwicklung des in Figur 49 dargestellten Diagramms ermöglicht. Im Bümberg haben wir in zwei Profilen durch die Oberen Münsingen-Schotter Proben entnommen und gemessen. Damit konnte gezeigt werden, wie die Werte eher glazigener oder fluviatiler Prägung schwanken und im Dach der Oberen Münsingen-Schotter, in der Rotachewald-Grundmoräne, eindeutig glazigene Werte annehmen. Diese augenfälligen und charakteristischen Ergebnisse sind in Figur 50 dargestellt (vgl. SCHLÜCHTER 1973a). Die glazigenen Werte der morphometrischen Messungen im Dach der Oberen Münsingen-Schotter erachten wir als wesentlich für ihre Definition als Vorstossschotter.

4. Was die *korngrössenmässige Charakteristik* eines Vorstossschotters anbetrifft, so muss betont werden, dass es nicht möglich ist, aus Siebanalysen allein einen Schotterkörper als Vorstoss- oder Rückzugsschotter zu klassifizieren. Wie schon MADER betonte, ist wohl die Korngrössenzunahme gegen das Dach des Vorstossschotters signifikant. Damit verbunden ist eine Abnahme des synsedimentär mit dem Kies abgelagerten Feinmaterials (Sand, Silt); hingegen ist oft zu beobachten, wie sekundär eingeschwemmte Schlammhäutchen die einzelnen Gerölle umgeben. Im Gebiet Märchligen–Kleinhöchstetten gelang es aber, mit Korngrössenanalysen die als Rückzugsschotter klassifizierten Sedimente des Kies–Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten von den Münsingen-Schottern s.l. des gleichen Gebietes zu unterscheiden (vgl. Seite 21, bes. Fig. 6). Eine derartige Unterscheidungsmöglichkeit bildet aber offensichtlich eine Ausnahme.

5. Im Aaretal kann gezeigt werden, dass die *geröllpetrologische Zusammensetzung* der Münsingen-Schotter s.l. deutlich von liegenden Schotterkörpern verschieden, jedoch in der Zusammensetzung mit der hangenden Grundmoräne identisch ist.

6. Die *lithologische Kontinuität eines Vorstossschotters in die hangende Grundmoräne* (Obere Münsingen-Schotter/Rotachewald-Grundmoräne) ist nachgewiesen. Aus unseren Beobachtungen geht hervor, dass dieser lithologische Zusammenhang ebenfalls für die Klassifikation eines Vorstossschotters wesentlich ist.

Die vorangehend zusammengestellten Charakteristika erlauben folgende generelle Definition eines Vorstossschotters, wobei nochmals betont sei, dass die Ausbildung eines Vorstossschotters massgebend von der präglazialen Topographie abhängig ist (PENCK, loc. cit.):

Ein Schotterkörper (im Sinne von RUTSCH 1970: 484) wird als Vorstossschotter definiert, wenn er die folgenden lithologischen Merkmale aufweist:

- eindeutige Diskordanz zum Liegenden;
- in der Regel Ausbildung einer Basisgrobblage;
- bestimmte Abfolge der morphometrischen Wertepaare  $A_i/Z_i$  im Profil, mit eindeutig glazigenen Werten im Dach;
- generelle Korngrössenzunahme vom Liegenden zum Hangenden; lokal kann auch die Korngrössenverteilung im Vergleich mit anderen Schotterkörpern signifikant sein;
- eindeutig nachweisbare lithologische Kontinuität in die hangende Grundmoräne.

Im Aaretal können die Oberen und Unteren Münsingen-Schotter, im Glütschtal die Schotter am Bruggstutz (Terminologie nach BECK, vgl. Seite 67) als Vorstossschotter gedeutet werden. Weitere Charakteristika von lokalfazieller Bedeutung sind bei der Besprechung der einzelnen Profile aufgeführt.

## Rückzugsschotter

Analog der Ablagerung eines Vorstossschotters während des Vorrückens eines Gletschers müsste es bei dessen Abschmelzen zur Ausbildung eines sog. Rückzugsschotters kommen. Das wäre der theoretische Idealfall, wie ihn PENCK 1882 erläutert hat. In neuester Zeit haben sich vor allem JÄCKLI (1962) und eingehend SOMMERHALDER (1968) mit der Frage des Rückzugsschotters beschäftigt. SOMMERHALDER (1968: 72 ff.) hat meines Erachtens aus seinen morphometrischen Daten etwas weitreichende Schlussfolgerungen gezogen, da nach unseren Erfahrungen die Werteschwankungen  $A_i/Z_i$  nicht über weite Distanzen korreliert werden können, sondern nur lokale Verhältnisse widerspiegeln. Aus den Kartierungen im Aaretal geht hervor, dass Rückzugsschotter im Gegensatz zu Vorstossschottern (Münsingen-Schotter s.l.) wesentlich geringmächtiger sind oder sogar vollständig fehlen.

1. Im Gegensatz zum Vorstossschotter ist beim Rückzugsschotter im Liegenden *keine markante Diskordanz*, sondern in der Regel eine lithologische Kontinuität festzustellen. Im Raintalwald kann beobachtet werden (Seite 20), wie im Dach der Raintal-Schlammoräne verschwemmtes Moränenmaterial vorerst noch mit Sedimenten des Kies-Sand-Komplexes wechsellagert, nach und nach aber vollständig durch die fluviatilen Kiese und Sande ersetzt wird. Ähnliche Verhältnisse finden wir im Profil Alte Schlyffi im Glütschtal (vgl. Seite 68), wo im Hangenden der Moräne bei Alte Schlyffi verschwemmtes Moränenmaterial kontinuierlich in Schotter übergeht. Aus diesen Beobachtungen geht schon hervor, dass es auch nicht zur Ausbildung einer eigentlichen Basisgrobblage führen kann. Es ist aber durchaus möglich, dass erratisches Blockmaterial an der Basis des Rückzugsschotters als glazialer Restschutt einsedimentiert wird.

2. Nach SOMMERHALDER (1968: 72) verhalten sich die Wertepaare  $A_i/Z_i$  im Profil eines Rückzugsschotters wie bei einem Vorstossschotter: sie pendeln zwischen mehr glazigenen und fluviatilen Werten. Theoretisch müsste ihre Entwicklung im Profil reziprok der Entwicklung im Vorstossschotterprofil nachweisbar sein; das heisst, im Rückzugsschotter erfolgt von der Basis zum Dach die Entwicklung von glazigenen zu fluviatilen Werten.

3. Wie bereits bei der Besprechung des Vorstossschotters erwähnt, gelang im Raintalgebiet auch mit Korngrössenanalysen eine generelle Unterscheidung Münsingen-Schotter s.l./Kies-Sand-Komplex (Fig. 6). Wahrscheinlich darf auch der höhere Sandgehalt als charakteristisch für Rückzugssedimente gewertet werden, falls es sich nicht um eine Ablagerung in einem zentralen Entwässerungskanal handelt. Ein Rückzugsschotter wird demnach vom Liegenden zum Hangenden korngrössenmässig generell feinkörniger (Verlandung der Schwemmlandebene durch Zurückschmelzen des Gletschers und gebietsmässige Verlagerung der Aufschotterung).

4. Im Gegensatz zur Aufschotterung während des Vorstosses eines Gletschers liegt bei dessen Rückzug die *Diskordanz im Dach* der zugehörigen Aufschotterung. Hier finden wir entweder Verwitterung (im Raintal?) oder den Übergang in interglaziale, bzw. -stadiale Ablagerungen (Torfbildung, Seesedimente, Bodenbildung).

Auf Grund dieser Untersuchungen ist folgende lithologische Definition eines Rückzugsschotters möglich:

Ein Schotterkörper (im Sinne von RUTSCH 1970: 484) wird als Rückzugsschotter definiert, wenn er die folgenden lithologischen Merkmale aufweist:

- lithologische Kontinuität aus dem liegenden glazigenen Sediment durch Überhandnehmen des fluviatilen Charakters;
- bestimmte Abfolge der morphometrischen Wertepaare  $A_i/Z_i$  mit eindeutig fluviatilen Werten im Dach;
- generelle Korngrössenabnahme vom Liegenden zum Hangenden; lokal kann die Korngrössenanalyse zur Unterscheidung verschiedener Schotterkörper herangezogen werden;
- nachweisbare, markante Diskordanz zum Hangenden (in der Regel mit Verwitterung).



Ein Schotterkörper, der nicht unter die Definition von Vorstoss- oder Rückzugsschotter fällt, wird als Flussschotter bezeichnet (siehe auch MADER 1971).

## Kriterien zur Unterscheidung Molassenagelfluh/verfestigte pleistozäne Schotter

### Allgemeines

Der Begriff Nagelfluh ist in neuerer Zeit von RUTSCH (1968: 77) definiert worden, und wir verweisen hier auf diese Begriffsbestimmung. Der Versuch einer lithologischen Unterscheidung zwischen Nagelfluh und verfestigtem quartärem Schotter, zweier genetisch verwandter Ablagerungen, reicht weit zurück: schon STUDER (1825: 198, 199, 203) hat auf die Unterschiede hingewiesen; später haben sich MOUSSON (1840), ESCHER VON DER LINTH (1877), BACHMANN (1870: 52/53), FRÜH (1907), PENCK & BRÜCKNER (1909: 17), TRICART (1952: 99) und RUTSCH (1968) mit der Frage einer Unterscheidung der beiden Ablagerungen auseinandergesetzt.

Ein grundlegender Unterschied besteht natürlich im *Gesteinsbestand*: in der Molassenagelfluh fehlen alle Gesteine, die zur Zeit der Molassesedimentation im Alpenkörper der Abtragung noch nicht zugänglich waren. Ein weiterer, wesentlicher Unterschied zeigt sich in der *Verwitterungsart* der beiden Ablagerungen: Nagelfluh verwittert im Aufschluss gleichmässig-flächenhaft, wogegen ein verfestigter Schotter säulen- oder orgelartig («Verwitterungsorgeln») verwittert; dabei können komplizierte, bizarre Verwitterungsformen entstehen.

Nachfolgend behandeln wir die Problemkreise der Geröllmorphometrie und der Beschaffenheit der Matrixsubstanz der beiden Sedimenttypen.

### Morphometrie der Gerölle

Wie auf Seite 51 und 84 gezeigt wurde, erzielten wir mit der Methode der Geröllmorphometrie nach CAILLEUX (1947) brauchbare Resultate in der Ausdeutung des Transportmechanismus der Münsingen-Schotter s.l. Es lag somit nahe, diese einfache Methode auf die Untersuchung von Molassegerölle auszudehnen. In den Figuren 51 und 52 sind die erhaltenen Resultate

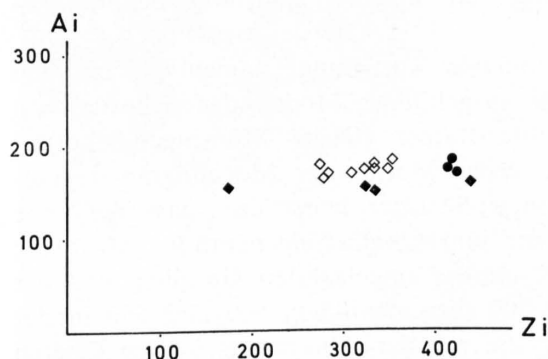


Fig. 51: Morphometrie der Kristallingerölle. – Punkte = Nagelfluhproben, ausgefüllte Quadrate = Schotter von Bümberg, Quadrate = Obere Münsingen-Schotter, Ai = Abplattung, Zi = Zurundung.

dargestellt. Figur 51 zeigt die erhaltenen Messwerte (eine Probe = 100 Gerölle) im Diagramm  $Ai/Zi$ . Die Quadrate stellen Proben aus den Oberen Münsingen-Schottern dar, die ausgefüllten Quadrate stehen für die Schotter von Bümberg und die Punkte für Molassenagelfluh (Sädel-Nagelfluh und Nagelfluh der Winterhaltenegg bei Heimberg). Für diese Darstellung sind nur Kristallingerölle gemessen worden. Die Molasseproben ergeben deutlich höhere  $Zi$ -Werte als die Münsingen-Schotter. Auch wenn diese Unterschiede klein sind (ca. 50 Einheiten), können sie nach unseren

Erfahrungen als signifikant gelten. Interessant ist die Verteilung der Werte der Schotter von Bümberg: sie streuen über einen breiten Bereich. Damit wird unsere Auffassung (siehe Seite 40) gestützt, nach der die Schotter von Bümberg einen bedeutenden Anteil an Molassematerial enthalten. Auch der ganz links aussen liegende Wert ist verständlich: es handelt sich dabei um Molassematerial, das bei der Aufarbeitung zerbrochen wurde und auf dem neuen Transportweg auf die gemessenen Werte umgeprägt wurde. Wir haben bei dieser Probe also nicht mehr die dem Molassematerial eigenen Werte.

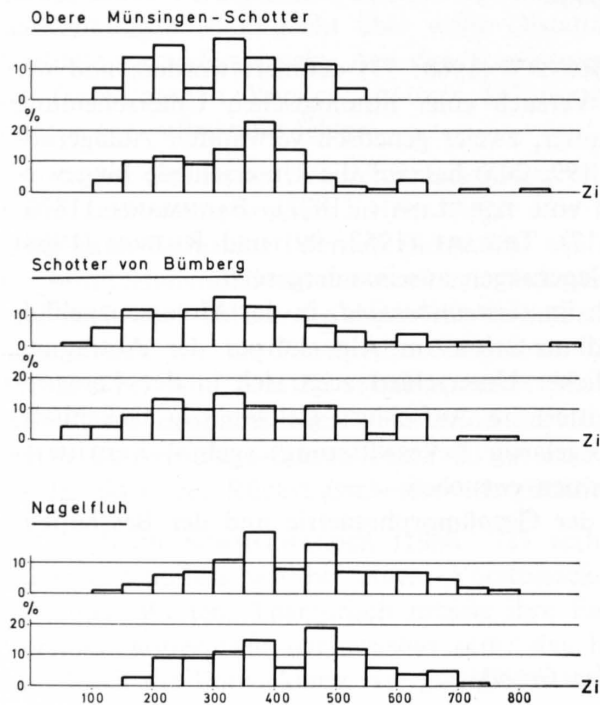


Fig. 52: Charakteristische Zurundungs(Zi)-Morphogramme: je zwei typische Proben der Oberen Münsingen-Schotter, der Schotter von Bümberg und der Molassenagelfluh sind dargestellt.

Interessant sind die Resultate, die aus den gerölmorphometrischen Messungen durch die Darstellung der Werte der Zurundung der Gerölle (Zi) in einem Morphogramm (Fig. 52) hervorgehen. Auf diese Unterscheidungsmethode Molassenagelfluh/pleistozäne Schotter hat bereits TRICART (1952: 99) hingewiesen. In Figur 52 sind diese Zi-Morphogramme dargestellt. Der Unterschied in der Verteilung der Werte zwischen den Nagelfluh- und den quartären Schotterproben ist augenfällig.

Bemerkenswert ist auch die deutliche bi- bis trimodale Verteilung, namentlich bei den Schotterwerten. Es zeigt sich, dass der dritte deutlich ausgebildete Modus der Schotter von Bümberg und der unteren der beiden Münsingen-Schotter-Proben (Obere Münsingen-Schotter) auf aufgearbeitetes Molassematerial zurückzuführen ist. Jeder Modus der Morphogramme entspricht einer Geröllgeneration. Für die Oberen Münsingen-Schotter heisst das, dass der erste Modus mit der Werthäufung zwischen 200 und 250 der jüngsten Geröllgeneration entspricht; der zweite mit der Werthäufung zwischen 300 und 350 einmal umgelagerten Geröllen, und der dritte Modus mit der Werthäufung zwischen 450 und 500 (bzw. zwischen 600 und 650 in der unteren Probe) entspricht der ältesten Geröllgeneration, die mit der Ablagerung in den Oberen Münsingen-Schottern ihren dritten Transportzyklus durchgemacht hat. Aus der Darstellung in Figur 52 geht hervor, dass auch die Gerölle der Molassenagelfluh zwei Transportgenerationen umfassen.

Zusammenfassend kann folgendes festgehalten werden: Die Darstellung gerölmorphometrischer Messwerte in Form von Zurundungs-(Zi)-Morphogrammen kann zur Unterscheidung der Nagelfluh von quartären Schotterproben beigezogen werden. Die entsprechenden signifikanten Hauptmodi liegen in statistisch deutlich verschiedenen Wertebereichen (Fig. 52).

Schwierigkeiten bereitet die Unterscheidung Nagelfluh/quartärer Schotter, wenn dieser stark verfestigt ist. Von anderer Seite (z.B. WEIDENBACH 1937) wurde sogar der Grad der Verfestigung eines Schotter als Altershinweis gewertet. Unsere Untersuchungen im Aaretal haben aber gezeigt, dass Verfestigungen (nicht zu verwechseln mit dem bodenmechanischen Begriff «Verdichtung»!) von pleistozänen Schottern nicht altersabhängig sind, sondern eine Funktion der Beziehung des entsprechenden Schotterkörpers zu einem Grundwasserstauer darstellen. Die Oberen Münsingen-Schotter zum Beispiel neigen an ihrem Übergang in die hangende Rotachewald-Grundmoräne zu starker Verfestigung. In den Profilen Grauestei (Fig.1) und in der unteren der beiden Uttigen-Kiesgruben (Fig.1) konnte beobachtet werden, wie die rückenartigen Verfestigungen von der Hangoberfläche gegen das Innere abnehmen, also offenbar mit einem ehemaligen höheren Aarestand in Verbindung zu bringen sind.

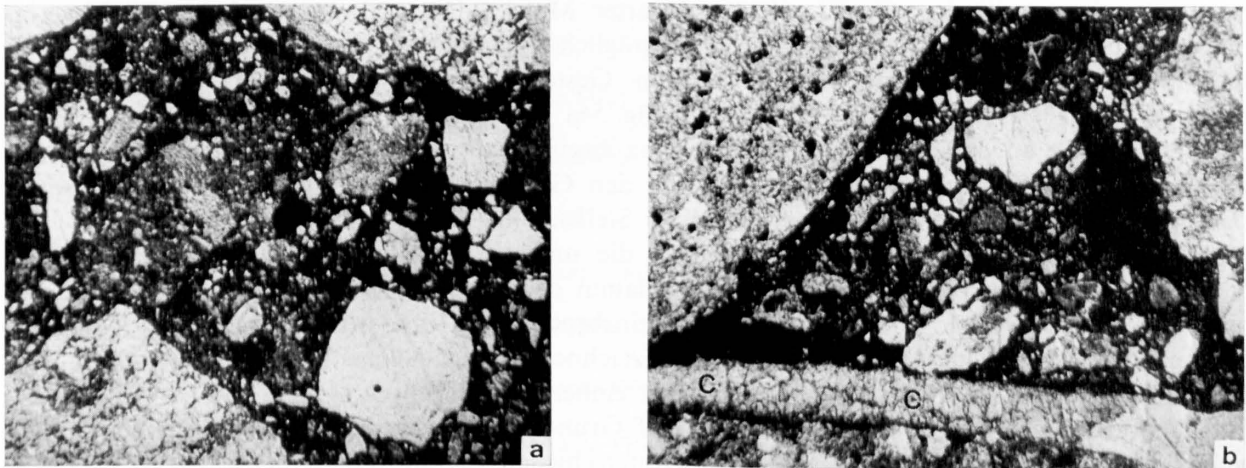


Fig.53: Dünnschliffaufnahmen der verfestigten Matrix der Oberen Münsingen-Schotter in der Kiesgrube Thalgut (gekreuzte Nicols, Vergr. 35 ×).

- a) Grundmoränenartige Matrix (vgl. Fig.45 und 46) füllt die «Hohlräume» zwischen den einzelnen Geröllen.
- b) Zusätzliche (= spätere!) Ausscheidung von feinkörnigem Calcit.

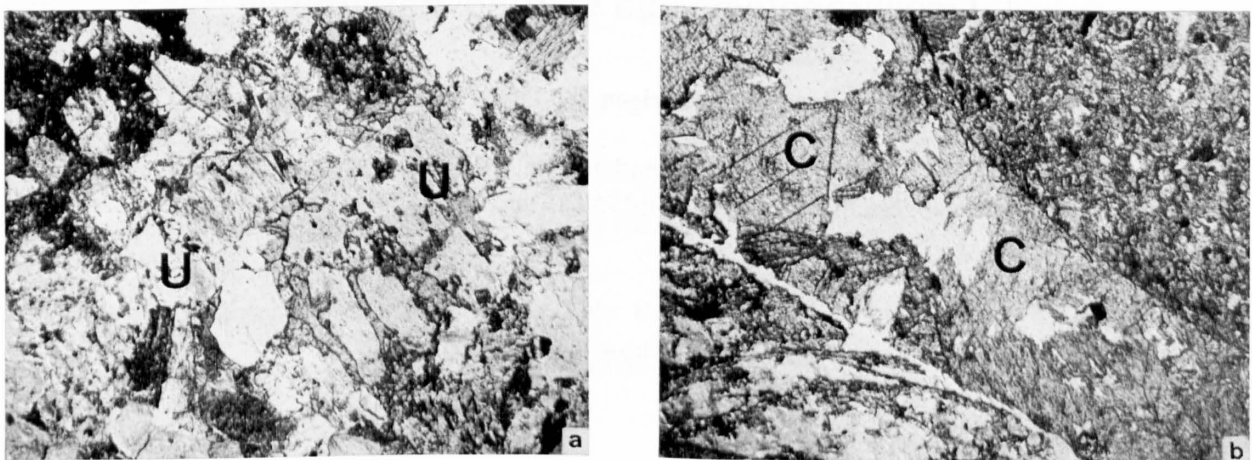


Fig.54: Dünnschliffaufnahmen der Nagelfluhmatrix zweier Proben der Loosenegg-Schichten (gekreuzte Nicols, Vergr. 35 ×).

- a) Im Gegensatz zur schlammigen, «mikritischen» Matrix der verfestigten, pleistozänen Schotter handelt es sich bei der Nagelfluhmatrix um sandiges, arkoseartiges Material. Diagenetische Umwandlungen im Mineralgefüge der Matrix sind augenfällig (= U).
- b) Grobkörnig rekristallisierte Calcit in der Nagelfluhmatrix (vgl. Fig. 53b).

Bei diesen verfestigten Schottern können zwei prinzipielle Verfestigungsmöglichkeiten unterschieden werden, die häufig zusammenfallen:

- Verfestigung durch sekundär eingeschwemmtes Feinmaterial («Schlamm»), besonders im Liegenden von Grundmoräne = *Zementierung*;
- Verfestigung durch *Ausscheiden von Calcitkrusten*.

Selten ist das gesamte Porenvolumen durch Calcitkrusten ausgefüllt oder mit Feinschlamm auszementiert.

Wir haben von stark verfestigten Münsingen-Schottern und von Molassenagelfluh Dünnschliffe zum Studium der Matrix hergestellt. Es wurden folgende Proben untersucht:

- CS-Th-3: verfestigte Münsingen-Schotter aus der Grube Thalgut = Fig. 53a, b.
- CS-170372/1, 4, 5: Nagelfluh der Loosenegg-Schichten, Stampien (Eriz) = Fig. 54a, b.

*Fig. 53b und 54b* (53b = Schotter, 54b = Nagelfluh). Beide Figuren zeigen die gleiche Situation: ein granitisches Geröll mit angelagerter Matrix. Das schwarz erscheinende Material (in Fig. 53b) der Schottermatrix stellt den nachträglich eingeschwemmten Feinschlamm dar. Darin schwimmen die vollkommen frischen, eckigen Gesteinsbruchstücke. Die mit *C* bezeichneten Bereiche lokalisieren ausgefüllten Calcit. In Fig. 54a und b ist der vollkommen andere Aufbau der Matrix augenfällig. Die Matrixsubstanz beginnt zu rekristallisieren (Calcit), und damit verbunden sind Umwandlungerscheinungen an den Gesteinsbruchstücken (Quarz und Feldspat). Die mit *U* bezeichneten Pfeile weisen auf diese Stellen hin.

Deutlich zeigen die Figuren 53a und 54a die unterschiedlichen Verhältnisse: Den frischen Gesteinsbruchstücken im eingeschwemmten Schlamm der Schottermatrix (Fig. 53a) stehen die bereits von Lösungsvorgängen angelauten Gesteinsbruchstücke in der Nagelfluhmatrix (Fig. 54a) gegenüber. Man beachte die beiden mit *U* bezeichneten Bruchstücke (Fig. 54a), die schon fast vollständig in die sich rekristallisierende Matrix einbezogen sind.

Ein verfestigter quartärer Schotter kann auf Grund der verschiedenen Struktur seiner Matrix eindeutig von der tertiären Molassenagelfluh unterschieden werden.

## 4. Geochronologie und Chronostratigraphie

### Zusammenstellung der bisherigen $^{14}\text{C}$ -Daten aus dem Aaretal

Nachfolgend seien die in dieser Arbeit verwendeten  $^{14}\text{C}$ -Daten von Holzproben aus dem Aaretal südlich von Bern zusammengestellt (alle Daten von 1950 an gerechnet):

#### *Huriflue*, Glütschtal

GrN-2559: Schieferkohle, Oberkante des Flözes  
Radiocarbon 1967

> 53000 y.BP.

GrN-2559 (Nachdatierung): Schieferkohle, Oberkante des Flözes  
Radiocarbon 1967

> 52000 y.BP.

GrN-2525: Schieferkohle, untere  $\frac{2}{3}$  des Flözes  
Manuskript MÜLLER-BECK 1968

> 50000 y.BP.

B-208: Schieferkohle, untere  $\frac{2}{3}$  des Flözes  
Manuskript MÜLLER-BECK 1968

41 700 + 2700/—2000 y.BP.

B-278: Schieferkohle, untere  $\frac{2}{3}$  des Flözes  
Manuskript MÜLLER-BECK 1968

> 50000 y.BP.

B-279: Schieferkohle, untere  $\frac{2}{3}$  des Flözes  
Manuskript MÜLLER-BECK

33 200 + 1000/—800 y.BP.



### *Wässeriflue*

B-340A: Schieferkohle Flöz 1 Manuskript MÜLLER-BECK 1968	> 44 400 y.BP.
B-340B: Schieferkohle Flöz 1 Manuskript MÜLLER-BECK 1968	> 47 000 y.BP.
B-276: Schieferkohle Flöz 3 Manuskript MÜLLER-BECK 1968	34 900 + 1 100/—900 y.BP.
B-221: Schieferkohle Flöz 3 Manuskript MÜLLER-BECK 1968	> 45 000 y.BP.
GrN-3223: Schieferkohle Flöz 3 Radiocarbon 1967	41 000 ± 1 300 y.BP.
B-277: Schieferkohle Flöz 4 Manuskript MÜLLER-BECK 1968	> 50 000 y.BP.
Wahrscheinlich eine Wässerifluhprobe ist: B-20: Glütschtal, P. BECK Radiocarbon 1959	29 000 ± 1 500 y.BP.

### *Muttenterrasse Signau*

B-219: Schieferkohle (Depos. Naturhist. Museum Bern) Manuskript MÜLLER-BECK 1968	32 600 + 1 000/—800 y.BP.
GrN-2558: Schieferkohle (0 bis —11 cm ab Oberkante Flöz) Radiocarbon 1967	38 340 ± 800 y.BP.
GrN-3242: Schieferkohle (0 bis —11 cm ab Oberkante Flöz) Radiocarbon 1967	36 700 ± 900 y.BP.
B-250: Schieferkohle (0 bis —11 cm ab Oberkante Flöz) RUTSCH, Manuskript MÜLLER-BECK 1968	32 100 + 800/—700 y.BP.
GrN-3202: Schieferkohle (—14 bis —28 cm ab Oberkante Flöz) Radiocarbon 1967	42 000 ± 1 400 y.BP.
B-251: Schieferkohle (—14 bis —28 cm ab Oberkante Flöz) RUTSCH, Manuskript MÜLLER-BECK 1968	31 700 + 1 000/—800 y.BP.
GrN-2611: Schieferkohle (—54 bis —60 cm ab Oberkante Flöz) Radiocarbon 1967	43 000 ± 1 000 y.BP.
GrN-2654: Schieferkohle (—83 bis —93 cm ab Oberkante Flöz) Radiocarbon 1967	50 000 + 3 500/—2 000 y.BP.
Originalangabe des Labors	50 000 ± 2 000 y.BP.

### *Acherflue, Thungschneit bei Heimberg*

Die folgenden drei Proben wurden 1934 durch P. Beck entnommen. Eine genaue Fundangabe fehlt, es darf angenommen werden, dass sie aus den Thungschneit-Seetonen stammen.

B-220 <sup>1)</sup> : stark gepresstes Nadelholz Manuskript MÜLLER-BECK 1968	33 300 + 1 000/—800 y.BP.
B-320 A <sup>1)</sup> : «Laden» Manuskript MÜLLER-BECK 1968	> 44 000 y.BP.
B-320 B <sup>1)</sup> : «Laden» Manuskript MÜLLER-BECK 1968	> 44 000 y.BP.

### *Thalgut*

CS-Th-12 = B-2366: stark gepresstes Nadelholz («Laden») (Dach der Thalgut-Seetone, siehe Fig. 35) Lithostratigraphische Position: siehe Seite 62	19 530 ± 200 y.BP.
CS-Th-4 = B-2342: gepresste Nadelholzstückchen (Dach der Thalgut-Seetone) Lithostratigraphische Position: siehe Seite 62. <i>Mischprobe</i>	28 300 ± 600 y.BP.
CS-Th-5 = B-2340: stark gepresstes Holz («Laden») (Dach der Thalgut-Seetone) Lithostratigraphische Position: siehe Seite 62	> 39 000 y.BP.

### *Jaberg*

CS-J-23 = B-2333: stark gepresstes Holz («Laden») (Dach der Jaberg-Seetone) Lithostratigraphische Position: siehe Seite 58	> 44 350 y.BP.
---	----------------

<sup>1)</sup> Irrtümlicherweise sind diese drei Daten in der Arbeit SCHLÜCHTER 1973a ohne Literaturangabe zitiert worden. Die drei Daten stammen aus dem Manuskript MÜLLER-BECK 1968.

#### *Muri*

CS-Mu-4 = B-2365: verkohltes Holz (aus Brandhorizont, —1,20 m unter Terrain), von umgelagertem Blockschutt überlagert

4310  $\pm$  100 y.BP.

#### *Belp*

CS-Be/Ae-14 = B-2367: Schwemmholz, Dach der Seetone  
Lithostratigraphische Position: siehe Seite 78

7680  $\pm$  110 y.BP.

#### *Raintalwald*

CS-060871-K1 = B-2332: stark gepresstes Stück Holz  
(*Abies* sp., det. F.Schweingruber)  
Basis Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten

> 45000 y.BP.

#### *Steffisburg, Zug-Schuttfächer*

CS-St-103 = B-2372: Strunk in situ (siehe Fig.38)

4420  $\pm$  110 y.BP.

#### *Monbijou bei Bern*

B-?: kohlige Substanz aus der Basis des Psammitkomplexes  
GASSER, MATTER & NABHOLZ 1964: 110

> 45000 y.BP.

Weitere  $^{14}\text{C}$ -Daten teilte Prof. M. Welten im Seminar vom 20. März 1972 über die Arbeiten von Karl Heeb aus dem Gebiet Oppligen, Linden, Wachsdorn und Rotmoos mit. Diese Daten betreffen die postglaziale Vegetationsentwicklung und seien hier nicht weiter diskutiert (HEEB & WELTEN 1972).

### Diskussion der $^{14}\text{C}$ -Datierungen

Die vorangehend zusammengestellten  $^{14}\text{C}$ -Daten sollen nachfolgend auf ihren chronostratigraphischen Aussagewert untersucht und mit Daten anderer Gebiete und Autoren verglichen werden.

#### *Huriflue*

Alle sechs datierten Proben sind während der Kampagne MÜLLER-BECK, RUTSCH & WELTEN im Laufe der Jahre 1956–1966 entnommen worden. Mit Ausnahme der Probe GrN-2559 stammen die Proben aus dem unteren Teil des festgelagerten Schieferkohleflözes. Nach den Angaben von MÜLLER-BECK (1968: 1) dürfte nur die Probe B-208 durch junge Wurzeinschlüsse verunreinigt sein, während die anderen Proben im aufgedugenen Sondierschlitz entnommen wurden. Die Datierung der Probe B-208 kann also nur als unverbindliches Mindestalter angesehen werden. Das gleiche gilt für die vier unendlichen Daten der Proben GrN-2559 (und deren Nachdatierung), GrN-2525 und B-278. Auch wenn die Datierung von B-279 einen errechenbaren, endlichen Wert ergeben hat, zeigt deren asymmetrischer Fehler, dass wir uns mit dieser Datierung an der Grenze des Leistungsbereiches der Berner Apparatur befinden (MÜLLER-BECK 1968: 2).

Die absolute Datierung des Kohleflözes der Huriflue erlaubt einzig den Schluss, dass die Schieferkohle ein Mindestalter von 50000 Jahren vor heute haben muss. Wie viel sie aber tatsächlich älter ist, kann mit den vorliegenden Daten nicht beurteilt werden. Immerhin gibt hier die lithostratigraphische Position weitere Hinweise.

Während der oben zitierten Kampagne hat Herr Prof. Welten pollenanalytische Untersuchungen durchgeführt. Über die entsprechende Einstufung des Huriflue-Schieferkohleprofils schreibt er in seinem Arbeitsbericht vom 7. Januar 1962 nur, dass es sich beim «Schichtpaket um die Schieferkohle der Huriflue wahrscheinlich um einen Abschnitt aus einem Frühwürm-Interstadial handelt, an das sich nach unten und oben, z.T. in grösserer Distanz, glazigenes Material anschliesst.» WELTEN betont im gleichen Abschnitt, dass man solche Profile stets mit Vorsicht analysieren sollte, da mit sekundärer Einschwemmung und mit Umlagerung gerechnet werden muss.

Die Frage, ob die Huriflue-Schieferkohle eventuell mit den Frühweichsel-Interstadien Brørup oder Amersfoort korreliert werden darf, muss vorläufig offenbleiben (vergleiche ZAGWIJN & PAEPE 1968).

## *Wässeriflue*

In der Diskussion der  $^{14}\text{C}$ -Daten der Wässeriflue-Proben stossen wir auf die gleichen Probleme wie bei der Deutung der Huriflue-Daten. Die Datierung von Flöz 4 (B-277: grösser 50000 y. BP.) ist eindeutig ein unendliches Datum, und es darf angenommen werden, dass das tatsächliche Alter der Ablagerung wirklich grösser als 50000 y. BP. ist.

Auf grössere Schwierigkeiten stossen wir bei der Interpretation der Proben von Flöz 3 (=Hauptflöz). Auch wenn wir – unter Berücksichtigung der Tatsache, dass wir uns mit der Datierung der Probe B-276 wieder an der Leistungsgrenze der Berner Apparatur befinden – die Datierungen der Proben B-276 und B-221 als stratigraphisch unverbindliche Mindestalter betrachten, so muss das Alter der Probe GrN-3223 weiter diskutiert werden (MÜLLER-BECK 1968: 3): nach MÜLLER-BECK (loc.cit.) muss von der  $^{14}\text{C}$ -Methode her mit der Möglichkeit gerechnet werden, dass in Flöz 3 Material vorhanden ist, das in den Zeitabschnitt um 42000 y. BP. zu stellen ist. Die unendlichen Daten der Proben B-340A/B des hangenden Flözes 1 machen diese Möglichkeit wieder unwahrscheinlich. Auch die lithostratigraphische Position der Silte und Sande mit den eingelagerten Schieferkohlen spricht dagegen, dass das Schieferkohlenmaterial jünger als 50000 bis 60000 y. BP. ist.

Die pollenanalytischen Untersuchungen des Wässeriflue-Profils durch Herrn Prof. Welten gewinnen um so mehr an Bedeutung, als hier mit der Pollenanalyse nachgewiesen werden konnte, dass die Schieferkohlen nicht interglazial sind. In seinem Arbeitsbericht vom 7. Januar 1962 schreibt WELTEN, dass in den liegenden Schottern der Silte und Sande mit Schieferkohlen (vgl. Seite 72) «Eem-Interglazial-Material mit Warmwald-Pollengehalt» nachweisbar ist. Diese Tatsache verlangt nun aber eine geologische Deutung: nach der lithologischen Beschaffenheit des Schotters (tonig, sandig, verwittert, umgelagert) zu schliessen, datieren die eemzeitlichen Pollen nicht die Ablagerung des Schotters, sondern dessen Verwitterung und die Einschwemmung des tonig-sandigen Materials. Darüber folgen (eventuell erst nach einer kurzen Zeit der Erosion) die sandig und siltigen Ablagerungen mit den Schieferkohlen, die nach den Untersuchungen von Herrn Prof. Welten frühwürm-interstadiale Ablagerungen darstellen:

- Die unterste Schieferkohlenlage (= Flöz 4, vgl. Seite 72) zeigt nach einer vorangehenden Klimaverschlechterung («Gletscherbedeckung»?; WELTEN, loc.cit.), eine deutliche Wiederbewaldung (vom Birken- zum Kiefernwald).
- Darauf folgt erneut eine Klimaverschlechterung.
- Hauptflöz (= Flöz 3) spiegelt eine nachfolgende bessere Zeit wider, die das Gedeihen des Fichtenwaldes (nach dem Kiefernwald) erlaubt.
- Mit einigen Störungen bleibt der Fichtenwald bis zum Flöz 2. Darauf folgt eine markante Klimaverschlechterung (erneute Gletscherbedeckung?).

Auch hier erlaubt die geologische Interpretation, weitere Schlüsse zu ziehen (Tafel und Seite 98). Es herrscht jedoch Unklarheit darüber, wie ein  $^{14}\text{C}$ -Datum der Glütschtal-Schieferkohlen interpretiert werden soll. Es existiert eine frühe Datierung des Berner Labors einer durch P. Beck entnommenen Probe (B-20):  $29000 \pm 1500$  y. BP. Sie wurde in Radiocarbon (1959: 138) publiziert und von FLIRI et al. (1970: 31), jedoch mit Vorsicht, zitiert.

HANTKE (1959: 35) zitiert nach WELTEN & OESCHGER (1958: 89) ein Datum der Wässeriflue-Schieferkohlen von 27000 Jahren. Es handelt sich dabei offensichtlich um die Probe B-20 von P. Beck. Doch fällt auf, dass MÜLLER-BECK (1968, loc.cit.) diese Probe nicht erwähnt. Diese Probe sollte für zukünftige chronostratigraphische Korrelationen weggelassen werden. Die vorangegangene Diskussion der neuen Daten und die lithostratigraphische Position der Ablagerungen sprechen deutlich genug für ein höheres Alter.

## *Muttenterrasse bei Signau*

Auch wenn die Muttenterrasse bei Signau ausserhalb unseres engeren Untersuchungsgebietes liegt, sollen die wertvollen  $^{14}\text{C}$ -Daten hier diskutiert werden. Es sind in neuester Zeit (FLINT

1971, TUREKIAN 1971 und während des Int. Geol. Congress in Montreal 1972) Daten publiziert worden, die eine Diskussion im Vergleich mit den Signau-Altern verlangen.

Die sieben Proben aus dem Profil der Muttenterrasse ergeben im Prinzip chronologische Werte (siehe Seite 91). MÜLLER-BECK (1968: 5) diskutiert eingehend die methodischen Gründe der Diskrepanz der Werte zwischen dem Berner und Groninger Labor: die chemische Aufbereitung für alte Proben (an der Messgrenze der Apparatur) ist offenbar in Groningen besser als in Bern; d.h. eventuelle Kontamination der Proben durch Grundwasser (alle Signau-Proben wurden aus grundwasserführenden Schottern genommen) ist wahrscheinlich durch die Groninger Methode unwirksam gemacht worden, vielleicht sind die Proben in Groningen sogar übergereinigt worden. Demzufolge wären die Groninger Werte zu alt, die Berner Werte zu jung. MÜLLER-BECK (loc.cit.) führt weiter aus, dass mit grosser Wahrscheinlichkeit die Signau-Alter der Horizonte 1 bis 3 in die Zeit von 37000 bis 43000 y.BP. (<sup>14</sup>C-Jahre) fallen. Die Probe GrN-2654 (mit 50000 + 3500/—2000 y.BP.) wäre somit auch hier als Mindestalter aufzufassen und erlaubt möglicherweise den Schluss, dass in den Schieferkohlen der Muttenterrasse noch älteres Material vorhanden ist.

In diesem Zusammenhang muss auf die Daten von KIND (1972: 56) hingewiesen werden, der aus Sibirien das Optimum seines Karginsk-Interglazials (Yenisey- und Verkhoyansk-Gebiet) in die Zeit von ca. 34000 bis 43000 y.BP. legt. KIND (loc.cit.) nimmt an, dass das Klima zu jener Zeit sogar wärmer war als heute.

Ein Vergleich mit der Chronostratigraphie der Great-Lakes-Region drängt sich hier auf: DREIMANIS & KARROW (1972: 8) beschreiben von Port Talbot das nach dieser Lokalität in Ontario benannte Interstadial in der Zeit zwischen 37000 und 52000 y.BP. Ebenso ist ein Vergleich mit ähnlichen Daten aus dem Vereisungsgebiet Nordeuropas in England möglich, wo ein Mittelweichsel-Interstadial zwischen 43000 und 28000 y.BP. belegt ist (SHOTTON 1969, GODWIN 1956, cit. in FLIRI 1970). Auffallend stimmt die Untergrenze der Signau-Alter (ca. 37000 y.BP.) mit dem Hengelo-Interstadial in den Niederlanden überein (ZAGWIJN & PAEPE 1968: 135) (vgl. dazu die Tafelbeilage und Seite 97). In «Phanerozoic Time Scale, A Supplement» (1971: 237) ist für das Hengelo-Interstadial (Hengelo mild period, nach VAN DER HAMMEN et al. 1967) ein mittleres Alter von 38000 bis 40000 y.BP. erwähnt.

#### *Acherflue, Thungschneit bei Heimberg*

Die beiden unendlichen Daten (B-320 A/B), zusammen mit der Altersbestimmung von B-220 mit dem asymmetrischen Fehler, zeigen, dass wir uns auch mit diesen Alterswerten an der Grenze des Leistungsbereiches der Berner Messapparatur befinden. Wir unterstützen durchaus die Auffassung von MÜLLER-BECK (1968: 7), dass die Acherflue-Hölzer mindestens älter als 34000 y.BP. (wahrscheinlich älter als 44000 y.BP.) sind. Zudem sprechen hier die lithostratigraphische Position und eine vorläufige palynologische Untersuchung durch Herrn Prof. Welten und Frau Dr. Markgraf (mündliche Mitteilung) eindeutig für ein höheres, frühletztinterglaziales Alter. Eine Korrelation mit den Glütschtal-Profilen ist somit nicht möglich.

#### *Thalgut*

Mit der Datierung der Holzprobe CS-Th-12 aus dem Dach der Thalgut-Seetone (19530 ± 200 y.BP.) ist es gelungen, die jüngste Hauptvergletscherung im Aaretal chronostratigraphisch einzustufen. Das Alter der Seetonlage, in welcher das betreffende Holzstück gefunden worden ist (Fig. 35, 36), kann etwas jünger sein als das datierte Holz, da es sich um eingeschwemmtes Material handelt. Der Erhaltungszustand der in den Thalgut-Seetonen gefundenen Hölzer ist aber so gut, dass nicht mit einer ins Gewicht fallenden Umlagerungszeit gerechnet werden muss.

Mit dieser Datierung ist es nun auch in unserem Gebiet gelungen, die letzte maximale Ausdehnung der pleistozänen Eismassen in die Zeit nach 20000 y.BP. zu stellen. Dieses letzte gla-



ziale Grossereignis konnte in neuester Zeit weltweit in dieser Zeitspanne (ca. 20000 bis 16000 y.BP.) nachgewiesen werden: FLIRI et al. 1970: 29 (Baumkirchen, Tirol), VAN DER HAMMEN 1967 (in den Niederlanden), DREIMANIS & KARROW 1972: 5 (Great Lakes Region, Ontario), RAUKAS & SEREBRYANNY 1972: 97 (Russische Plattform).

Im Prinzip gelten für die Altersdatierung der Kirchdorf-Deltaschotter und Thalgut-Seetone die gleichen Probleme, welche FLIRI (in FLIRI et al. 1970: 29) anführt. Im Thalgut kann allerdings mit der Datierung der Probe CS-Th-5 (> 39000 y.BP.) geltend gemacht werden, dass der Beginn der Ablagerung der Deltaschotter bereits ausserhalb der  $^{14}\text{C}$ -Datierungsmöglichkeit liegt. Andererseits muss aber auch betont werden, dass die Thalgut-Datierungen mit Vorsicht verwendet werden sollten, handelt es sich doch beim Probenmaterial um eingeschwemmte Holzreste. Die Interpretation der  $^{14}\text{C}$ -Alter sollte von einer lithostratigraphisch und klima-stratigraphisch (siehe Fauna in den Thalgut-Seetönen!) gesicherten Basis ausgehen.

Interessant ist nun die Datierung der Probe CS-Th-4, sowohl von der methodischen Seite der  $^{14}\text{C}$ -Datierung als auch von der lithostratigraphisch gegebenen Position her. Sie ergab ein Alter von  $28300 \pm 600$  y.BP. und fällt damit zeitlich zwischen die Alter der Proben CS-Th-5 und 12. Dieses Alter ist wahrscheinlich durch Auswahl des Materials bedingt; es handelt sich um eine Mischprobe von mehreren Nadelholzstückchen aus dem Dach der Seetone, wobei anzunehmen ist (?), dass älteres und jüngerer Material vermischt wurde.

### *Jaberg*

Die Datierung des Holzrestes aus dem Dach der Jaberg-Seetone mit dem unendlichen Alterswert gibt nur ein unverbindliches Mindestalter. Die gleiche Probe hat bei ersten Datierungen wesentlich jüngere Alter (um 26000 y.BP.) gebracht, ergab aber dann bei wiederholten Nachdatierungen den angegebenen Wert. Über die chronostratigraphische Einstufung der Jaberg-Seetone orientiert die Tafelbeilage.

### *Muri und Belp*

Die beiden holozänen Alterswerte von Muri und Belp entbehren vorläufig der weiteren lithostratigraphischen Bezugsprofile. Sie seien hier als gesicherte Bezugspunkte erwähnt.

## **Versuch der Altersbestimmung von pleistozänen Knochenresten mit Hilfe des Fluor-Testes**

OAKLEY (1953: 43–56) erarbeitete eine Methode, um auf chemischem Wege fossile Knochen datieren zu können: Knochensubstanz besteht hauptsächlich aus Hydroxylapatit  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ . Im Laufe der Zeit werden bei Angebot von F-Ionen die (OH)-Ionen durch das Fluor ersetzt. Somit wird Hydroxylapatit durch Fluorapatit  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$  ersetzt. Diese Methode hat erste erfolgreiche Anwendung in der Altersdatierung durch NIGGLI, OVERWEEL & VAN DER VLERK (1953: 538) an Proben aus dem niederländischen Pleistozän gefunden: es war möglich, Knochen verschiedenen Alters eindeutig voneinander zu unterscheiden.

Im Winter 1971/72 wurden am Mineralogischen Institut der Universität Bern unter der Leitung von Herrn Prof. Niggli durch meinen Studienkameraden Theo Küpfer Knochenwerkzeuge für das Historische Museum in Bern mit der Fluor-Test-Methode untersucht. Dabei ergab sich die Möglichkeit, eine kleine Anzahl pleistozäner Knochenreste untersuchen zu lassen. Herr Dr. Stalder vom Naturhistorischen Museum in Bern hat uns dafür Proben folgender Funde von *Elephas primigenius* BL. in freundlicher Weise überlassen (bei den Angaben über Probenspezifizierung, lithostratigraphische Position, Datierung und evtl. Literaturhinweise handelt es sich um Zitate der Museumsetiketten):

- |  |   |   |
|--|---|---|
| 1. Bern, Bundesgasse<br>juv. Molar<br>«Terrassenkies», «Felderschotter»<br>BACHMANN 1877: 116,<br>STUDER 1888/89: 66–70<br>2. Münsingen, Grabenthal<br>Molar<br>Münsingen-Schotter<br>ADAM 1960: 481–491 | 3. Langenthal, Moosraingrube<br>Molar<br>Hochterrasse?<br>4. Gondiswil<br>Molar<br>STUDER 1923<br>5. Reichenbach<br>Molar<br>Spätriss | 6. Ins<br>Molar<br>Spätriss<br>7. Bern, Neubrücke<br>Knochen (Radius)<br>«Karlsruheschotter»<br>STUDER 1888/89: 66–70<br>8. Tägertschi<br>Molar<br>«Ältere Aaretalschotter» |
|--|---|---|

Die von NIGGLI & KÜPFER (1972) benutzte Methode ist ausführlich in OVERWEEL (1965) beschrieben. Wir beschränken uns hier darauf zu erläutern, was bei der röntgenographischen Analyse effektiv gemessen wird (cit. nach NIGGLI & KÜPFER): Die Mischkristallreihe Hydroxil-/Fluorapatit zeichnet sich durch annähernde Konstanz des c-Parameters aus, wobei jedoch der a-Parameter mit steigendem Fluorgehalt abnimmt. Bei der röntgenographischen Untersuchung wird diese Änderung im F-Gehalt als Differenz der zwei geeigneten Reflexe 004 und 410 ermittelt und mit einer Eichkurve (NIGGLI, OVERWEEL & VAN DER VLERK 1953) verglichen.

Die Untersuchung der erwähnten Proben hat nun die nachfolgend zusammengestellten Messwerte ergeben:

Probe	Skalenteile auf Messokular	Abstand der Linien 004–410 in mm 11,48-cm-Kamera	umgerechnet auf 19-cm-Kamera
1	3,3–3,4	1,80–1,85	2,98–3,00
2	3,3	1,80	2,98
3	3,3	1,80	2,98
4	3,25–3,35	1,80	2,98
5	3,2	1,75	2,90
6	3,2–3,3	1,75–1,80	2,90–2,98
7	3,3	1,80	2,98
8	3,2–3,3	1,75–1,80	2,90–2,98

(apparativ bedingter Messfehler ca.  $\pm 0,05$ )

Nach dem Eichdiagramm von NIGGLI, OVERWEEL & VAN DER VLERK (loc.cit.) würden die Werte auf folgendes Alter schliessen lassen:

- 2,90 entspräche einem spätriss- bis frühen riss/würm-interglazialen Alter (Probe 5);
- 2,98 entspräche einem Alter spätwürm- bis früh-postglazial (Proben 2, 3, 4 und 7);
- 2,90–2,98 entspräche einer Alterszuweisung zwischen der ausgehenden Riss- und der späten Würmeiszeit (Proben 6 und 8);
- 2,98–3,00(?) ergäbe ein spätwürmeiszeitliches bis holozänes Alter (Probe 1).

Nach Prof. Niggli (mündliche Mitteilung) sind die hier erhaltenen Werte zu jung, weil folgende Faktoren den F-Austausch des Probenmaterials wesentlich beeinflusst haben (vgl. lithostratigraphische Position und chronostratigraphische Einstufung der betreffenden Ablagerungen auf der Tafelbeilage):

1. nicht ständige Durchflutung der Ablagerung, in welcher die Fossilien liegen, durch Grundwasser;
2. die mindestens einmalige Eisbedeckung;
3. die wahrscheinliche Wirkung von Permafrost.

### Chronostratigraphische Gliederung der pleistozänen Sedimente im Aaretal

Die chronostratigraphische Gliederung der pleistozänen Ablagerungen beruht im Prinzip bis heute auf der klassischen Unterteilung des eiszeitlichen Geschehens durch PENCK & BRÜCKNER (1909). So einfach diese im wesentlichen morphostratigraphische Gliederung ist, bereitet ihre ge-

naue zeitliche Korrelation innerhalb Europas, ja bereits im engeren alpinen Bereich, grosse Schwierigkeiten. Auf diese Tatsache hat FLINT (1971: 621ff.) deutlich hingewiesen. BECK hat 1933 diesen Unsicherheiten in der chronostratigraphischen Korrelation dadurch Ausdruck verliehen, dass er eine eigene, für sein Untersuchungsgebiet gültige Chronostratigraphie eingeführt hat.

In neuester Zeit hat nun aber die Eiszeitchronologie durch die Untersuchung und Datierung der Eiskappen der Antarktis und Grönlands (DANSGAARD et al. 1971: 37) und von Bohrkernen aus der Tiefsee (namentlich durch EMILIANI 1966 und durch ERICSON et al. 1961) wesentliche «absolute» Stützen erhalten. Zudem haben die Holländer und Belgier VAN DER HAMMEN et al. (1967), ZAGWIJN (div.) und PAEPE (div.) mit ihren Pollen- und Sedimentuntersuchungen für Nordwesteuropa eine in den grossen Zügen klare Chronostratigraphie erarbeitet, welche für die letzte Eiszeit wesentliche Einzelheiten als gesicherte chronologische Daten ergibt (siehe unten).

Eine erste grundlegende Zusammenstellung der verfügbaren absoluten Altersbestimmungen aus pleistozänen Ablagerungen gibt EVANS (1971).

In unserer chronostratigraphischen Tabelle (Tafel) beziehen wir uns auf EVANS unter Berücksichtigung der neuesten Arbeit von VAN DER HAMMEN, WIJMSTRA & ZAGWIJN (1971: 391–424). Diese chronostratigraphische Gliederung der letzten 200 000 Jahre vor heute bedarf jedoch einiger kritischer Bemerkungen:

#### *Gliederung und zeitliche Einstufung der letzten Eiszeit*

Die vollständigste chronostratigraphische Gliederung, die für unsere Ablagerungen als Bezugschronologie in Frage kommt, stammt von Datierungen im niederländischen Periglazialbereich, dem Vorland des nordeuropäischen, weichselzeitlichen Inlandeises. Nach EVANS (1971: 271) darf die Korrelation der letzten Alpenvergletscherung (Würm) mit der Weichsel-Eiszeit als gesichert gelten. Auf der Tafel setzen wir aber vorläufig «Würm» noch in Anführungszeichen um darzustellen, dass unsere chronostratigraphische Korrelation mit der niederländischen Gliederung und der Würm-Typuslokalität nicht auf einer Basiskorrelation I. Ordnung im Sinne von RUTSCH (1958) beruht, sondern «vergleichend-chronostratigraphischer» Art ist (das gleiche gilt übrigens für die gesamte Tafelbeilage).

Es darf als hinreichend gesichert gelten, dass das Ende der letzten Eiszeit («Würm») in die Zeit um 10 000 y.BP. gelegt werden darf (EVANS 1971, VAN DER HAMMEN, WIJMSTRA & ZAGWIJN 1971: 396). Als finaler Ausläufer der letzten Eiszeit wäre somit die «Jüngere Dryas-Zeit» zu bezeichnen (10 900 bis 10 000 y.BP.). STURM & MATTER (1972: 18) erwähnen als älteste sicher postglaziale Ablagerungen im Thunersee aus der Bucht bei Faulensee pollenanalytisch datierte Sedimente von ca. 13 000 y.BP. Das würde bedeuten, dass um diese Zeit wahrscheinlich das ganze Thunerseebecken eisfrei war. Es müsste aber abgeklärt werden, ob hier die Pollenstratigraphie auch wirklich chronostratigraphische Daten liefert (im Sinne einer chronostratigraphischen, nicht bloss klimastratigraphischen Korrelation).

Im folgenden sei die weitere Stadial-/Interstadialchronologie der «Würm»eiszeit, wie sie heute allgemein anerkannt ist (EVANS 1971; VAN DER HAMMEN, WIJMSTRA & ZAGWIJN 1971), zusammengestellt:

10 000	y.BP. Grenze Spätglazial/Holozän
10 900–10 000	y.BP. Jüngere Dryas
11 800–10 900	y.BP. Allerød-Interstadial (erste bedeutende spätglaziale Warmzeit)
12 000–11 800	y.BP. Ältere Dryas
um 12 400	y.BP. Eöbling-Interstadial
zwischen 25 000 und 15 000	y.BP. Maximum der letzten Gletscherausdehnung
35 000–28 000	y.BP. Denekamp-Interstadial
40 000–37 000	y.BP. Hengelo-Interstadial
47 000–42 000	y.BP. Moershoofd-Interstadial
60 000–47 000	y.BP. Unteres Pleniglazial (erste Gletscherausdehnung?)
66 000–61 000	y.BP. Odderade-Interstadial
83 000–69 000	y.BP. Brørup-Interstadial
87 000–85 000	y.BP. Amersfoort-Interstadial
125 000–90 000	y.BP. «Riss»/«Würm»-Interglazial

Der Nachweis interglazialer Ablagerungen im Aaretal (die als *letztinterglazial* gedeutet werden) durch pollenanalytische Befunde (Thungschneit-Seetone, mündliche Mitteilung von Frau Dr. Markgraf; liegende Schotter der Guntelsei im Wässerflue-Profil durch Prof. Welten, Brief vom 7.1.1962, eingeschwemmtes Material!), welche im Einklang stehen mit den Tatsachen der lithostratigraphischen Position, beweist, dass im Aaretal Zeugen zweier Grossvereisungszyklen vorhanden sind. Zur chronostratigraphischen Einstufung (Tafelbeilage) sei folgendes bemerkt:

Über den verwitterten Schottern der Guntelsei (mit eingeschwemmten *letztinterglazialen* Warmwaldpollen, WELTEN 1962) an der Wässerflue im Glütschtal folgen die Schieferkohlen führenden Silte und Sande, in denen WELTEN mindestens zwei früh«würm»eiszeitliche Interstadiale nachgewiesen hat. In der gleichen oder zumindest vergleichbaren stratigraphischen Position liegen die weiteren Glütschtal-Profile von der Huriflue-Guntelsei und bei der Alten Schlyffi (siehe Seite 66 und 68). Die zitierten  $^{14}\text{C}$ -Alter stehen mit dieser chronostratigraphischen Deutung nicht im Widerspruch (vgl. Seite 92/93).

Darüber folgt im Glütschtal der untere Teil der Schotter am Brüggestutz, welchem im mittleren Aaretal die Unteren Münsingen-Schotter entsprechen (Gruben von Rubigen, Fig. 9; Wichtrach, Fig. 13 und 14; Ried, Rüdle und Vorder Jaberg). Für einen Vorstoss des Aaregletschers in diesem Zeitraum spricht: der fluvioglaziale Charakter der Unteren Münsingen-Schotter und die deutlich ausgebildete Blockmoräne bei Gerzensee (Wallmoräne!) in der Grube Thalgut (Fig. 33) sowie die Verknüpfung der Unteren Münsingen-Schotter mit einer Grundmoräne in der Kiesgrube Jaberg.

Auf diese Untere Pleniglazialzeit (nach der holländischen Klassifikation) folgt eine relativ wärmere Zeit, in welcher das Wachstum von Vegetation möglich ist: Schwemmholz (nach Dr. F. Schweingruber, briefliche Mitteilung, ausschliesslich Nadelholz, *Abies*?) in den Thalgut-Seetonen, Schieferkohle in der Muttenterrasse bei Signau.

Nach der  $^{14}\text{C}$ -Datierung der Holzfunde in den Thalgut-Seetonen dauerte diese Interstadialzeit von mindestens 39000 y.BP. (Probe CS-Th-5) bis  $19530 \pm 200$  y.BP. (Probe CS-Th-12), also bis weit in die Obere Pleniglazialzeit hinein. Erst nach 20000 y.BP. erfolgte dann die Ablagerung der Oberen Münsingen-Schotter (Fig. 35) und die mit der Maximalausdehnung des «würm»eiszeitlichen Aaregletschers verbundene Sedimentation der Rotachewald-Grundmoräne. Für die Maximalausdehnung der letzten Vereisung [Gurten, Wangen a.d.A. (Rhonegletscher)] ständen somit nur noch 5000–6000 Jahre zur Verfügung (vgl. WELTEN 1972: Murifeld-Steppenphase um ca. 14000 y.BP.).

Aus der lithostratigraphischen Gliederung der letzteiszeitlichen Ablagerungen geht hervor, dass die zweite (20000–13000 y.BP.) letzteiszeitliche Vorstossphase des Aaregletschers gegenüber der ersten (60000–48000 y.BP.) wesentlich bedeutender war, während es in Nordamerika und Sibirien die frühere Phase gewesen sein soll (SHOTTON 1907: 365, cit. in EVANS 1971: 271).

Es sei hier noch ausdrücklich auf die stratigraphische Bedeutung zweier interessanter klimastratigraphischer Horizonte hingewiesen: auf die Verlandungszone im Dach der Unteren Münsingen-Schotter in der Kiesgrube Ried mit der auf Seite 56 beschriebenen Molluskenfauna und auf die Kirchdorf-Daltaschotter mit den hangenden Thalgut-Seetonen in der Kiesgrube Thalgut.

Die lakustrinen Bildungen sind ihrer lithostratigraphischen Position und den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen nach als «würm»-interstadiale Bildungen zu deuten. Das Dach der Seeablagerungen, die Thalgut-Seetone, beweisen aber durch ihren Fossilinhalt (dominieren von *Cytherissa lacustris*), eine erneut einsetzende Kältezeit. Damit im Einklang stehen die ökologisch-klimatischen Aussagen der Ried-Fauna (es dominieren ausschliesslich jene Arten, die rezent auf über 1800 m ü.M. vorkommen: *Pupilla pygmaea*, *Trichia plebeja*). Es bleibt die Frage, ob die Ried-Fauna in das Abklingen der ersten oder in den Beginn der zweiten «Würm»-Vergletscherung zu stellen ist.

Die lange mittel«würm»eiszeitliche Interstadialzeit (siehe oben) wäre chronostratigraphisch der Spiezer Schwankung (BECK 1933: 378) gleichzusetzen. Die untere zeitliche Grenze ist somit wahrscheinlich an die Basis des Moershoofd-Interstadials (nach der niederländischen Klassifikation)



zu setzen (ca. 47000 y.BP.) während die Obergrenze um 20000 y.BP. (<sup>14</sup>C-Probe, CS-Th-12) zu liegen scheint.

#### *Letzte Interglazialzeit («Riss/Würm»-Interglazial)*

Wie bereits weiter oben gezeigt wurde, konnten letztinterglaziale Ablagerungen sicher nur im Thungschneit (Thungschneit-Seetone) und im Glütschtal (eingeschwemmtes Feinmaterial in den Schottern der Guntelsei im Wässeriflue-Profil) nachgewiesen werden (Frau Dr. Markgraf, mündliche Mitteilung; WELTEN 1962).

Für die zeitliche Dauer des letzten Interglazials (Eemian der niederländischen Klassifikation) geben EVANS (1971), VAN DER HAMMEN, WIJNSTRA & ZAGWIJN (1971) ca. 35000 Jahre an (90000–125000 y.BP.).

Im Thungschneit ist nach lithostratigraphischen Evidenzen (Seite 49, Fig. 26) und pollenanalytischen Befunden (Dr. Markgraf, mündl. Mitteilung) nur die spät«riss»eiszeitliche und frühletztinterglaziale Entwicklung belegt.

Ohne völlig gesicherten lithostratigraphischen Bezug sind wahrscheinlich die Jaberg-Seetone mit den Schieferkohlen in deren Dach ins letzte Interglazial zu stellen; sie können aber ebenfalls noch bedeutend älter sein (vgl. dazu Seite 103).

Als sicher letztinterglaziale Bildungen sind folgende Verwitterungshorizonte zu bezeichnen:

- Verwitterung im Dach der Schotter von Bümberg (vgl. Seite 41);
- die Verwitterung des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten (heute nur noch als Tiefenverwitterung nachweisbar);
- die tiefgründige Verwitterung der Schotter und der Moräne(?) der Guntelsei im Glütschtal (mit dem eingeschwemmten letztinterglazialen Feinmaterial im Wässeriflue-Profil).

#### *Chronostratigraphische Gliederung der präletztinterglazialen Ablagerungen*

Je weiter wir zurückgehen in der pleistozänen Ablagerungsgeschichte, um so schwieriger und spärlicher werden absolute Datierungen. EVANS (1971: 273) gibt eine Zusammenfassung der verfügbaren Daten. Er zeigt, dass die gesamte «Riss»-Eiszeit (vorletzte Eiszeit) ca. bei 200000 y.BP. einsetzte und zwei deutliche Kältemaxima aufweist, die durch eine längere «milde» Periode getrennt sind. Nach Evidenzen aus Paläotemperaturmessungen an Tiefseebohrungen ist jedoch auch das längere Interstadial durch eine kurze, nicht sehr bedeutende kühlere Zeit in zwei Phasen geteilt. Somit ist nach EVANS (1971) und VAN DER HAMMEN, WIJNSTRA & ZAGWIJN (1971: 394) folgende Korrelation vorzunehmen:

145 000–125 000 y.BP. Riss II = Half-cycle 3c von EMILIANI  
175 000–145 000 y.BP. Riss I/II-Interstadial, zweiphasig mit Half-cycle 4c  
200 000–175 000 y.BP. Riss I = Half-cycle 5c

Aus Paläotemperaturmessungen an Tiefseekernen und der Insulationskurve geht hervor, dass Riss II (Half-cycle 3c) das bedeutendste Kälteereignis des Mittleren und Oberen Pleistozäns ist. EVANS (1971: 273) korreliert es mit «The Greatest Glaciation of The Swiss Alps».

Die lithostratigraphische Gliederung der präletztinterglazialen Ablagerungen darf nun mit allen Vorbehalten einer vergleichend-chronostratigraphischen Korrelation wie folgt vorgenommen werden (vgl. auch Tafelbeilage):

- Zum zweiten Vorstoss der vorletzten Eiszeit ist als wichtigste Ablagerung die Raintal-Schlammoräne zu zählen. Darüber folgen als spät«riss»eiszeitliche Bildungen im Raintal die Sedimente des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten als Rückzugsschotter und im Thungschneit der Blockhorizont als glazialer Restschutt der Abschmelzzeit (vgl. Seite 21 und 45).

Ebenfalls in die ausgehende «Riss»eiszeit wären demnach die Schotter der Guntelsei und die «Moräne» der Guntelsei zu stellen.

Zeitlich gesehen als frühe Zeugen dieses zweiten Hauptvorstosses der «Riss»eiszeit sind die Hahni-Deltaschotter (in diesem Sinne genetisch gesehen als Vorstossschotter) zu bezeichnen, die faziell in die Deltamoräne übergehen. Zeitlich entsprechen somit den Hahni-Deltaschottern die Deltaschichten vom Raintal und deren fazielle Äquivalente (Seetone vom Raintal, evtl. untere Seetone im Becken von Belp). Im Thungschneit/Räbeli-Profil wäre die Ablagerung des Kies-Sand-Komplexes in diese Zeit zu stellen.

- Als interstadiale Bildungen zwischen dem ersten und zweiten Vorstoss der vorletzten Eiszeit ist im wesentlichen die Verwitterung älterer Ablagerungen zu nennen (Bümburg, Räbeli-Profil, Verwitterung der Hahni-Moräne in der Kanderschlucht). Ob die im Räbeli-Profil fraglich aufgeschlossenen Seetone im Auwald in diese Zeit zu stellen sind, ist nicht abgeklärt.
- Als älteste Ablagerungen der aufgeschlossenen pleistozänen Sedimentabfolge gelten in der Kanderschlucht die Grundmoräne im Hahni, die als Grundmoräne eindeutig eine Vergletscherung beweist (erster Vorstoss «Riss»), und im Thungschneit-Gebiet die Schotter von Bümburg, die in ein gletscherrandliches Staubecken geschüttet wurden – während des gleichen Gletschervorstosses (Kander- und Aaregletscher), welcher die Ablagerung der Grundmoräne im Hahni bewirkte.

#### *Zusammenfassende kritische Bemerkungen zur chronostratigraphischen Gliederung*

Die Übersichtstabelle (Tafelbeilage) entstand auf Grund der Verwertung der zusammenfassenden Darstellung in EVANS (1971: 357), namentlich was die absolute Chronologie anbetrifft; die chronostratigraphische Gliederung der letzten Eiszeit beruht vor allem auf  $^{14}\text{C}$ -, pollenanalytischen und lithostratigraphischen Ergebnissen, welche den Vergleich mit der niederländischen Chronologie (VAN DER HAMMEN, WIJNSTRA & ZAGWIJN 1971; WOLDSTEDT 1969) rechtfertigen.

## 5. Bemerkungen zur Talgeschichte

### **Das prä«riss»eiszeitliche Aaretal und die Ablagerungen der «Riss»-Eiszeit**

Im Zusammenhang mit den Untersuchungen der postglazialen Ablagerungen im Thunersee haben sich MATTER et al. (1971) auch zu den entstehungsgeschichtlichen Problemen des Thunerseebeckens geäußert (MATTER et al. 1971: 516). Die genannten Autoren weisen darauf hin, dass «die Frage nach der Entstehung des Thunerseebeckens im Grunde genommen eine Frage nach der Entstehung des gesamten Aaretals ist». MATTER et al. (loc.cit.) geben eine ausführliche Zusammenfassung der geschichtlichen Entwicklung der Ansichten und des Schrifttums über die Entstehung der alpinen Randtäler und -seen. Wie bereits BECK (ohne Datum) kommen MATTER et al. zu den gleichen Ergebnissen, die wir wie folgt formulieren möchten:

Das Aaretal wird als präquartäres Tal gedeutet, dessen Verlauf im inneralpinen Bereich (Thunersee- und Brienerseegebiet) durch ein tektonisches Lineament vorgegeben war. Die erosive Übertiefung erfolgte somit im Plio-/Pleistozän, wobei während der Zeit der alpinen Vereisungen durch Glazialerosion (PENCK & BRÜCKNER 1909; BECK, ohne Datum) die charakteristisch ausgebildeten Becken innerhalb der Talfolge erodiert wurden (Brienersee, Thunersee Oberes Becken, Thunersee Unteres Becken, Teilbecken Thun–Uttigen, Becken von Kiesen und das Becken von Belp). Diese Becken wären demnach als glazial übertiefte Zungenbecken zu bezeichnen.

Ein besonderes talgeschichtliches Problem soll in diesem Zusammenhang etwas näher beleuchtet werden: die Bildung der Talfolge Hondrich–Reutenen–Reutigen–Gürbetal. Die Anlage dieser Talfolge lässt es als wahrscheinlich erscheinen (siehe auch ZOLLINGER 1892), dass ursprünglich die Entwässerung aus Kander- und Simmental nicht in den Thunersee, sondern west-

lich des Ausläufers der Préalpes (Hügelzug Höfen–Zwieselberg mit Fortsetzung in den Spiezberg) durchs Gürbetal erfolgte. Wann der Durchbruch durch die Randzone erfolgte (seitliche Erosion, Ablenkungswirkung der Simme), kann nicht gesagt werden. Ebenso wenig kann festgestellt werden, ob dieser Durchbruch mit dem ersten Vorstoss der Gletscher (Simme- und Kander-gletscher) in Verbindung zu bringen ist. Anschliessend wurde der Talabschnitt Reutigen–Oberstocken–Pohlern als totes Tal inaktiv und daraufhin mit Erosionsschutt aus der Randzone der Préalpes und aus dem Flyschgebiet des Gurnigels aufgefüllt (Entstehung der Talwasserscheide bei Oberstocken, spätestens im «Riss»I/II-Interstadial).

Mitverantwortlich für die äusserst komplizierten Verhältnisse zwischen dem heutigen Zusammenfluss von Kander und Simme und der Talenge bei Hahni ist das reichliche Vorhandensein von Gips und Dolomit an der Aussenzone der Préalpes. Diese Evaporitzone ist – was Einsturztrichter in den pleistozänen Sedimenten beweisen – stark versackt. Über diesen komplexen Bau der Randzone der Préalpes haben in neuer Zeit einige Sondierbohrungen im Zusammenhang mit dem Bau der N6 erste Hinweise gegeben, ohne aber eine Klärung der Verhältnisse zu ermöglichen. Deutlich zum Ausdruck kommen diese komplexen Verhältnisse in den Pollenprofilen der erwähnten Bohrungen (mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Welten). Auch die Pollenanalyse ist zur Zeit noch nicht in der Lage, in diesem Gebiet etwas über direkte Altersbeziehungen auszusagen. Es darf angenommen werden, dass das Becken von Reutigen zusätzlich durch Tiefenerosion der vorrückenden Kander- und Simmegletscher ausgeformt wurde.

Unsere vergleichend-chronostratigraphische Datierung der Grundmoräne im Hahni (im Glütschtal) als Grundmoräne des ersten Hauptvorstosses des «riss»eiszeitlichen Aaregletschers (?) (vgl. Tafelbeilage) erlaubt folgende talgeschichtliche Folgerungen: Vor der ersten Gletschervorstossphase der vorletzten Eiszeit («Riss») muss im Gebiet des Glütschtals die Tiefenerosion schon so weit fortgeschritten gewesen sein, dass es örtlich zur Ablagerung glazigener Sedimente kam. Im Hahni-Profil (Fig. 37) spricht die gegen den Thunersee abtauchende Grundmoräne für ein ausgeprägtes präglaziales Relief. Inwieweit dieser erste, früh-«riss»eiszeitliche, durch eine Grundmoräne eindeutig belegte Gletschervorstoss (zwischen 200000 und 180000 y.BP.) im gesamten Aaretal für eine Tiefenerosion verantwortlich gemacht werden kann, bleibt fraglich – dieses Problem ist nur mit Tiefbohrungen im Zusammenhang mit dem Problem der tiefer liegenden Seetone im Aaretal zu lösen.

Auf jeden Fall darf als sicher angenommen werden (vgl. BECK & RUTSCH 1958: 29), dass die maximale Tiefenerosion im Aare- und Gürbetal vor der Hauptphase der «Riss»eiszeit, also mindestens vor etwa 150000 Jahren erreicht war. Geoelektrische Sondierungen im Becken von Belp (cit. in BECK & RUTSCH 1958) lassen dort die Molasse erst auf Kote 400 m ü.M. erwarten. Über die weitere Fortsetzung der tiefen, prä«riss»eiszeitlichen Rinne nach Norden herrscht vorläufig Unklarheit. GERBER nimmt an, dass das prä«riss»eiszeitliche Aaretal gegen Moosseedorf und in Richtung des Urtenenlaufes entwässerte (cit. nach BECK & RUTSCH 1958). Nach BECK & RUTSCH (1958: 30) ist es aber ebenfalls möglich, dass die tiefe Aaretalrinne ihre Fortsetzung in der Richtung Neubrücke nördlich Bern hatte, worauf eine dort abgeteufte Bohrung hinweist (Molasse auf Kote 445 m ü.M.).

Wie weit dieser erste nachgewiesene Aaregletschervorstoss («Riss» I) nach Norden reichte, wissen wir nicht. Es kann aber mit der Möglichkeit gerechnet werden – falls nicht frühere, nicht mehr nachweisbare Gletschervorstösse dafür verantwortlich zu machen sind – dass dieser erste «Riss»-Vorstoss bis ins heutige Becken von Belp reichte und dort ein deutlich ausgeprägtes (und übertieftes) Zungenbecken ausformte. Als sicher darf angenommen werden, dass die Schotter von Bümberg (bei Heimberg) in der Abschmelzzeit des ersten «Riss»-Vorstosses abgelagert worden sind. Was auf ihre Entstehung in einer glazialen Umgebung hindeutet, ist die Morphometrie der Gerölle (Fig. 24). Man könnte aber auch annehmen, dass sowohl die Schotter von Bümberg als auch die Deltaschichten vom Raintal (und die Seetone vom Raintal als ihre beckenwärtigen Äquivalente, wozu möglicherweise die unteren Seetone im Becken von Belp gezählt werden können) in einen «Riss»-interstadialen Aaretalsee abgelagert wurden. Dagegen sprechen aber folgende Gründe:



- Die Schotter von Bümberg sind im Räbeli-Profil tiefgründig verwittert. Diese Verwitterung muss vor der Ablagerung der Raintal-Schlammoräne stattgefunden haben, welche in die «Hauptvergletscherung» der «Riss»eiszeit (= zweiter Vorstoss unserer Chronologie, vgl. Tafelbeilage) zu stellen ist. In diesen Zeitabschnitt fällt auch die Verwitterung der Grundmoräne im Hahni im Glütschtal.
- Die Seetone vom Raintal zeigen keine Anzeichen eines interstadialen Charakters (keine wesentlichen organischen Einschlüsse, hoher Prozentsatz unverwitterter Glimmerplättchen), was eher darauf hindeutet, dass sie in der Frühzeit der zweiten «Riss»-Vorstossphase zur Ablagerung kamen. Diese Auffassung wird dadurch gestützt, dass im Raintalwald nachgewiesen werden konnte (Fundament der Entwässerungsschächte), wie die Schlammoräne ohne Hiatus als Hangendes der Seetone vom Raintal folgt. Die Seetone vom Raintal sind somit zumindest im obersten Teil früh-«Riss» II-stadial oder spät-«Riss» I/II-interstadial. Hier muss wahrscheinlich der Rhonegletscher zum erstenmal berücksichtigt werden, durch welchen ein früh-«Riss»II-stadialer Aaretalsee aufgestaut wurde. Zu erwähnen ist (cit. nach BECK & RUTSCH 1958: 32), dass die von der tiefsten Bohrung des Aaretals (bei der Hunzikenbrücke) stammenden Seetonproben von H. Gams untersucht worden sind und ebenfalls keine organischen Einschlüsse enthielten.

Das legt den Schluss nahe, dass zumindest ein Teil der Seetone im Becken von Belp, wie die Seetone vom Raintal, spät-«Riss» I/II-interstadial (und nicht interglazial) sein können. Es soll in diesem Zusammenhang als Vergleich darauf hingewiesen werden, wie reich an Fossilien die Thungschneit-, Thalgut- und Jaberg-Seetone sind, im Gegensatz zu den sterilen Ablagerungen im Becken von Belp (Bohrungen Neumatt und Steinibach bei Belp, vgl. Seite 78).

Aus den Sondierbohrungen für die Grundwasserfassungen der Stadt Bern im Gebiet von Uttigen/Heimberg ist bekannt, dass dort unter Schotterbedeckung ebenfalls Seetone anstehen, die seitlich in Sande übergehen können und nach BECK (1933: 365) Anodonten lieferten. Wahrscheinlich sind diese Seetone mit den von uns auf Seite 43 beschriebenen Seetonen im Auwald im Räbeli-Profil identisch, die dort eindeutig von der Schlammoräne überlagert werden. BECK (div.) und auch BECK & RUTSCH (1958) bringen diese Seetone bei Uttigen mit jenen im Becken von Belp in Verbindung. Wenn dies zutrifft, dann entsprächen die im Raintal nachgewiesenen Seetone wahrscheinlich nicht den tiefsten Seetonen im Becken von Belp, sondern die tiefsten Belper Seetone wären demzufolge möglicherweise mit denen bei Uttigen identisch, und darüber erst folgten die oben erwähnten, sterilen, früh-«Riss» II-stadialen Seetone vom Raintal.

Die im gesamten Aaretal zwischen Uttigen und dem Becken von Belp nachgewiesenen Seetone sind demnach im unteren Teil wahrscheinlich «Riss» I/II-interstadiale Bildungen (Uttigen, tiefster Teil im Becken von Belp) und gehen gegen höhere Teile über in Ablagerungen der Frühzeit der zweiten, der Hauptphase, der «Riss»vergletscherung (Seetone vom Raintal).

Wie weit der Aaregletscher zwischen dem ersten und zweiten Vorstoss der «Riss»eiszeit zurückschmolz, kann nicht gesagt werden (mindestens aber bis auf die Höhe von Spiez!). Simme- und Kander-gletscher waren sicher bis mindestens südlich Wimmis und Hondrich abgeschmolzen, denn in der Frühzeit der zweiten «Riss»vorstossphase konnte sich im Gebiet des heutigen Glütschtales zwischen vorrückendem Aaregletscher und Felsriegel Zwieselberg-Pohlern ein gletscherrandlicher Stausee bilden, in welchen vorerst die Hahni-Deltaschotter, beim weiteren Vorstoss die Glütschtal-Deltamoräne abgelagert wurden.

Darauf erfolgte der weitere Vorstoss des Aare- (und Simme- und Kander-) Gletschers, und es kam während dieser zweiten «Riss»-Vergletscherung zur Ausbildung der mächtigen Raintal-Schlammoräne (Räbeli, Raintal!). Geringmächtige Vorstossschotter dieser Vergletscherung sind im Räbeli nachgewiesen (stark glazigen gestauchter Kies-Sand-Komplex).

Es ist eine feststehende Tatsache, dass der Rhonegletscher während der «Riss»eiszeit das ganze Bernische Mittelland bedeckte [Eismächtigkeit im Becken von Belp nach BECK 950 m (ohne Datum)]. Aus unseren Untersuchungen geht nun aber eindeutig hervor, dass der Aaregletscher vor dem Eintreffen der Hauptmächtigkeit des Rhonegletschers das Aaretal (zumindest teilweise) mit Eis auffüllte. Wir schliessen das aus der Tatsache, dass in dem von uns untersuchten



Gebiet (Fig. 1) keine Leitgesteine des Rhonegletschers gefunden werden konnten. Freilich muss bei dieser Interpretation daran gedacht werden, dass möglicherweise in einer späten Zeit der «Riss»hauptvergletscherung der Aaregletscher selbständig war und sämtlichen Rhoneschutt aus dem Aaretal ausräumte oder aber dass diese Ausräumungswirkung den letzteiszeitlichen Aaregletschern («Würm») zugeschrieben werden muss.

Der Abschmelzzeit der zweiten Phase der «Riss»eiszeit ist der Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten zuzuordnen (Rückzugsschotter, «Sander»). Ein  $^{14}\text{C}$ -Datum einer Holzprobe von der Basis spricht nicht gegen diese Auffassung. Ebenfalls ein Zeugnis der Abschmelzphase des «Riss»eiszeitlichen Aaregletschers stellt der Blockhorizont im Räbeli-Profil dar. Wahrscheinlich ebenfalls in die ausgehende «Riss»vergletscherung sind im Glütschtal die Schotter der Guntelsei zu stellen. Inwiefern es sich bei der Moräne der Guntelsei BECKs wirklich um eine Grundmoräne handelt, ist fraglich; fraglich demnach auch ein späterer, geringmächtiger Vorstoss des abschmelzenden «Riss»eiszeitlichen Aaregletschers.

BECK & RUTSCH (1958: 31) weisen darauf hin, dass wahrscheinlich in der ausgehenden «Riss»eiszeit (also vor 130 000 bis 120 000 Jahren) die Ost-West orientierten Täler Wislisau-Rigisberg, Münsingen-Konolfingen-Zäziwil und wahrscheinlich auch Worb-Richigen-Schlosswil ihre Eintiefung erhalten haben.

### Das letzte Interglazial

(ca. 125 000–90 000 y.BP.)

Das letzte Interglazial ist im Untersuchungsgebiet vor allem durch tiefgründige Verwitterungshorizonte nachgewiesen: Verwitterung im Bümberg-Profil, Verwitterung von Schotter und Moräne(?) der Guntelsei im Glütschtal und des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten.

Als eindeutig letztinterglaziale Ablagerungen sind das eingeschwemmte Feinmaterial in den Schottern der Guntelsei im Wässeriflue-Profil und die Thungschneit-Seetone zu bezeichnen. Wobei bei den Thungschneit-Seetonen fraglich ist, ob sie mit den Jaberg-Seetonen zu korrelieren sind, da der Fossilinhalt eindeutig verschieden ist. Für die Jaberg-Seetone fehlt vorläufig jeglicher stratigraphische weitere Bezug, doch ist ihr interglaziales, wenn nicht noch höheres Alter wahrscheinlich.

Diese stratigraphischen Angaben lassen sich nun in folgendes paläogeographisches Bild einbauen:

Im Glütschtal (vgl. Seite 69) ist, anhand der Verbreitung der Schotter der Guntelsei und ihrem durch die Sondierbohrungen für den Autobahnbau nachgewiesenen Abtauchen gegen den Thunersee, eine letztinterglazial ausgebildete Schwemmlandebene der Kander und Simme zu rekonstruieren. Dieser Schuttfächer dürfte sich von Einigen bis gegen Thun-Uetendorf ausgedehnt haben und dort gemeinsam mit dem aus östlicher Richtung geschütteten Schuttfächer der Zulg den letztinterglazialen Thunersee aufgestaut haben. Diese beiden Schuttfächer bildeten folglich die letztinterglazialen Analoga des postglazialen Kanderdeltas in der Thuner Allmend und des entsprechenden Schuttfächers der Zulg.

Aus den im Glütschtal untersuchten Profilen, vor allem dem Wässeriflue-Profil, geht hervor, dass die Ablagerung der Schotter der Guntelsei in der Frühzeit des letzten Interglazials abgeschlossen war und dass sie während längerer Zeit der Verwitterung ausgesetzt waren. Während dieser Zeit erfolgte auch die Einschwemmung des Feinmaterials mit den Warmwaldpollen (vgl. Seite 93).

Im Thungschneit/Räbeli-Profil spricht die lithostratigraphische Situation der Seetone dafür, dass diese in einem lokal begrenzten Becken zur Ablagerung kamen, das wahrscheinlich weder mit der Aare noch mit dem damaligen Thunersee in direkter Verbindung stand. Die Ökologie der untersuchten Ostrakoden gibt das Bild eines unter akutem Karbonatmangel stehenden Gewässers (H.J. Oertli, briefl. Mitteilung), was in erster Linie bei einem isolierten kleinen Becken der Fall sein dürfte. Dass das Becken, in welchem die Thungschneit-Seetone zur Ablagerung ge-

langten, nicht das ganze Thungschneitgebiet bedeckte, beweist die tiefgründige Verwitterung der Schotter von Bümberg im Profil Bümberg/Chisewald.

Wie bereits oben angeführt, spricht die Fossilgemeinschaft der Thungschneit- und Jaberg-Seetone dagegen (Fig. 31 und 44), dass zwischen beiden Sedimentationsbecken eine Verbindung bestand – falls sie überhaupt gleich alt sind! Die Jaberg-Seetone sind wahrscheinlich ebenfalls in einem unabhängigen Becken zur Ablagerung gekommen, das möglicherweise eine Zeitlang unter dem Einfluss der Aare gestanden hat, später aber verlandete, was die Schieferkohlenbildung im Dach der Seetone beweist.

Das interglaziale Alter der Jaberg-Seetone wird dadurch wahrscheinlich, da in der Blockmoräne bei Gerzensee («Würm» I-Vorstoss) in der Grube Thalgut aufgearbeitete Seetonblöcke und Schieferkohlentafeln gefunden worden sind, die mit grösster Wahrscheinlichkeit aus dem Gebiet von Vorder Jaberg stammen (vgl. Seite 60). Für das relativ hohe Alter der Jaberg-Schieferkohlen spricht der Umstand, dass darin eingeschlossene Holzstücke (*Picea* sp.) soweit inkohlt sind (briefliche Mitteilung von Dr. Schweingruber), dass sie als Lignit zu bezeichnen sind. Die Auffassung, die Jaberg-Seetone als letztinterglazial zu deuten, erhält dadurch eine weitere Stütze, dass in den hangenden Münsingen-Schottern s.l. beide Aufschotterungszyklen nachgewiesen sind: der Untere («Würm» I entsprechende) und der Obere («Würm» II entsprechende) (vgl. Seite 58).

Im Gebiet zwischen Jaberg und Muri sind bis jetzt noch keine Ablagerungen aus der letzten Interglazialzeit nachgewiesen worden. Die in der Kiesgrube Rubigen (westlich der Strasse, Fig. 2) im Liegenden der Unteren Münsingen-Schotter aufgeschlossenen siltigen Sande sind als feinkörnige Fazies der Sedimente des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten zu deuten und sind somit nicht interglaziale Bildungen. Zwischen Rubigen und Beitenwil sind durch Prof. Welten (mündliche Mitteilung) «Seetone» aus dem Liegenden der Münsingen-Schotter s.l. pollenanalytisch untersucht worden (Wasserversorgung Rubigen, Bohrung Schattholz). Diese Untersuchungen lassen auf interglaziale Ablagerungen schliessen, doch fehlt vorläufig eine genauere Datierung und jeder weitere stratigraphische Bezug.

### Die letzte Eiszeit («Würm»)

(90000–10000 y.BP.)

Über die Verhältnisse im Aaretal während des Frühglazials der letzten Eiszeit, also über die Zeit zwischen 90000 und 60000 y.BP., erhalten wir aus den Glütschtal-Profilen (Wässeriflue und Huriflue, Guntelsei und Alte Schlyffi) Aufschluss. Wie auf Seite 63 ff. eingehend beschrieben wurde, folgen dort über den verwitterten Schottern (und Moräne) der Guntelsei Silte und Sande mit eingelagerten Schieferkohlen. Für die <sup>14</sup>C-Datierung der Schieferkohle verweise ich auf Seite 90/91.

Die pelitischen Sedimente mit den Schieferkohlen im Glütschtal zeigen, dass es im Gebiet des interglazialen Kander-Simme-Schuttfächers in frühglazialer Zeit zu ähnlichen Ablagerungen kam, wie sie aus dem Postglazial im Zulg-Fächer bei Steffisburg (Seite 73) nachgewiesen sind: es bildeten sich in der leicht gegen den Thunersee geneigten Schwemmlandebene einzelne Tümpel, in welche Holz eingeschwemmt wurde. Diese Tümpel wurden nachträglich zugeschüttet, und der gleiche Vorgang wiederholte sich an anderer Stelle. Wie aber aus den Profilen (u. a. Wässeriflue und Guntelsei) hervorgeht, kam es dort wiederholt zur Ansammlung des organischen Materials, welches heute in Form der Schieferkohlen vorliegt. Herrn Prof. M. Welten gelang es mit Hilfe pollenanalytischer Untersuchungen, mindestens zwei früh«würm»-interstadiale Klimaphasen nachzuweisen. Die genaue horizontmässige Korrelation der einzelnen Profile unter sich dürfte aber auf Schwierigkeiten stossen, da in allen vier Profilen Verwitterungshorizonte in die pelitische Abfolge eingeschaltet sind, was besonders im Profil Alte Schlyffi deutlich nachweisbar ist. Prof. Welten möchte aus seinen Pollenprofilen, vor allem im Wässeriflue-Profil, zwischen den Interstadialzeiten eine Gletscherbedeckung vermuten. Im Gebiet des Glütschtals und des weiteren mittleren Aaretals fehlt jedoch jegliche Spur einer Gletschervorstossphase aus dieser Zeit, was nicht heissen will, dass die Oberländer Gletscher innerhalb ihrer Stammtäler nicht weiter vorgerückt sind.

Der eigentliche «Würm» I-Vorstoss erfolgte erst später, wahrscheinlich um etwa 60000 y.BP., und findet seine Manifestation in der ersten Aufschotterungsphase der Schotter am Brüggestutz im Glütschtal und in den Unteren Münsingen-Schottern im mittleren Aaretal (Grube Rubigen, Fig. 9; Wichtrach, Fig. 13 und 14; Rüdle; Jaberg). Die vorläufig einzigen Beweise, dass mit dieser ersten Aufschotterungsphase ein Gletschervorstoss verbunden ist, finden wir einerseits in der Kiesgrube Jaberg, wo die Unteren Münsingen-Schotter mit einer reliktschen Grundmoräne verknüpft sind (vgl. Seite 59), andererseits aber durch die Ablagerung der Blockmoräne bei Gerzensee (als Wallmoräne) im Thalgut.

Ungeklärt bleibt die Frage, wie weit der «Würm» I-Vorstoss reichte und bis auf welche Höhe er das Aaretal auffüllte. Aus unseren Untersuchungen geht allein hervor, dass das Aufstauchen der Blockmoräne bei Gerzensee mit einem vorläufigen Maximalstand identisch ist. In anderen Gebieten (cit. in EVANS 1971) ist ebenfalls festzustellen, dass dieser erste Vorstoss weniger mächtig war als der zweite. Im Gegensatz dazu stehen die Resultate von HANSS (1973) aus dem Isère-Tal.

Nach BECK (1933: 376) und BECK & RUTSCH (1958: 35) ist während des folgenden «Würm» I/II-Interstadials der Aaregletscher bis Spiez zurückgeschmolzen (= Spiezer Schwan-  
kung). Auch zu dieser Interpretation fehlen uns vorläufig eindeutige Beweise, und es muss damit gerechnet werden, dass die Gletscher bedeutend weiter in die Alpentäler zurückgeschmolzen sind. Aus datierten Holzfunden (vgl. Seite 63) in den Thalgut-Seetönen geht hervor, dass mindestens von 39000 bis 20000 y.BP. im mittleren Aaretal «Waldwachstum» (*Picea*, *Betula*, *Corylus*) möglich war, was wiederum auf eine nicht unmittelbare Nähe des Aaregletschers schliessen lässt. Die Ried-Fauna (Seite 56) und das reichliche Vorkommen von *Cytherissa lacustris* in den Thalgut-Seetönen bezeugen aber wieder ein «fossiles» (= kaltes) Klima (H.J. Oertli, briefliche Mitteilung) in der ausgehenden Interstadialzeit. Im «würm»eiszeitlich nicht vergletscherten Gebiet von Signau beweist die dort als «Würm»-interstadial datierte Schieferkohle ebenfalls das Wachstum von Wald (zwischen mindestens 50000 und 38000 y.BP.).

In der Zeit zwischen 20000 und 15000 y.BP. erfolgte dann der zweite, bedeutendere «Würm»-Vorstoss der Alpengletscher. Im Aaretal wird die Rotachewald-Grundmoräne, welche die Oberen Münsingen-Schotter überlagert, dem «Würm» II-Vorstoss zugezählt. Im Glütschtal entspricht der Rotachewald-Grundmoräne die Moräne bei Alte Schlyff, welche die Oberen Schotter am Brüggestutz (Huriflue!) eindeckt. Besonders in den Kiesgruben links der Aare zwischen Uttigen und Thalgut kann gezeigt werden, wie die Oberen Münsingen-Schotter während des Vorrückens des Aaregletschers in gletscherrandliche Staubecken abgelagert wurden und nachträglich von Eis überfahren worden sind (randglaziale Sander).

Ebenfalls in die Zeit des zweiten (= Haupt-)Vorstosses des «würm»eiszeitlichen Aaregletschers ist die intensive Stauchung und Verfaltung der Sedimente des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten zu stellen.

Aus den Verhältnissen im Aaretal geht hervor, dass der «würm»eiszeitliche Hauptvorstoss in die zweite Hälfte des Oberen Pleniglazials der holländischen Chronologie zu stellen ist. Dabei kam es zur Ablagerung der charakteristischen Wallmoränen am Längen- und Belpberg und auf der Ostseite des Aaretals (u. a. Schlosswil). Zumindest in der Spätzeit war der Aaregletscher im Gebiet von Bern selbständig, und es konnte zur Ablagerung der Stauchendmoränen kommen, die im Gebiet von Märchligen während des Autobahnbaues aufgeschlossen worden sind (Fig. 11).

Das Abschmelzen des Aareises erfolgte während der Stadien von Bern und Muri nicht gleichmässig, sondern war von einzelnen, zum Teil bedeutenden Oszillationen begleitet. Im Vorfeld der einzelnen Stauchendmoränen im Gebiet von Bern-Muri kam es jeweils zur Ablagerung eines Sanderfeldes (Schotter und Sande vom Gümligefeld) und im Gebiet der zentralen Entwässerung zur Ablagerung der Felderschotter.

Den Stauchendmoränen von Muri-Märchligen entsprechen im Gebiet von Belp-Kehrsatz Stauchungen in den Wallmoränen und Kamesablagerungen.

Der weitere Eistrückzug aus dem Becken von Belp erfolgte relativ rasch. Südlich des Rain-  
tals beweisen einzelne Stauchungen in einem kleinen Sander in der westlichen der beiden Gruben bei Rubigen und in der Kiesgrube bei Niederwichtach kleinere Oszillationen des Gletschers.



Die Deltabildung in der Kiesgrube Niederwichtlach (Fig. 13 und 14) stellt umgelagertes Münsingen-Schotter-Material dar, das in einem gletscherrandlichen Staubecken nach der Oszillation zur Ablagerung kam. Zeitlich sind diese finalen Oszillationen des Aaregletschers vor 14000 y.BP. zu stellen, da WELTEN (1972) für den Beginn der Murifeld-Steppenphase ein Alter von ca. 14000 y.BP. angibt.

Nachdem der «Würm» II-Aaregletscher im Becken von Belp (und im unteren Gürbetal?) abgeschmolzen war, bildete sich in dem nun eisfrei gewordenen Zungenbecken ein Stausee von wahrscheinlich nicht allzu grosser Tiefe. Darin gelangten in rascher Folge die obersten Seetone zur Ablagerung (ca. 15 m in der Bohrung Hochhaus Belp). In diese Seetone eingelagert und damit faziell verzahnt sind die «Schotter» des Fahrhubels (vgl. Seite 33). Wir interpretieren die Fahrhubel-Sedimente als eisrandnahe, intramarginale Schmelzwassersedimente mit schlechter Sortierung, welche im unmittelbaren Vorfeld eines abschmelzenden Gletschers – in der Regel unter Eiskontakt – entstehen (GERMAN 1970: 72). Am häufigsten sind solche Bildungen im Zusammenhang mit kleinen Oszillationen entstanden, wobei der Gletscher nach dem Vorstoss bedeutende Mengen supraglazialen Schuttes vor seiner Stirn abgelagert. Es liegt nahe, den kleinen, in der Grube Niederwichtlach nachgewiesenen Vorstoss mit dem Fahrhubel-Halt zu korrelieren.

Es folgt erneut eine Zeit raschen und intensiven Abschmelzens bis auf die Gletscherrandlage Oppligen–Oberwichtlach–Talgut–Kirchdorf. Diese Randlage hat BECK (1933: 385) als Jaberg- oder Wichtlach-Stadium bezeichnet und als Vorstoss interpretiert. Es geht aus unseren Untersuchungen hervor, dass die Rotachewald-Grundmoräne nicht dem Jaberg-Stadium, sondern dem «Würm» II-Hauptvorstoss zuzuordnen ist. Somit ist es fraglich, ob das Jaberg-Stadium einen Wiedervorstoss in der allgemeinen Abschmelzzeit darstellt. Die Dauer des Haltes hat aber immerhin ausgereicht, dass die randlichen Schmelzwässer des Aaregletschers auf dessen Ostseite das Tälchen Oppligen–Oberwichtlach in die Münsingen-Schotter erodierten, dem auf der Westseite des Gletschers das Tälchen Kirchdorf–Talgut entspricht. Wahrscheinlich in die gleiche Zeit entfällt die Erosion der Rinne Leimenried–Seftigen durch ins Gürbetal abfließendes Schmelzwasser.

Auf den Halt während des Jaberg-Stadiums(?) folgte erneut eine Zeit raschen Eistrückganges. Auch BECK äussert sich nicht darüber, wie weit der Aaregletscher vor dem letzten bedeutenden Vorstoss, dem Strättlig-Vorstoss, zurückgeschmolzen ist. Er vertritt die Ansicht (1933: 386), dass sich in dieser Zeit Kander- (und Simme-) vom Aaregletscher trennten.

Wie wir auf Seite 64 und 68 gezeigt haben, liegt im Glütschtal zwischen der Moräne bei Alte Schlyffi und jener von Strättligen die Bärenholz-Moräne BECKS, die aber nach den neuen Aufschlussverhältnissen als fluviatil umgelagertes Moränenmaterial umgedeutet werden muss und als interstadiale Bildung unmittelbar vor dem Strättlig-Stadium zu deuten ist. Darüber erfolgte der Strättlig-Vorstoss, wobei die Schmelzwässer des Kander- und Aaregletschers parallel an dessen Flanke gegen Norden abgelenkt wurden. Diesen Lauf behielt die Kander bis 1714 bei, erodierte das heutige Glütschtal und schüttete unterhalb Allmendingen, zusammen mit der Zulg, einen riesigen Deltakomplex auf, der zur Stauung des rezenten Thunersees führte.

Nach dem Strättlig-Stadium erfolgte der endgültige Rückzug der Gletscher der letzten Vergletscherung. Wie MATTER et al. (1972) zeigen, ist das Thunerseebecken nach den pollenanalytischen Datierungen aus der Bucht bei Faulensee seit ca. 13000 y.BP. eisfrei.

Dem Abschmelzen des letzteiszeitlichen Eises folgte zwischen 13000 und 10000 y.BP. die postglaziale Wiederbewaldung. Aus den reichen Fossilfunden in der Neumatt bei Belp (Seite 78) aus dem Dach der Seetone geht hervor, dass mindestens bis in die Zeit von 7000 y.BP. im Becken von Belp in offenen kleinen Tümpeln Seetone abgelagert wurden. Diese Erscheinungen sind wahrscheinlich im Zusammenhang mit einer weiten Überschwemmungsebene im Becken von Belp zu sehen und nicht mit einem postglazialen Belper See. Einen interessanten Hinweis auf die Vegetation des Klimaoptimums (ca. 4000 y.BP) erhalten wir aus dem Fossilinhalt der Seetone im Schuttfächer der Zulg bei Steffisburg. An unsere Untersuchungen schliessen zeitlich jene HEEBS an (HEEB & WELTEN 1972), der die postglaziale Vegetationsentwicklung im mittleren Aaretal und auf der Schwarzenegg studiert hat.



## Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse

1. Unsere Untersuchungen im Aaretal zwischen Bern und der Kanderschluht bei Spiez haben ergeben, dass in diesem Gebiet Ablagerungen zweier Hauptvergletscherungszyklen nachweisbar sind, die durch interglaziale Bildungen getrennt werden. Aus litho- und klimastratigraphischen Evidenzen geht hervor, dass diese beiden Grosszyklen in je zwei Phasen gliederbar sind. Die  $^{14}\text{C}$ -Chronologie und vergleichend klimastratigraphische Evidenzen machen eine chronostratigraphische Korrelation des jüngeren Hauptvergletscherungszyklus (letzte Eiszeit) mit der Würm-Eiszeit PENCK & BRÜCKNERS (Würm im klassischen Sinne) wahrscheinlich (VAN DER HAMMEN et al. 1971, EVANS 1971). Aus Analogiegründen wird vorläufig der ältere Hauptzyklus (vorletzte Eiszeit) mit der Riss-Eiszeit der Chronologie PENCK & BRÜCKNERS korreliert (Riss im klassischen Sinne). Dabei ist die Korrelation der zweiten Phase mit Riss II wahrscheinlich, jene der ersten mit Riss I fraglich (die Grundmoräne im Hahni kann älter sein).
2. Die Gliederung der vorletzten Eiszeit (?Riss der Chronologie PENCK & BRÜCKNERS) wird im Aaretal durch folgende lithostratigraphische Einheiten belegt: die Ablagerungen des ersten und zweiten Gletschervorstosses werden durch den Verwitterungshorizont im Dach der Grundmoräne im Hahni und im Thungschneit/Räbeli-Profil getrennt. Deltabildungen (Schotter von Bümberg und Deltaschichten vom Raintal) sowie die Seetone vom Raintal beweisen die zumindest zeitweilige Existenz von Staubecken im Aaretal. Die Bildung der Schotter von Bümberg ist ins ausgehende Riss-I-Stadium, jene der Deltaschichten vom Raintal ins frühe Riss-II-Stadium zu stellen. Die Existenz Riss-I/II-interstadialer Bildungen ist fraglich (Seetone im Auwald?). Der Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten ist als Rückzugsschotter des Riss-II-stadialen Aaregletschers zu deuten.
3. Die maximale Tiefenerosion der Molasseoberfläche (im Becken von Belp mind. 120 m unter den heutigen Talboden) war vor der einsetzenden, vorletzten Eiszeit erreicht. Der Zyklus der Riss-Vergletscherung hat zumindest in der zweiten Phase im Aaretal nicht nur erosiv, sondern wesentlich auch akkumulativ gewirkt.  
Den Sockel der aufgeschlossenen pleistozänen Lockergesteine bilden im Glütschtal (Hahni-Deltaschotter), im Thungschneit-Gebiet (Schotter von Bümberg) und im Raintal (Deltaschichten vom Raintal) Deltabildungen der vorletzten Eiszeit, wahrscheinlich von bedeutender volumenmässiger Ausdehnung. Diese Deltaschottersockel beeinflussten die Geomorphologie im Thungschneit-Gebiet, im Glütschtal und Raintal bis in die Gegenwart.
4. Im Untersuchungsgebiet (Fig. 1) konnten keine Leitgesteine des «riss»eiszeitlichen Rhonegletschers nachgewiesen werden. Die Oberländer Gletscher müssen vor dem Eintreffen der Maximalmächtigkeit des Rhoneeises bei Bern das Aaretal (mindestens teilweise) mit Eis aufgefüllt haben.
5. Die Erosion von Kander und Simme durch die Randzone der Préalpes im Gebiet von Hahni im südlichen Glütschtal, und damit die Trockenlegung des oberen Gürbetales, erfolgte spätestens im Verlauf der vorletzten Eiszeit, wahrscheinlich schon in deren erster Vorstossphase (vor 180000 y.BP.). Mit diesem Ereignis begann die Aufschotterung auch im Gebiet von Thun-Uetendorf-Gwatt (durch Kander und Simme).
6. Zur stratigraphischen Stellung der Seetone im übertieften Aaretal sei folgendes bemerkt:
  - Sie verdanken ihre Entstehung *nicht* einem einzigen Sedimentationszyklus.
  - Wie die Seetone vom Raintal beweisen, handelt es sich bei den tiefer liegenden Seetonen im Becken von Belp nicht um warmzeitliche Bildungen, sondern um Ablagerungen aus der Frühzeit einer Vergletscherungsphase (Seetone vom Raintal = früh-Riss-II-stadial). Diese Bildungen können von interstadialen (Riss I/II) oder sogar prärisseiszeitlichen Ablagerungen unterlagert werden.

- Die jüngsten Seetone im Becken von Belp (ca. 15 m, Sondierbohrung Hochhaus Belp) sind unmittelbar und sehr rasch in einem spätletzteiszeitlichen Zungenbecken zur Ablagerung gelangt und sind wahrscheinlich in Wechsellagerung mit den intramarginalen Schmelzwasserablagerungen des Fahrhubels (14000–13000 y.BP.).
7. Die Thungschneit-Seetone sind litho- und palynostratigraphisch als letztinterglazial datiert worden. Gesichert gilt das letztinterglaziale Alter für die Jaberg-Seetone und den Verwitterungshorizont im Bümberg-Profil und im Dach der Schotter bzw. Moräne der Guntelsei. Die Hypothese eines letztinterglazialen «Bernersees» wird durch unsere Untersuchungen nicht bestätigt. Nach der verschiedenen Faunenzusammensetzung der Thungschneit- und Jaberg-Seetone zu schliessen, bestand zwischen den beiden Sedimentationsbecken *keine* Verbindung.
8. Gliederung der letzten Eiszeit (Würm im klassischen Sinne):
- Im Glütschtal sind über der letztinterglazialen Verwitterung in den Silten und Sanden mit Schieferkohle nach pollenanalytischen Untersuchungen (WELTEN 1962) mindestens zwei frühletzteiszeitliche Interstadiale/Stadiale nachgewiesen.
  - Eine erste Aufschotterungsphase im Zusammenhang mit einem Gletschervorstoss (Untere Münsingen-Schotter bzw. Untere Schotter am Brüggstutz; Würm-I-Grundmoräne, Jaberg, Schlupf; Blockmoräne bei Gerzensee) ist ins Untere Pleniglazial der holländischen Chronologie zu stellen.
  - Auf diese erste Stadialphase folgte das «Thalgut-Interstadial» (Interstadialbildungen im Thalgut). Es ist belegt durch die Kirchdorf-Deltaschotter und die Thalgut-Seetone und deren Fossilinhalt. <sup>14</sup>C-Datierungen an Holzproben aus den Thalgut-Seetonen zeigen, dass um 19500 y.BP. das mittlere Aaretal noch eisfrei war. Unter Mitberücksichtigung der Alterswerte der Muttenterrasse-Schieferkohlen erhalten wir für das «Thalgut-Interstadial» eine Dauer von 30000 Jahren (50000–20000 y.BP.).
  - Der zweite Gletschervorstoss erfolgte nach 19500 y.BP. Dabei kam es zur Ablagerung der Oberen Münsingen-Schotter (bzw. Obere Schotter am Brüggstutz), welche von der Rotachewald-Grundmoräne (bzw. Moräne bei Alte Schlyffi), als jüngste Grundmoräne im mittleren Aaretal, eingedeckt wurden.
  - Die zeitliche Dauer der Maximalausdehnung der Gletscher betrug im Aaretal nur 5000 Jahre (Beginn der Murifeld-Steppenphase um 14000 y.BP. nach WELTEN 1972).
9. Zum Rückzug des Würm-II-stadialen Aaregletschers:
- Im Gebiet von Muri-Märchligen konnte gezeigt werden, dass es sich bei den Endmoränenwällen um Stauchendmoränen handelt, welche Oszillationen der Zunge des Aaregletschers entsprechen (Muristadium, BECK 1933).
  - Beim Jaberg-Stadium handelt es sich nicht um einen Wiedervorstoss des Aaregletschers im Sinne von BECK 1933 (Diskussion in SCHLÜCHTER 1973c).
  - Als spätglaziale Rückzugsschotter im mittleren Aaretal sind die Wichtrach-Schotter ausgeschieden worden (Niederterrasse).
  - Die «Moräne» im Bärenholz, von BECK 1933 als Grundmoräne ausgeschieden, wird auf Grund der neuen Beobachtungen im Profil Alte Schlyffi (Fig.1) als fluvioglaziale Bildung umgedeutet und als Interstadialbildung (prä-Strättlig-stadial) interpretiert.
10. Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen:
- Mit Hilfe der geröllpetrologischen Untersuchungen konnten im Aaretal drei verschiedene Schotterkörper unterschieden werden: die Schotter von Bümberg, der Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten und die Münsingen-Schotter (Fig.7, 17 und 28). Im Falle der Münsingen-Schotter s.l. kann gezeigt werden, wie die Molassegeröllführung westlich und östlich der Aare verschieden ist (Fig.28).

- Es konnten Kriterien gefunden werden, welche eine lithologische Unterscheidung von Vorstoss- und Rückzugsschottern ermöglichen: Geröllmorphometrie, Korngrößenentwicklung, Beziehung zum Liegenden und Hangenden.
  - Lithologische Unterscheidungsmerkmale zwischen Grund- und Schlammoräne und Seetonen konnten festgelegt werden (Fig. 5 und Tabelle, Seite 82).
  - Pleistozäne Schotter sind von Molassenagelfluh u.a. durch die verschiedenartig ausgebildete Matrixsubstanz unterscheidbar. Ferner kann die Geröllmorphometrie als Unterscheidungsmerkmal Schotter/Nagelfluh herangezogen werden (Fig. 51 und 52).
11. Wesentliche ökologische und klimatische Resultate, die wiederum stratigraphische Schlussfolgerungen erlauben, haben wir aus dem Studium der zum Teil reichen Fossilfunde erhalten: terrestrische und limnische Gastropoda, limnische Pelecypoda, Ostracoda und pflanzliche Makroreste.

#### Die Bedeutung der Gastropoda:

Der interessanteste Fund stellt die Ried-Fauna dar. Neben dem Nachweis der heute in diesem Gebiet ausgestorbenen Unterart *Vertigo genesii geyeri* gibt sie Hinweise auf ein «fossiles», kaltes Klima, was durch die Arten *Vallonia costata*, *Vallonia pulchella*, *Vertigo pygmaea*, *Pupilla muscorum*, *Trichia plebeja* und *Columella columella gredleri* bewiesen wird. Neben *Pupilla muscorum* weisen *Succinea oblonga* und *Fruticicola hispida* auf eine Ähnlichkeit mit den würmeiszeitlichen Lösssteppenfaunen hin. Zeitlich ist die Ried-Fauna in die ausgehende erste Vergletscherungsphase der «Würm»eiszeit zu stellen (?).

Die Ablagerung der Unteren Seetone im Zulg-Schuttfächer bei Steffisburg fällt nach der <sup>14</sup>C-Datierung ins holozäne Klimaoptimum. Das Vorkommen von *Discus ruderatus*, *Vertigo alpestris* und *Phenacolimax glacialis* als alpine Formen beweisen das Überdauern reliktscher spätglazialer Faunenelemente im Holozän im mittleren Aaretal.

Die in den Thungschneit-Seetonen dominante Gastropodenart *Bithynia tentaculata* (zahlreiche Deckel) stützt den geologischen Befund, nach dem diese Seetone in einem kleinen, lokal eng begrenzten Gewässer zur Ablagerung kamen.

#### Die Bedeutung der Ostracoda:

In den Thungschneit-Seetonen dominieren *Limnocythere sanctipatricii* und *Candona neglecta*, in den Jaberg-Seetonen aber *Ilyocypris bradyi* und *Candona parallela* (Fig. 31). Diese beiden Ablagerungsbecken sind nicht miteinander in Verbindung gestanden, obschon es wahrscheinlich annähernd zeitgleiche Bildungen sind. Einen wertvollen klimatischen Indikator bildet *Cytherissa lacustris* in den Thalgut-Seetonen, welche kälteres Klima als heute anzeigt. Rezent kommt *C. lacustris* in Kanada nur im Gebiet des «Boreal forest» vor und ist streng an Gewässer mit bewaldeter Umgebung gebunden.

#### Die Bedeutung der pflanzlichen Makroreste:

Die pflanzlichen Reste aus den Thungschneit-Seetonen lassen an eine frühletztinterglaziale Vegetation denken, die mit der heutigen vergleichbar ist: *Acer*, *Abies*, *Alnus*, zahlreiche Samen von *Betula*; *Chara* cf. *hispida*, *Chara* cf. *vulgaris*. Interessante Hinweise auf die Vegetation des ausgehenden «Thalgut-Interstadials» erhalten wir aus den Funden aus den Thalgut-Seetonen: Samen, Zapfen und Nadeln von *Picea*, Samen von *Pinus*, Fruchtschuppen und Nadeln von *Abies*, Blätter von *Salix* und *Betula*, Nüsse von *Corylus*. Mit diesen Funden wird das Thalgut-Interstadial als klimatisch günstige Zeit belegt.

Die Vegetation des Aaretals während des holozänen Klimaoptimums wird durch die Funde in den Unteren Seetonen im Zulg-Schuttfächer bei Steffisburg illustriert: Baumstamm, Aststücke, Blätter und Früchte von *Quercus*; Wurzelstock von *Alnus*; Wurzelstock, Strunk und Früchte von *Fagus* und Stammstücke von *Fraxinus*; seltener sind Nadeln von *Abies*.

## Summary

1. Recent investigations in the Pleistocene of the Aar River Valley, south of Berne (Switzerland), proved the existence of deposits of two major glaciations, separated by interglacial sediments. Lithostratigraphic evidences show that these two major glacial cycles are subdivided each in an early and late glacial phase. – The Carbon-14-Chronology and comparative climate stratigraphic evidences make it possible to correlate the younger major glaciation (last glaciation) with the Würm Glaciation by PENCK & BRÜCKNER (classical Würm). For analogous reasons the older major glaciation (penultimate glaciation) is correlated with the Riss Glaciation of the chronology by PENCK & BRÜCKNER (classical Riss). The correlation of the second phase of the penultimate glaciation with Riss-II seems correct; but the correlation of the first phase with Riss-I is highly questionable (the till at Hahni possibly being much older).
2. The subdivision of the penultimate glaciation (classical Riss) in the Aar River Valley is based on the following lithostratigraphic succession:
  - First glacial phase (?Riss-I): till at Hahni, gravels at Bümberg.
  - Interstadial: paleosoil (section Thungschneit-Räbeli), ? lacustrine clays at Auwald.
  - Second glacial phase (Riss-II): Hahni Deltaic Gravels, delta moraine, gravels and till at Guntelsei, deltaic gravels and lacustrine clays at Raintal, Raintal Mud Till (incl. boulder horizon at Räbeli) and gravel-sand complex of Kleinhöchstetten (deposited at the end of Riss-II).Gravels at Bümberg and deltaic gravels at Raintal prove the existence of sediments, deposited in glacier-dammed lakes during the penultimate glaciation in the Aar River Valley.
3. The main erosion in the molasse lowlands (erosion of the today overdeepened valleys) took place *before* the beginning of the penultimate glaciation (classical Riss). This glaciation, at least in its second phase, was acting predominantly accumulative and *not* only erosive. In the Glütsch Valley (Hahni Deltaic Gravels and Delta Moraine), in the Thungschneit area (gravels at Bümberg) and in the Raintal area (deltaic gravels) considerable delta deposits constitute the base of the Pleistocene sediments. These bases were active as geomorphic features since their deposition.
4. In the whole study area (Fig. 1) no traces of erratics of the Rhone Glacier have been found. Either the Aar River Valley had already been filled with the ice of the advancing Aar Glacier in early Riss-II time or all the remains of the Rhone Glacier were removed from the valley by the Aar Glacier during the last glaciation.
5. The erosion by the Kander and Simme Rivers through the frontal zone of the Préalpes in the Hahni area occurred during the penultimate glaciation, probably during its early stadial (before 180,000 y.BP.). After this, the deposition of Kander and Simme material began in the area of the Glütsch Valley and Thun, and the Gürbe Valley started to develop its present day drainage pattern.
6. The following remarks concern the stratigraphic position of the lacustrine clays in the overdeepened Aar River Valley between Berne and Lake of Thun:
  - These lacustrine clays are *not* deposited during one sedimentary cycle only.
  - The lower lake sediments in the Belp Basin are not of interstadial or even interglacial character but their deposition occurred in connection with a glacial event (lacustrine clays at Raintal = early Riss-II-stadial). These lacustrine clays might have an underlayer of older Pleistocene sediments.
  - The youngest lacustrine clays in the Belp Basin have been deposited in a short period immediately after the last retreat of the ice of the Aar Glacier (14,000–13,000 y.BP.). They probably have some depositional relationship to the sediments outcropping at Fahrhubel.



7. Palynostratigraphic and lithostratigraphic evidences show that the Thungschneit Lacustrine Clays are of most recent interglacial age. Of the same age are the Jaberg Lacustrine Clays and the paleosoil at Bümberg. The hypothesis of the existence of an interglacial "Lake of Berne" can not be maintained.
8. Chronological subdivision of the last glaciation (classical Würm):
  - Palynological studies in the "silts and sands with compressed peat" by WELTEN (1962) in the Glütsch Valley gave evidences of at least two early Würm-interstadial/stadial cycles.
  - The Lower Pleniglacial (of the chronology in the Netherlands) is represented in the Aar River Valley by a considerable deposition of gravels (Lower Münsingen Gravels) in connection with a glacial till (Würm-I till, boulder moraine near Gerzensee).
  - The first main advance of the Aar Glacier during the most recent glaciation was followed by a long warmer period: the "Thalgut Interstadial". <sup>14</sup>C-dates (Thalgut and Muttenterrasse) show that it had a duration of approximately 30,000 years (?50,000–20,000 y.BP.). Type locality: gravel pit near Thalgut (Koord.: 609.060/186.550).  
Of the same age is the paleosoil on top of the Lower Münsingen Gravels (Wichtrach, Jaberg) and on top of the Würm-I till at Schlupf.
  - The second main advance during Würm-glacial time (= Würm-II, = last main advance) occurred after 19,500 y.BP. Deposition of Upper Münsingen Gravels, covered by the youngest till (Rotachewald Till).
  - The last main glacial event (= Würm-II) had a duration of only ca. 5,000 years in the Aar River Valley (19,000–14,000 y.BP.; beginning of "Murifeld Steppenphase" at about 14,000 y.BP., WELTEN 1972).
9. The retreat of the Würm-II Aar Glacier:
  - The terminal and lateral moraines in the area Muri-Märchligen are typical push-end moraines and reflect marginal oscillations of the Aar Glacier.
  - The Jaberg Stade (BECK 1933) is not a readvance in BECK's sense (SCHLÜCHTER 1973c).
  - Sediments deposited during the retreat of the Aar Glacier constitute the Lower Terrace between Rubigen and Kiesen (Wichtrach Gravels).
  - The Bärenholz "till" (BECK 1933) has been restudied and has to be classified as a glaciofluvial outwash deposit representing an interstadial time before the final Strättlig readvance.
10. Results of the sedimentological investigations:
  - Pebble-petrological investigations enabled the differentiation of three different gravel types in the Aar River Valley: gravels at Bümberg, gravel-sand complex of Kleinhöchstetten and Münsingen Gravels (Fig. 7, 17, 28). The pebble-petrological composition of the Münsingen Gravels s.l. is different on the west side of the river from its composition on the east side (Fig. 28).
  - Characteristic parameters are found to differentiate lithologically gravels deposited during glacial advance (Vorstossschotter) from those deposited during glacial retreat (Rückzugsschotter): pebble morphometry, vertical development of grain size distribution, relationship to older and younger sediments.
  - Different lithological characteristics between glacial till, mud till and lacustrine clays have been worked out (Fig. 5, and page 82).
  - Consolidated Pleistocene gravels can be distinguished from Miocene nagelfluh by the differences in their matrix (till-like cement in the gravels) and by the morphometry of its constituent pebbles (Fig. 51 and 52).
11. Paleoecological and -climatic information results from the study of fossil faunal assemblages: freshwater and terrestrial Gastropods, freshwater Pelecypods and Ostracods and macro-remains of plants.

### Gastropoda

The most interesting assemblage is the "Ried fauna" (late Würm-I). The species *Vallonia costata*, *Vallonia pulchella*, *Vertigo pygmaea*, *Pupilla muscorum*, *Trichia plebeja* and *Columella columella gredleri* show evidence of a "fossil", colder climate. *Pupilla muscorum*, *Succinea oblonga* and *Fruticicola hispida* show similarities with the faunas of the "Loess-Steppe" during Würm-glacial time. Of interest is the occurrence of *Vertigo genesii geyeri* in the "Ried fauna". The occurrence of *Discus ruderatus*, *Vertigo alpestris* and *Phenacolimax glacialis* as alpine species proves the existence of faunal relics in the Postglacial (Holocene climax) in the middle part of the Aar River Valley (lower lacustrine clays, alluvial fan near Steffisburg).

### Ostracoda

*Limnocythere sanctipatricii* and *Candona neglecta* are dominant in the Thungschneit Lacustrine Clays, but *Ilyocypris bradyi* and *Candona parallela* in the Jaberg Clays (Fig.31). Both basins (Thungschneit and Jaberg) had no connection even if they are of the same age.

A useful paleoclimatic indicator is *Cytherissa lacustris* in the Thalgut Lacustrine Clays. *C. lacustris* occurs today in North America only in cool freshwaters of the boreal forest.

### Macro-remains of plants

Abundant fossil plants in the Thalgut Lacustrine Clays show that the late Thalgut Interstadial had a vegetation similar to that of today in the same area: cones, seeds and needles of *Picea*, seeds of *Pinus*, needles of *Abies*, leaves of *Salix* and *Betula*, nuts of *Corylus*.

## Literaturverzeichnis

- ADAM, K.D. (1960): *Das Mammut im Grabenthal bei Münsingen*. – *Eclogae geol. Helv.* 53/2.
- AEERHARDT, B. (1902): *Etude sur les alluvions anciennes des environs de Genève*. – *Eclogae geol. Helv.* 7/4.
- (1907): *Contribution à l'étude du système glaciaire alpin*. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1907.
- (1908): *Sur les déviations de quelques cours d'eau pendant la période quaternaire*. – *Eclogae geol. Helv.* 10/6.
- (1910): *Sur l'âge de la basse terrasse*. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 93/1.
- AGASSIZ, L. (1840): cit. nach STEIN, W. (1968): *Kulturfahrplan*. – Herbig, München.
- ANT, H. (1969): *Zur würmglazialen Überdauerung europäischer Landgastropoden in Eisrandnähe*. – *Malacologia* 9/1, 249–250 (Proc. 3rd europ. Malacol. Congr.).
- Autobahnamt des Kantons Bern (bis 1971): *Unpublizierte geotechnische Unterlagen des Autobahnbaues (N6): Karten, Bohrungen, Analysen*.
- BACHMANN, I. (1867): *Über die in der Umgebung von Bern vorkommenden versteinerten Thierreste*. – Weingart, Bern.
- (1870a): *Kleinere Mittheilungen über die Quartärbildungen des Kantons Bern*. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1870, 227–242.
- (1870b): *Die Kander im Berner-Oberland. Ein ehemaliges Gletscher- und Flussgebiet*. – Dalp, Bern.
- BALTZER, A. (1885): *Über ein Lössvorkommen im Kanton Bern*. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1885/1.
- (1896): *Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern, mit Berücksichtigung des Rhonegletschers*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 30.
- (1896): *Beiträge zur Kenntnis der interglacialen Ablagerungen*. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.* 1896/1.
- (1898): *Der diluviale Aar- und Rhonegletscher*. – *Eclogae geol. Helv.* 5/1 (1897), 13–14.
- (1899): *Beiträge zur Kenntnis schweizerischer diluvialer Gletschergebiete*. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1899.
- BECK, P. (1922): *Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun*. – *Eclogae geol. Helv.* 17/3.
- (1926): *Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizer Alpen, 1:530.000*. – *Mitt. natw. Ges. Thun* 30/1 (Kümmerly & Frey, Bern).
- (1932): *Über den eiszeitlichen Aaregletscher und die Quartärchronologie*. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 113/1, 189–207.
- (1933): *Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän*. – *Eclogae geol. Helv.* 26/2.
- (1936): *Zur Revision der Quartärchronologie der Alpen*. – Sonderdr. aus: *Verh. III. int. Quartär-Konf. Wien, Sept. 1936*, Bd.1 (Geol. Bundesanst. Wien, III).
- (1938): *Bericht über die ausserordentliche Frühjahrsversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Thun 1938*. – *Eclogae geol. Helv.* 31/1.
- (1943): *Die Natur des Amtes Thun*. – «Das Amt Thun» (Bd.1).
- (ohne Datum): *Das Quartär. Das Pleistozän*. – Manusk. (Kopie deponiert bei der Schweiz. Geologischen Kommission).
- BECK, P. & GERBER, E. (1925): *Geologische Karte Thun–Stockhorn, 1:25000* (Spez.-Karte Nr.96). – Schweiz. geol. Komm.
- BECK, P. & RUTSCH, R.F. (1949): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000: Münsingen–Konolfingen–Gerzensee–Heimberg* (Atlasblatt Nr.21). – Schweiz. geol. Komm.
- (1958): *Geologischer Atlas der Schweiz: Erläuterungen zu Atlasblatt 21*. – Schweiz. geol. Komm.
- BRÄM, H. (1956): *Was sind Arion kinkelini WENZ und Arion hochheimiensis WENZ?* – *Eclogae geol. Helv.* 49/2: 593–598.
- CAILLEUX, A. (1947): *L'indice d'éroussé définition et première application*. – *C.R. Soc. géol. France* 10.
- COOKE, H.B.S. (1972): *Pleistocene Chronology: Long or Short?* – *Maritime Sediments* 8/1, 1–12.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B. & LANGWAY, Jr. C.C. (1971): *Climatic Record Revealed by the Camp Century Ice Core*. In: TUREKIAN, K.K. (Ed.): *Late Cenozoic Glacial Ages*. – Yale Univ. Press, New Haven/London.
- DESOR, E. (1874): *Die Moränenlandschaft*. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 56 (1872/73).
- (1875): *Le paysage morainique*. – Neuchâtel.
- DREIMANIS, A. & KARROW, P.F. (1972): *Glacial History of the Great Lakes–St. Lawrence Region, the Classification of the Wisconsin(an) Stage and its Correlatives*. – *Int. geol. Congr., 24th Sess., Canada (Montreal), Sect. 12*, 5–15.
- EMILIANI, C. (1966): *Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425.000 years*. – *J. Geol.* 74.
- ERICSON, D.B., EWING, M., WOLLIN, G. & HEEZEN, B.C. (1961): *Atlantic deep-sea sediment cores*. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 72, 193–286.

- ERNI, A., FORCART, L. & HÄRRI, H. (1943): *Fundstellen pleistocäner Fossilien in der «Hochterrasse» von Zell (Kt. Luzern) und in der Moräne der grössten Eiszeit von Answil bei Rohrbach (Kt. Bern)*. – *Eclogae geol. Helv.* 36/1, 85–124.
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1877): in GUTZWILLER, A.: *Molasse und jüngere Ablagerungen; mit Benutzung des Nachlasses von ARNOLD ESCHER VON DER LINTH*. – Dalp, Bern.
- EVANS, P. (1971): *Towards a Pleistocene Time-Scale*. In: *The phanerozoic time-scale – a supplement*. – Spec. Publ. geol. Soc. London 5, 123–356.
- (1972): *The Present Status of Age Determination in the Quaternary (with special reference to the period between 70.000 and 1.000.000 years ago)*. – Int. geol. Congr., 24th Sess., Canada (Montreal), Sect.12, 16–21.
- FAVRE, A. (1880): *Description géologique du Canton de Genève* (vol. 1/2) [p.84: Thungschneit]. – Genève.
- (1884): *Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes Suisses, 1:250000*. – Comm. géol. Suisse.
- FAVRE, J. (1927): *Les Mollusques post-glaciaires et actuels du Bassin de Genève*. – Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 40/3, 171–434.
- FILIP, J. (1969): *Enzyklopädisches Handbuch zur Ur- und Frühgeschichte Europas* (2 Bde.). – Kohlhammer, Stuttgart/Berlin/Köln/Mainz.
- FLINT, R.F. (1971): *Glacial and Quaternary Geology*. – Wiley & Sons, London/New York.
- FLIRI, F. (1973): *Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol)*. – *Z. Geomorph. [N.F.]*, Suppl.-Bd. 16, 1–14.
- FLIRI, F., BORTENSCHLAGER, S., FELBER, H., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W. (1970): *Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol)*. – *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.* 6/1–2, 5–35.
- FORCART, L. (1943): siehe ERNI, A., FORCART, L. & HÄRRI, H. (1943).
- FRÜH, J. (1907): *Zum Begriff Nagelfluh, speziell «löcherige» Nagelfluh*. – *Eclogae geol. Helv.* 9/3.
- FRYE, J.C. (1961): *Fluvial Deposition and the Glacial Cycle*. – *J. Geol.* 69/5.
- FRYE, J.C. & LEONARD, A.B. (1953): *Definition of Time Line separating a Glacial and Interglacial Age in the Pleistocene*. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 37/2, 2581–2586.
- FRYE, J.C. & RICHMOND, G.M. (1958): *Problems in Applying Standard Stratigraphic Practice in nonmarine Quaternary Deposits* (note 20). – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 42/8.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): *Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine*. – *Erdöl u. Kohle* 12, 605–613.
- GASSER, U., MATTER, A. & NABHOLZ, W. K. (1964): *Sedimentologie eines temporären Aufschlusses von «Altmoräne» am Aarebord unter der Monbijoubücke in Bern*. – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.]* 21.
- GASSER, U. & NABHOLZ, W.K. (1969): *Zur Sedimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittellandes*. – *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 467–516.
- GERBER, E. (1915): *Über ältere Aaretalschotter zwischen Spiez und Bern*. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1914/15.
- (1923): *Einige Querprofile durch das Aaretal mit Berücksichtigung der letzten Bohrungen und Tunnelbauten*. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1923.
- (1927): *Geologische Karte von Bern und Umgebung, 1:25000*. – Kümmerly & Frey, Bern.
- GERMAN, R. (1970): *Zur Unterscheidung von Grundmoräne und Schmelzwassersedimenten am Beispiel des württembergischen Allgäus*. – *N. Jb. Geol. Paläont. [Mh.]* 1970/2, 69–76.
- GEYH, M.A. & RHODE, P. (1972): *Weichselian Chronostratigraphy, <sup>14</sup>C-Dating and Statistics*. – Int. geol. Congr., 24th Sess., Canada (Montreal), Sect. 12, 27–36.
- GODWIN, H. (1956): cit. in FLIRI et al., 1970, 31.
- GOLDTHWAIT, R.P. (Ed.) (1971): *Till. A Symposium*. – Ohio State Univ. Press, Columbus.
- GRAUL, H. (1962): *Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes. Teil I: Das Schweizer Mittelland*. – *Heidelb. geogr. Arb.* 9.
- GRIPP, K. (1947): *Jasmund und Moen, eine Glacialmorphologische Untersuchung*. – *Erdkunde* 1/4–6, 175–182.
- (1955): *Eisbedingte Lagerungsstörungen*. – *Geol. Rdsch.* 43/1, 39–45.
- GRUNER, G.S. (1760): *Die Eisgebirge des Schweizerlandes*. – Bern.
- (1773): *Die Naturgeschichte Helvetiens in der alten Welt*. – Abraham Wagner, Bern.
- HAMMEN, T. VAN DER, MAARLEVELD, G.C., VOGEL, J.C. & ZAGWIJN, W.H. (1967): *Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands*. – *Geol. en Mijnb.* 46/3, 79–95.
- HAMMEN, T. VAN DER, WIJMSTRA, T.A. & ZAGWIJN, W.H. (1971): *The Floral Record of the Late Cenozoic of Europe*. In TUREKIAN (Ed.): *Late Cenozoic Glacial Ages*. – Yale Univ. Press.



- HANSEN, E., PORTER, S.C., HALL, B.A. & HILLS, A. (1961): *Decollement Structures in glacial-lake Sediments*. – Bull. geol. Soc. Amer. 72, 1415–1418.
- HANTKE, R. (1958): *Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit*. – Eclogae geol. Helv. 51/1.
- (1959): *Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. Die Riss/Würm-interglazialen Bildungen im Linth/Rhein-System und ihre Äquivalente im Aare/Rhone-System*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 104/1.
- (1963): *Chronologische Probleme im schweizerischen Quartär*. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 45.
- (1968): *Features of Pre-Würm Glaciations in Northern Switzerland*. – Univ. Colorado Stud. Ser. Earth Sci. 7 (Glaciation of the Alps, INQUA U.S.A. 1965. Proc. VII. Congr., vol. 14. – Boulder-Denver, Colorado).
- (1970): *Aufbau und Zerfall des würmeiszeitlichen Eisstromnetzes in der zentralen und östlichen Schweiz*. – Ber. natf. Ges. Freiburg i.Br. 60, 5–33.
- (1972): *Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (Westschweiz)*. – Eclogae geol. Helv. 65/2, 279–291.
- HANSS, CH. (1973): *Das Ausmass der würmeiszeitlichen Isèretalvergletscherung im Lichte neuer Datierungen*. – Eiszeitalter u. Gegenwart 23–24, 100–106.
- HAYNES, V. (1973): *Soil redefined*. – Geotimes 8/11, 8.
- HEDBERG, H. (1972): *Preliminary Reports on Stratigraphic Units* (Rep. 3–6). Int. Subcommittee on Stratigraphic Classification. – Int. geol. Congr., 24th Sess., Canada (Montreal).
- HEEB, K. & WELTEN, M. (1972): *Moore und Vegetationsgeschichte der Schwarzenegg und des Molassevorlandes zwischen dem Aaretal unterhalb Thun und dem oberen Emmental*. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 29, 1–54.
- HEER, O. (1879): *Die Urwelt der Schweiz* (1. Aufl.). – Zürich.
- HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz* (Bd.1). – Tauchnitz, Leipzig.
- HUGI, F.J. (1830): cit. nach STEIN, W. (1968): *Kulturfahrplan*. – Herbig, München.
- JÄCKLI, H. (1962): *Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum*. – Eclogae geol. Helv. 55/2.
- JAYET, A. & PORTMANN, J.P. (1966): *Sur la présence de moraines rissiennes profondes dans le gisement quaternaire des Tuileries près d'Yverdon (Vaud, Suisse)*. – Eclogae geol. Helv. 59/2.
- JENNY, FR., BALTZER, A. & KISSLING, E. (1891): *Geologische Excursionskarte der Umgebungen von Bern, 1:25030* (Spez.-Karte Nr.10). – Schweiz. geol. Komm.
- KIND, N.V. (1972): *Late Quaternary Climatic Changes and Glacial Events in the Old and New World – Radiocarbon Chronology*. – Int. geol. Congr., 24th Sess., Canada (Montreal), Sect. 12, 55–61.
- KOCH, C. (1826): *Bericht der Schwellen-Commission an unsere Gnädigen Herren und Obern des Grossen Rathes der Stadt und der Republik Bern, über die Correktion der Aar von Thun bis Bern*. – Stämpfli, Bern.
- KRINSLEY, D. & TAKAHASHI, T. (1962): *Surface textures of sand grains: an application of electron microscopy*. – Science 134, 923–925.
- KUBIENA, W. (1960): *Prinzipien und Methodik der paläopedologischen Forschung im Dienste der Stratigraphie*. – Z. dtsh. geol. Ges. 111, 643–652.
- LETSCH, E., ZSCHOKKE, B., ROLLIER, L. & MOSER, R. (1907): *Die Schweizerischen Tonlager*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 4.
- LÜTTIG, G. (1959): *Eiszeit – Stadium – Phase – Staffel. Eine Nomenklatorische Betrachtung*. – Geol. Jb. 76 (1958), 235–260.
- (1965): *Interglacial and Interstadial Periods*. – J.Geol. 73.
- MADER, M. (1971): *Das Quartär zwischen Adelegg und Hochgelände*. – Jh. Ges. Natkd. Württemb. 26, 178–205.
- MARINELLI, W. (1928): *Theoretisch-kritische Bemerkungen zur Variationslehre*. – Biologia Generalis 4/1–2, 103–130.
- MATTER, A., SÜSTRUNK, A.E., HINZ, K. & STURM, M. (1971): *Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen im Thunersee*. – Eclogae geol. Helv. 64/3, 505–520.
- MICHEL, F. (1962): *Knochenfunde des eiszeitlichen Murmeltieres von Uttigen (Kanton Bern)*. – Mitt. natf. Ges. Thun 6.
- MORLOT, A. (1856): *Notice sur le Quaternaire en Suisse*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 4, 41–45.
- MOUSSON, A. (1840): *Geologische Skizze der Umgebung von Baden im Canton Aargau*. – Orell Füssli, Zürich.
- MÜLLER-BECK, H.J. (1959): *Originalprofilaufnahmen Hurifluh und Wasserfluh*. – Unpubl. Ber. zuhanden Schweiz. Nationalfonds.
- (1968): *<sup>14</sup>C-Daten aus den Schieferkohlenvorkommen des Glütschtales und der Muttenterrasse (Kt. Bern)*. – Unpubl. Ber. zuhanden Schweiz. Nationalfonds (Mai 1968).
- MÜLLER-BECK, H., RUTSCH, R.F. & WELTEN, M. (ohne Datum): *Arbeitsunterlagen zur Revision des Bernischen Quartärs*. – Unpubl. Unterlagen (deponiert bei den Autoren).

- NIGGLI, E. & KÜPFER, TH. (1972): *Bericht über röntgenographische Untersuchungen an vier Knochenproben vom Fundort Grandson-Corcelettes (VD)*. – Unpubl. Ber. zuhanden hist. Mus. Bern.
- NIGGLI, E., OVERWEEL, C.J. & VAN DER VLIERK, I.M. (1953): *An X-Ray Crystallographical Application of the Fluorine-Dating Method of Fossil Bones*. – Proc. k. nederl. Akad. Wetensch. (B), 56/5, 538–542.
- NUSSBAUM, F. (1921): *Das Moränengebiet des diluvialen Aaregletschers zwischen Thun und Bern*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1921.
- (1936): *Exkursionskarte der Umgebung von Bern. Geologisch bearbeitet, 1:75000 (2.Aufl.)*. – Kümmerly & Frey, Bern.
- OAKLEY, K.P. (1953): *Dating Fossil Human Remains*. – Anthropology today, 43–56 (Univ. Chicago Press).
- OVERWEEL, C.J. (1965): *The Application of Fluorine-Dating in the Quaternary*. – Rep. 6th INQUA-Congr., Warschau 1961.
- PENCK, A. (1882): *Die Vergletscherung der Deutschen Alpen*. – J.A. Barth, Leipzig.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. – Tauchnitz, Leipzig.
- PETTJOHN, F.J. (1957): *Sedimentary Rocks*. – Harpers, New York.
- RAUKAS, A.V. & SEREBRYANNY, L. (1972): *On the Late Pleistocene Chronology of the Russian Platform, with Special Reference to Continental Glaciation*. – Int. geol. Congr., 24th Sess., Canada (Montreal), Sect. 12, 97–102.
- RICHE PRELLER, C.S. DU (1902): *Deposits of Deckenschotter (Pliocene conglomerates) in the Limmat, Aare and Rhine Valleys*. – Quart. J. geol. Soc. London 58.
- RÜTIMEYER, L. (1869): *Über Thal- und Seebildung*. – C. Schulze, Basel.
- RUTSCH, R.F. (1927): *Geologische Karte des Belpbergs, 1:25000*. – Kümmerly & Frey, Bern.
- (1928): *Geologie des Belpberges. Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie, Paläontologie und Tektonik der Molasse südlich von Bern*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1927.
- (1958): *Das Typus-Profil des Helvétien*. – Eclogae geol. Helv. 51/1, 107–118.
- (1968): *Herkunft und Bedeutung des Begriffs «Nagelfluh»*. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 25, 69–79.
- (1970): *Probleme der Grundwassererschließung und des Grundwasserschutzes im Schweizerischen Mittelland*. – Eclogae geol. Helv. 63/2, 483–499.
- SCHAEFER, J. (1950a): *Die diluviale Erosion und Akkumulation*. – Forsch. dtsch. Landeskd. 49.
- (1950b): *Über methodische Fragen der Eiszeitforschung im Alpenvorland*. – Z. dtsch. geol. Ges. 102, 287–310.
- SCHUCHER, J.J. (1702): *Specimen Lithographiae Helveticae curiosae, quo Lapides ex Figuratis Helveticis Selectissimi*. – David Gessner, Zürich.
- (1723): *Herbarium Diluvianum Collectum*. – Lugduni Batavorum, Sumptibus Petri Vander Aa, Bibliopolae, Civitatis atque Academiae Typographi.
- (1752): *Natur-Historie des Schweizerlandes (2.Aufl.)*. – Zürich.
- SCHIMPER, K.F. (1836): cit. nach STEIN, W. (1968): *Kulturfahrplan*. – Herbig, München.
- SCHLÜCHTER, C. (1972): *Geologie des Quartärs im Gebiet von Thungschneit bei Heimberg (Kt. Bern)*. – Unpubl. Lizentiatsarb. Univ. Bern.
- (1973a): *Die Münsingenschotter, ein letzteiszeitlicher Schotterkörper im Aaretal südlich Bern (Festschr. Prof. Rutsch)*. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 39/96, 69–78.
- (1973b): *Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern (Stratigraphie, Paläontologie, Sedimentologie)*. – Unpubl. Diss. Univ. Bern (Juli 1973).
- (1973c): *Die Gliederung der letzteiszeitlichen Ablagerungen im Aaretal südlich von Bern (Schweiz)*. – Z. Gletscherkd. Glazialgeol. 9/1–2, 123–141.
- SCHWARZBACH, M. (1962): *Das Klima der Vorzeit (2.Aufl.)*. – Enke, Stuttgart.
- Schweizerische Geologische Kommission (1973): *Arbeitsgruppe für stratigraphische Terminologie: Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz*. – Eclogae geol. Helv. 66/2, 479–492.
- SHOTTON, F.W. (1969): INQUA 1969. – Cit. in FLIRI et al., 1970, 31.
- SIBRAVA, V. (1972): *Zur Stellung der Tschechoslowakei im Korrelierungssystem des Pleistozäns in Europa*. – Sb. geol. Věd, antropozoikum (A), 8.
- SINN, P. (1971): *Die praewürmzeitlichen Ablagerungen im mittleren und südl. Illergletscher-Vorland*. – Unveröff. Diss. Heidelberg.
- SOMMERHALDER, E.R. (1968): *Glazialmorphologische Detailuntersuchungen im hochwürmzeitlichen vergletscherten unteren Glattal (Kanton Zürich)*. – Diss. Zürich (Juris, Zürich).

- STUDER, B. (1825): *Beyträge zu einer Monographie der Molasse*. – C.A. Jenni, Bern.
- (1845): *Herr B. Studer, über erratische Blöcke der Secundärzeit*. – Mitt. natf. Ges. Bern 51–52.
- (1848): *Mouvements lents d'affaissement et de soulèvement du sol tertiaire Suisse*. – Verh. schweiz. natf. Ges. 33, 37–41.
- STURM, M. & MATTER, A. (1972): *Geologisch-sedimentologische Untersuchungen im Thuner- und Brienzersee*. – Jb. 1972 Thuner- und Brienzersee, 3–23.
- SUTER, H. & HANTKE, R. (1962): *Geologie des Kantons Zürich*. – Leemann, Zürich.
- TRICART, J. (1952): *Etude morphométrique des galets de formations attribuées à une glaciation pré-günz dans la région du plateau bavarois*. – Geologica bavar. 14, 91–106.
- TRICART, J. & CAILLEUX, A. (1962): *Le modèle glaciaire et nival*. – Paris.
- TUREKIAN, K.K. (Ed.) (1971): *The Late Cenozoic Glacial Ages*. – Yale Univ. Press, New Haven/London.
- VOEGELI, H.P. (1963): *Zur Kenntnis des Quartärs im Gebiet zwischen Sense und Schwarzwasser (Kt. Bern)*. – Unveröff. Diss. Freiburg i. Br.
- WEIDENBACH, F. (1937): *Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens*. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. [Beilbd. B] 78, 66–108.
- WELTEN, M. (1962): *Arbeitsgemeinschaft zur Teilrevision des bernischen Quartärs*. – Unpubl. Ber. zuhanden Schweiz. Nationalfonds (7. Jan. 1962).
- (1972): *Das Spätglazial im nördlichen Voralpengebiet der Schweiz*. – Ber. dtsch. bot. Ges. 85/1–4, 69–74.
- WELTEN, M. & OESCHGER, H. (1958): *Erste Ergebnisse von <sup>14</sup>C-Altersbestimmungen zur Vegetationsgeschichte der Schweiz*. – Verh. schweiz. natf. Ges. 137 (1957), 88–90.
- WETTSTEIN, A. (1885): *Geologie von Zürich und Umgebung*. – Wurster & Co., Zürich.
- WOLDSTEDT, P. (1969): *Handbuch der Stratigraphischen Geologie*. Bd. II: *Quartär*. – Enke, Stuttgart.
- ZAGWIJN, W. & PAEPE, R. (1968): *Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens*. – Eiszeitalter u. Gegenwart 19, 129–146.
- ZOLLINGER, E. (1892): *Zwei Flussverschiebungen im Berner Oberland*. – Diss. Zürich (Wittmer, Basel).
- (1898): *Über die glacialen Ablagerungen im Aarethal*. – Eclogae geol. Helv. 5/1 (1897), 45–47.

**Übersicht über die pleistozänen Ablagerungen im Aaretal**  
**<sup>14</sup>C-Datierungen an Holzproben, Chrono- und Lithostratigraphie, Paläoböden, wichtigste nachgewiesene Fossilien**  
 unter Benützung der Arbeiten von Evans (1971, 1972), van der Hammen, Wijmstra & Zagwijn (1971) und Woldstedt (1969)