

# Geologische, seismische und pollenanalytische Untersuchungen im Bödéli bei Interlaken

Autor(en): **Bodmer, Robert / Matter, Albert / Scheller, Erwin**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern**

Band (Jahr): **30 (1973)**

PDF erstellt am: **16.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-319579>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Robert Bodmer <sup>1</sup>, Albert Matter <sup>2</sup>, Erwin Scheller <sup>3</sup> und Michael Sturm <sup>2</sup>

## Geologische, seismische und pollenanalytische Untersuchungen im Bödéli bei Interlaken

### *1. Einleitung*

Die beiden großen Seen des Berner Oberlandes, der Thuner- und der Brienersee, werden heute durch die Aufschüttungsebene von Interlaken–Unterseen, dem sogenannten Bödéli, voneinander getrennt. Gegen Westen findet das Bödéli seine Fortsetzung in einer subaquatischen Plattform im Thunersee, die sich in einer Wassertiefe von 40 m bis 80 m (510 m bis 480 m ü. M.) zwischen Därligen und Neuhaus ausdehnt. Auf der Flugaufnahme (Fig. 1) und der topographischen Karte (Fig. 2) ist gut zu erkennen, daß die jüngsten Aufschüttungen der Interlaken–Unterseen-Ebene durch Alluvionen der Lütchine und des Lombachs verursacht wurden, welche den Lauf der Aare teils gegen Norden, hart an die Flanke des Harders, teils gegen Süden, an diejenige des Rugens, abgedrängt haben (FRIEDLI, 1966). Über die Entstehung, die Mächtigkeit und das Alter der tieferen, unter diesen jungen Aufschüttungen liegenden Schichten ließen sich dagegen bisher weitgehend nur Vermutungen anstellen (BECK, 1933, 1954, KELLERHALS und STAEGER, 1969).

Im Verlaufe der in den letzten Jahren durchgeführten geologischen und seismischen Untersuchung des Thuner- und Brienersees (MATTER et al., 1971, 1973, STURM und MATTER, 1972) zeigte es sich, daß die Kenntnis der Entstehungsgeschichte des Bödélis, vor allem aber die Datierung des Zeitpunktes der Trennung der beiden einst zusammenhängenden Seen und die Bestimmung der Tiefenlage der Felsoberfläche unter dem Bödéli, von besonderer Wichtigkeit für das Verständnis der jüngeren Quartärgeschichte der Talfolge Thun–Meiringen sind.

Es darf daher für uns als Glücksfall bezeichnet werden, daß im Herbst 1971 zur Abklärung der ungünstigen Baugrundverhältnisse für den Erweiterungsbau des Bezirksspitals Interlaken zwei Bohrungen bis auf 60 m bzw. 72 m abgeteuft werden mußten, die uns anschließend zur wissenschaftlichen Bearbeitung überlassen wurden. Die Bohrkerns haben wir sowohl palynologisch (R. B.) als auch geologisch-sedimentologisch (A. M., M. ST.) bearbeitet und die Bohrlöcher außerdem als Sprengpunkte bei der Aufnahme eines refraktionsseismischen Profils (E. S.) zwischen dem Spital und dem Thunersee verwendet. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen bilden den Inhalt der vorliegenden Arbeit.

<sup>1</sup> Syst.-geobot. Institut, Universität Bern, Altenbergrain 21, 3013 Bern

<sup>2</sup> Geologisches Institut, Universität Bern, Sahlistraße 6, 3012 Bern

<sup>3</sup> Geotest AG, Birkenstraße 15, 3052 Zollikofen



Fig. 1 Flugaufnahme des westlichen Bödelis. Gut erkennbar ist die Abdrängung der Aare gegen Süden (links) durch den Lombachschuttkegel. Aufnahme der Swissair-Photo-AG, Zürich.

Die Arbeit erfolgte im Rahmen eines vom Schweizerischen Nationalfonds unterstützten Forschungsprojektes. Wir danken der Direktion des Bezirksspitals Interlaken für die Erlaubnis zur Bearbeitung der Bohrungen, der Leitung der Geotest AG (Zollikofen) für den unentgeltlichen Einsatz der gesamten Meßequipe, der Stump Bohr AG und dem Schweizerischen Nationalfonds für die erwiesene Unterstützung sowie Frl. T. Berger und den Herren H. Ischi und M. Thury (Bern) für ihre Mithilfe.

## 2. Seismik

### a) Meßprinzip

Im Gegensatz zu den geophysikalischen Arbeiten auf dem Thuner- und Brienzsee (Matter et al. 1971, 1973) wurde die Tiefenbestimmung der Felsoberfläche unter dem Bödeli nicht nach der reflexions-, sondern nach der refraktionsseismischen Methode vorgenommen. Zwar basieren beide Verfahren auf unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten der von bestimmten Energiequellen angeregten elastischen Wellen (Longitudinalwellen) im Untergrund. In der Refraktionsseismik (Fig. 3) werden jedoch die beim Übergang der Wellen von einer Gesteinsschicht zur andern auftretenden Brechungsvorgänge (Refraktionen) ver-

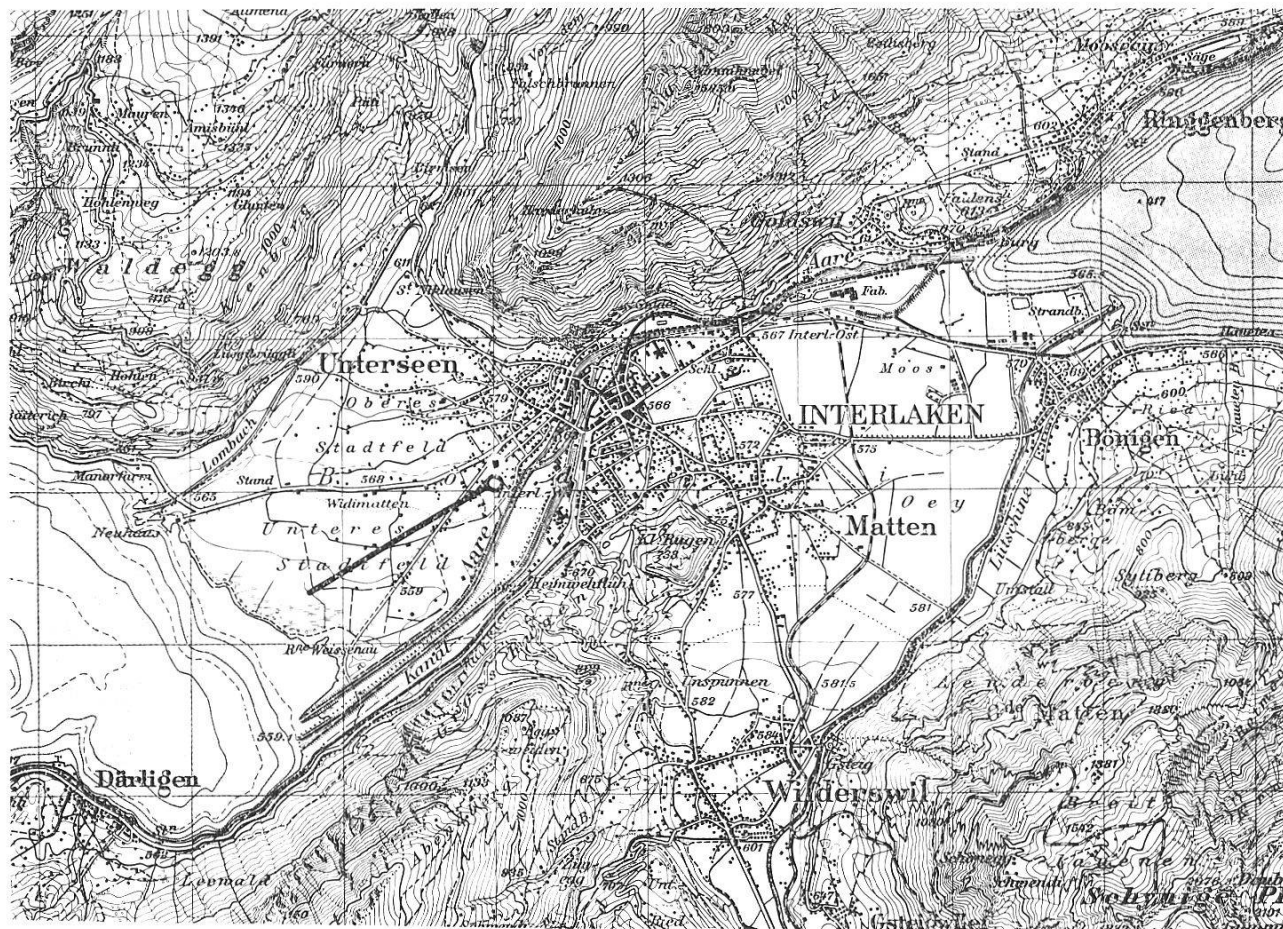


Fig. 2 Karte des Bödelis mit der Lage des refraktionsseismischen Profils und der Bohrstelle. Reproduziert mit Bewilligung der Eidg. Landestopographie vom 4. 1. 1973.

folgt, während sich die Reflexionsseismik auf die an den Schichtgrenzen stattfindenden Spiegelungen (Reflexionen) der Wellen stützt.

Voraussetzung für die Anwendbarkeit der Refraktionsseismik ist die Zunahme der Wellengeschwindigkeit nach tieferliegenden Schichten hin, wodurch Wellenanteile, die sich unter Ausnützung der Brechungsvorgänge in tieferen

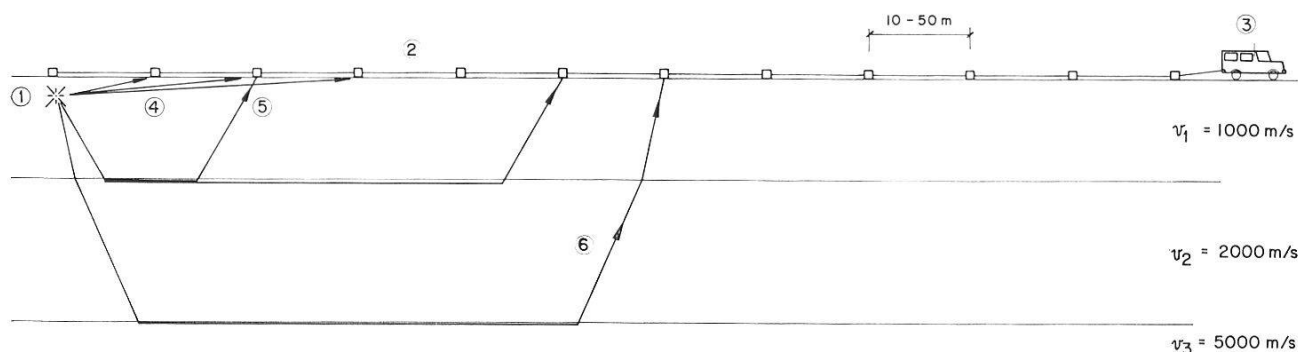


Fig. 3 Prinzip der refraktionsseismischen Messung mit Sprengpunkt (1), Geophonauslage (2), Meßwagen (3) und Beispielen von direkt laufenden bzw. mehrfach refraktierten Wellenstrahlen (4) bis (6).  $v_1$ ,  $v_2$ ,  $v_3$  sind Werte der Ausbreitungsgeschwindigkeiten der elastischen Wellen in den einzelnen Schichten.

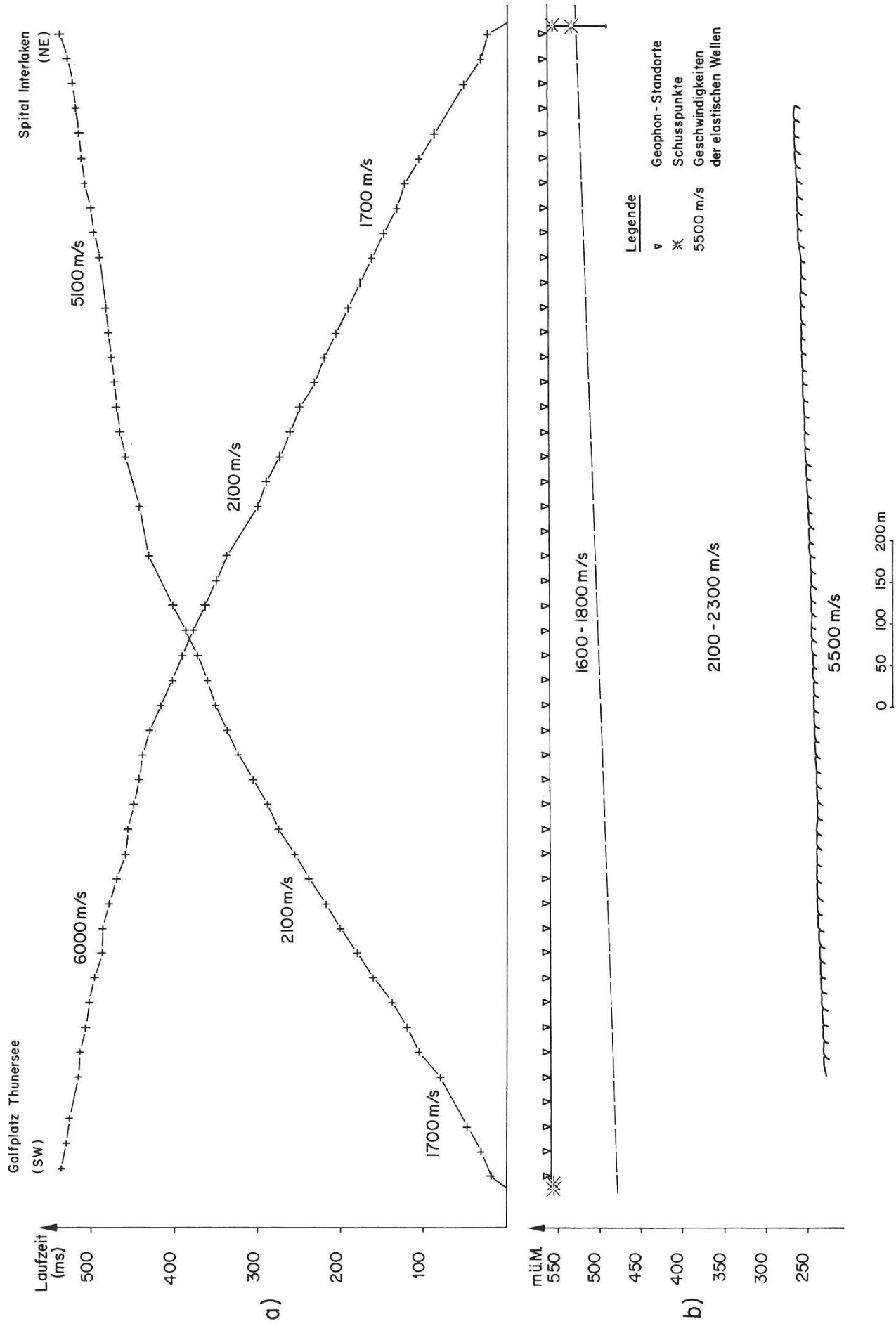


Fig. 4 a) Laufzeitkurven des untersuchten refraktionsseismischen Profils; b) Profilschnitt mit den Resultaten der Refraktionsseismik. Die entsprechenden Schichtgeschwindigkeiten sind in m/s angegeben.

Schichten mit höheren Geschwindigkeiten fortpflanzen, Anteile, die nahe der Oberfläche laufen, überholen können. Die entsprechenden Winkelbeziehungen hängen, analog zur Optik, von den Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Wellen in den betreffenden Schichten ab; es gilt das Brechungsgesetz von SNELL.

Gemessen werden die Laufzeiten der Wellen von den Sprengpunkten bis zu den einzelnen in der Regel auf geraden Profillinien angeordneten Seismometern (Geophonen). Aus sogenannten Laufzeitkurven, das heißt graphischen Darstellungen der Wellenlaufzeiten zwischen Sprengpunkt und Seismometern, lassen sich sowohl die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Wellen als auch die Mächtigkeiten einzelner Schichten des Untergrundes bestimmen (vgl. Fig. 4). Das Prinzip des refraktionsseismischen Verfahrens ist in Figur 3 schematisch dargestellt.

### b) Technische Durchführung

Bei den Untersuchungen in Interlaken wurden 24 Seismometer in Abständen von 30 Metern eingesetzt. Durch zweimaliges Auslegen dieser Anordnung konnte eine Profillänge von rund 1380 m – von den Bohrungen beim Bezirksspital gegen SW – erreicht werden (Fig. 2).

Aus Zeit- und Kostengründen mußten die Feldarbeiten auf ein Minimum beschränkt werden. Außerdem zeigte es sich im Laufe der Arbeiten, daß eine Felstiefe von mehr als 200 m zu erwarten war. Aus diesen Gründen mußte das Schußprogramm auf je eine Sprengstelle reduziert werden, obschon zusätzliche, weiter östlich gelegene Sprengstellen auch wegen der schlechten Energieausbeute (pro Schuß wurden 5–10 kg Sprenggelatine gezündet), wünschenswert gewesen wären. Bei den vorherrschenden Bodenverhältnissen und den beträchtlichen Quartärmächtigkeiten wären für zukünftige detailliertere Arbeiten weitere Bohrlöcher unerlässlich.

Für die Sprengungen im Bereich des Spitals standen uns zwei Bohrlöcher zur Verfügung, die für unsere Zwecke von der Firma Stump Bohr AG freundlicherweise mit einer Plastikverrohrung versehen worden waren, während am Westende des Profils (Fig. 2) 2"-Piezometerrohre 3–10 m in den Boden eingerammt wurden. An Meßgeräten kamen neben den Seismometern ein Reflexions-Refraktions-Verstärker GSC-111 (Geospace) sowie ein Lichtstrahloszillograph (Dresser), beide für 24 Seismometer, zum Einsatz. Die Übermittlung des Sprengmomentes erfolgte mit Funkgeräten.

### c) Resultate

In den Figuren 4 a und 4 b sind die Auswertungen der Meßergebnisse graphisch dargestellt. Figur 4 a zeigt die hinsichtlich der verschiedenen Schußtiefen korrigierten Laufzeitkurven, die den Sprengungen an den Profilen entsprechen, während Figur 4 b einen Schnitt längs des Meßprofils mit den seismisch bestimmten Horizonten darstellt. Die ermittelten Geschwindigkeiten lassen sich auf Grund der Bohrprofile (Fig. 5, 6) folgenden Schichtkomplexen zuordnen:

|               |  |
|---------------|--|
| 400– 600 m/s  | Schicht mit extrem niedriger Geschwindigkeit (sogenannte «low velocity layer») ohne geologische Bedeutung (Mächtigkeit 3–6 m, in Fig. 4 b nicht dargestellt) |
| 1600–1800 m/s | Wechselagerung von Kies, Sand, Silt und Ton  |
| 2100–2300 m/s | Wechselagerung von Kies, Sand und Silt   |
| 5500 m/s      | Fester Fels  |

Aus Figur 4 b ergibt sich für die Felsoberfläche eine Tiefe von rund 300 m unter der heutigen Terrainoberfläche, wobei der Fels leicht von SW nach NE ansteigt. Die darüber liegenden quartären Ablagerungen lassen eine deutliche Gliederung in einen unteren, rund 250 m mächtigen Abschnitt höherer Geschwindigkeiten und einen oberen, 40–70 m mächtigen Abschnitt niedrigerer Geschwindigkeiten zu.

Zu den in Figur 4 b dargestellten Resultaten ist zu bemerken, daß sie lediglich die Größenordnung der Felstiefe wiedergeben. Es ist mit einer Unsicherheit von rund 10 % zu rechnen, da keine Gelegenheit bestand, das minimale Meßprogramm mit Bohrungen an irgendeiner Stelle zu verifizieren. Eine genauere Ermittlung des Reliefs der Felsoberfläche würde eine größere Anzahl längerer Profile, eventuell kombiniert mit Reflexionsseismik, bedingen. Aus dem eher schematischen Verlauf der Grenzfläche, welche die beiden quartären Stockwerke trennt, dürfen keine weitreichenden Schlüsse abgeleitet werden. Für eine detaillierte und gesicherte Erfassung der Form dieser Fläche wären mehrere zusätzliche Sprengpunkte auf verschiedenen Abschnitten des untersuchten Profils notwendig gewesen. Es steht jedoch fest, daß diese Fläche beim Spital höher liegt als am andern Profilende, unbestimmt ist lediglich die Detailmorphologie.

### 3. Ergebnisse der Bohrkernuntersuchungen

#### a) Geologisch-sedimentologische Ergebnisse

Die beiden Rotationskernbohrungen Rb 2 und Rb 3, welche in einem Abstand von 40 m auf dem Spitalareal am Rande des Lombaschuttkegels abgeteuft worden sind, erreichten eine Tiefe von 72 m und 60 m. Die genaue Lage der Bohrstellen ist in den Figuren 5 und 6 angegeben.

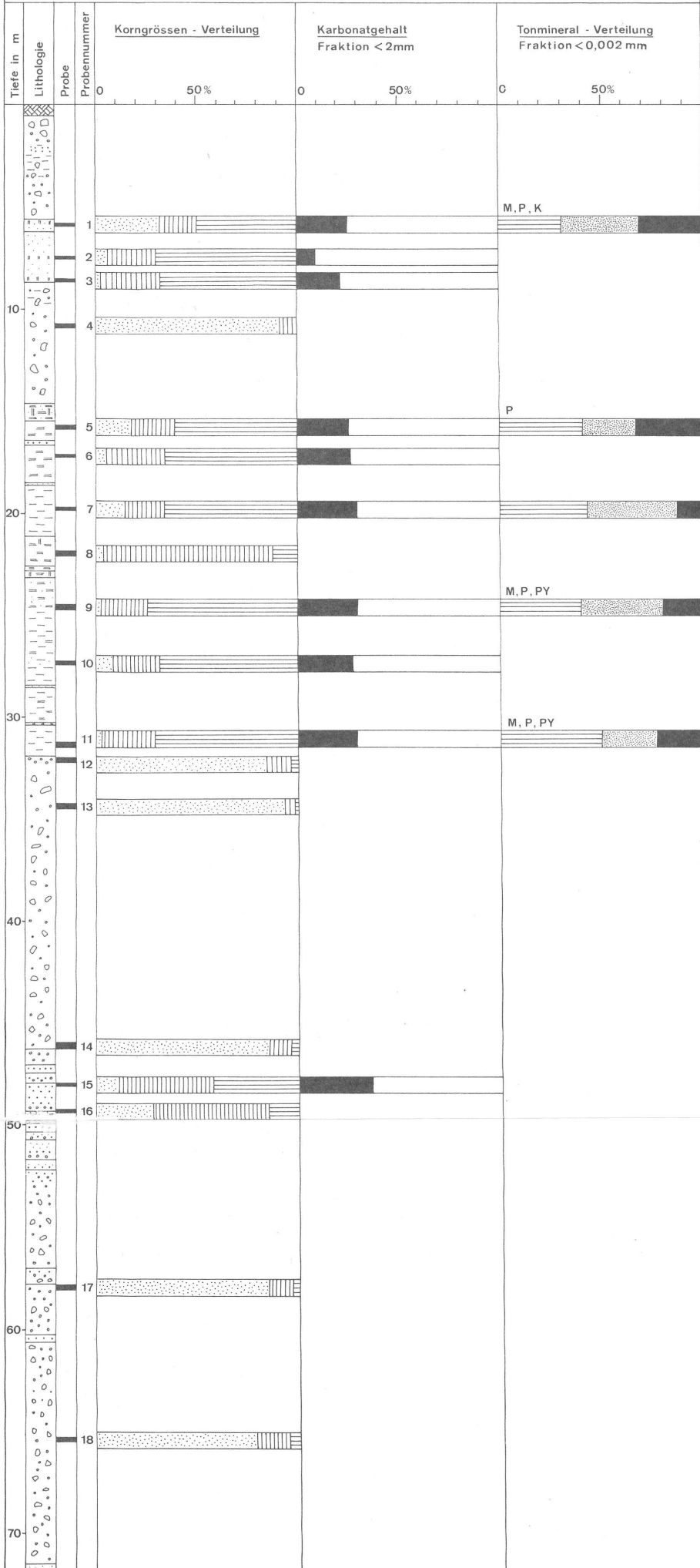
Nach einer detaillierten Aufnahme der Bohrkern wurden an ausgewählten Proben im Labor Korngrößen- und Karbonatbestimmungen ausgeführt sowie die Zusammensetzung der Schwermineral- und Tonfraktion ermittelt.

Die lithologische Abfolge der Bohrungen ist im großen und ganzen dieselbe; Unterschiede sind nur im Kleinbereich festzustellen. In den Figuren 5 und 6 ist unschwer eine lithologische Dreiteilung der erbohrten Abfolgen erkennbar:

0–14 m

*Obere Schotter:* Wechselagerung von Schotterhorizonten und tonigen Sandlagen. Die Schotter bestehen aus meist plattigen Geröllen von maximal 3 cm Durch-

# KERNBOHRUNG Rb2 565, 80 n.ü. M., Koordinaten: 631 980/169 980.



## LEGENDE

### LITHOLOGIE

- Kulturerde
- Schotter
- Kies
- Sand
- Silt
- Ton
- Pflanzenlagen

### KORNGRÖSSEN - VERTEILUNG

- >0,063 mm (> Silt)
- 0,002 - 0,063 mm (Silt)
- <0,002 mm (Ton)

### SCHWERMINERAL - VERTEILUNG

- Epidot
- Apatit
- Turmalin
- Zirkon
- $\text{TiO}_2$  - Gruppe
- Titanit
- Hornblende
- übrige
- G6 Granat (6%)
- GL xx Glaukonit

### TONMINERAL - VERTEILUNG

- Illit
- Chlorit
- Illit / Mont. mixed layer
- M Montmorillonit
- P Paragonit
- PY Pyrophyllit
- K Kaolinit

Fig. 5

Lithologisches Profil der Bohrung Rb 2 mit Korngrößenverteilung, Karbonatgehalt und Tonmineralzusammensetzung.



**KERNBOHRUNG Rb 3** 566,66 m.ü.M., Koordinaten: 631 965 / 170 015.

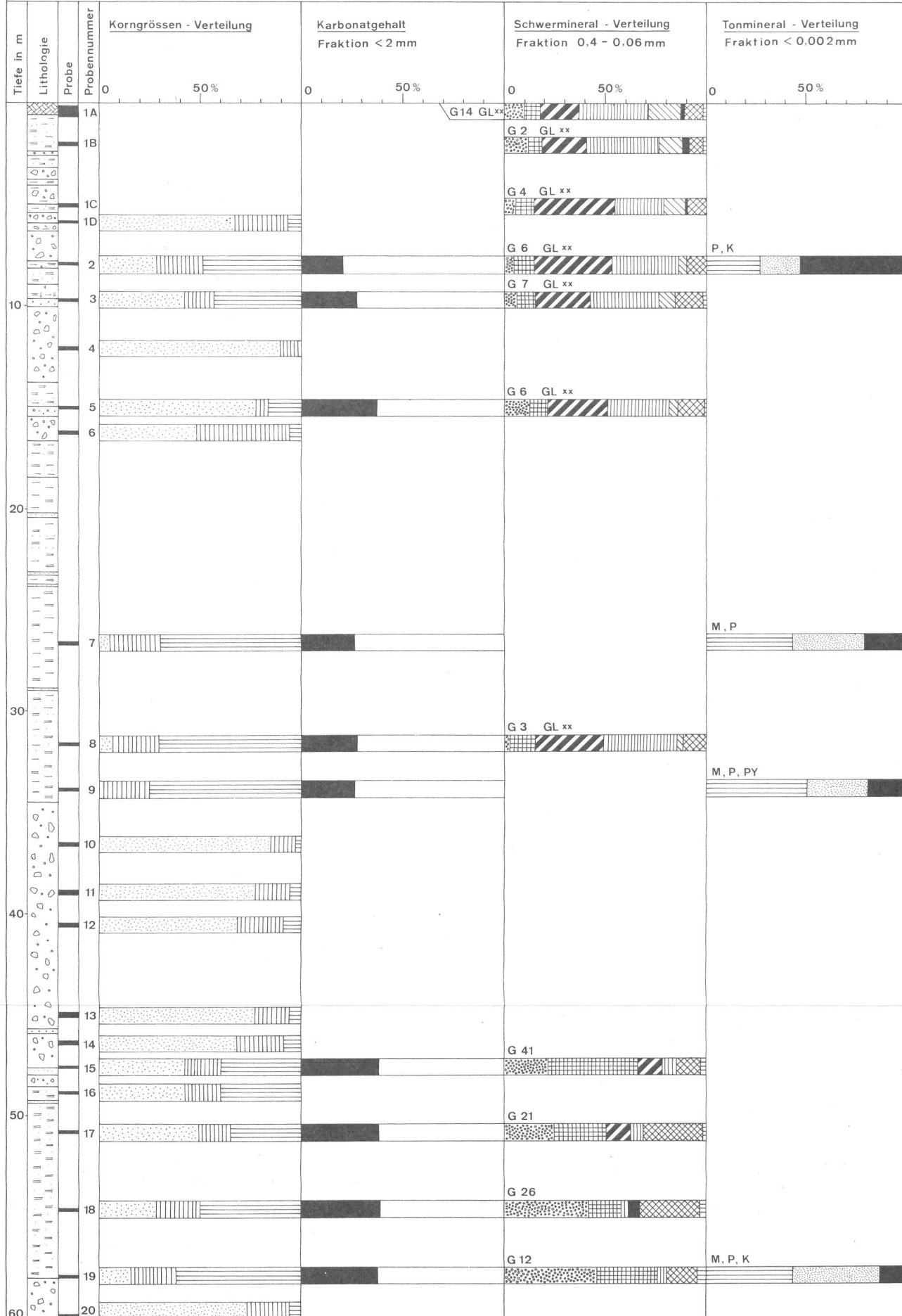


Fig. 6

Lithologisches Profil der Bohrung Rb 3 mit Korngrößenverteilung, Karbonatgehalt sowie Schwermineral- und Tonmineralzusammensetzung der Proben.

messer, wobei Sandsteine (hauptsächlich Flyschsandsteine) die restlichen Sedi-  
mentarten überwiegen und auffälligerweise Kristallingerölle fehlen.

14–32 m (35 m)

*Tone:* Vorwiegend siltige Tone, unterhalb 18 m deutlich feinlaminiert (warven-  
artig).

> 32 m (35 m)

*Untere Schotter* mit geringmächtigen Sand- und siltigen Tonlagen. Die Gerölle  
sind überwiegend gut gerundet und erreichen in einzelnen Schichten einen Durch-  
messer von 12 cm, meistens liegt dieser jedoch zwischen 2 cm und 5 cm. Kalke  
sind häufiger als Sandsteine oder als helle Chlorit-Muskowit-Gneise. Einige  
Gerölle in Bohrung Rb 2/38–42 m weisen Calcitrinden und in situ verkittete  
Feinkieskrusten auf.

In Bohrung Rb 3 schalten sich in die Unteren Schotter von 48,6–58 m fein-  
laminierte sandig-siltige Tone ein, die in der anderen Bohrung nicht angetroffen  
wurden.

Der im Labor ermittelte Kalkgehalt der Proben (Fraktion  $< 2$  mm) schwankt  
zwischen 10 % und 35 %, ohne daß im Profil eine Tendenz erkennbar wäre.  
Auch die Tonmineralvergesellschaftung, die hauptsächlich aus Illit, Chlorit und  
Illit-Montmorillonit-Wechselagerungsmineralien besteht sowie Spuren von Kao-  
linit, Paragonit und Pyrophyllit enthält, bleibt in der erbohrten Abfolge verhält-  
nismäßig konstant (Fig. 5, 6).

Dagegen zeigt die Zusammensetzung der Schwermineralspektren einen deut-  
lichen Wechsel der Materialzufuhr an, der sich offenbar in der Tonmineralzusam-  
mensetzung nicht widerspiegelt und mit der Grenze zwischen den Mittleren Tonen  
und den Unteren Schottern zusammenfällt (Fig. 6). Die Sandfraktion der Unteren  
Schotter hat ein Granat-Epidot-Apatit-Hornblende-Spektrum, während die jün-  
geren Sedimente durch eine glaukonitreiche Turmalin-Zirkon-Hornblende-  
Schüttung charakterisiert sind (Fig. 6, 7).

In einer früheren Arbeit (STURM und MATTER, 1972, Fig. 5) haben wir nach-  
weisen können, daß die Zuflüsse des Thunersees, die lithologisch sehr verschieden  
zusammengesetzte tektonische Zonen entwässern, voneinander abweichende,  
typische Schwermineralspektren aufweisen. So besteht die Schwermineralasso-  
ziation des Suldbachs, welcher aus dem Helvetikum stammt, hauptsächlich aus  
Turmalin, Zirkon und Mineralien der  $TiO_2$ -Gruppe (Rutil, Anatas, Brookit),  
während die Assoziation des Lombachs, der ultrahelvetische und helvetische  
Gesteine erodiert, durch außerordentlich hohen Baryt- und Glaukonitgehalt auf-  
fällt. Lütchine und Aare (Brienz) führen dagegen als Schwermineralien vor  
allem Apatit, Hornblende und Epidot, wobei in der Lütchine zusätzlich hohe  
Granatgehalte auftreten (Fig. 7).

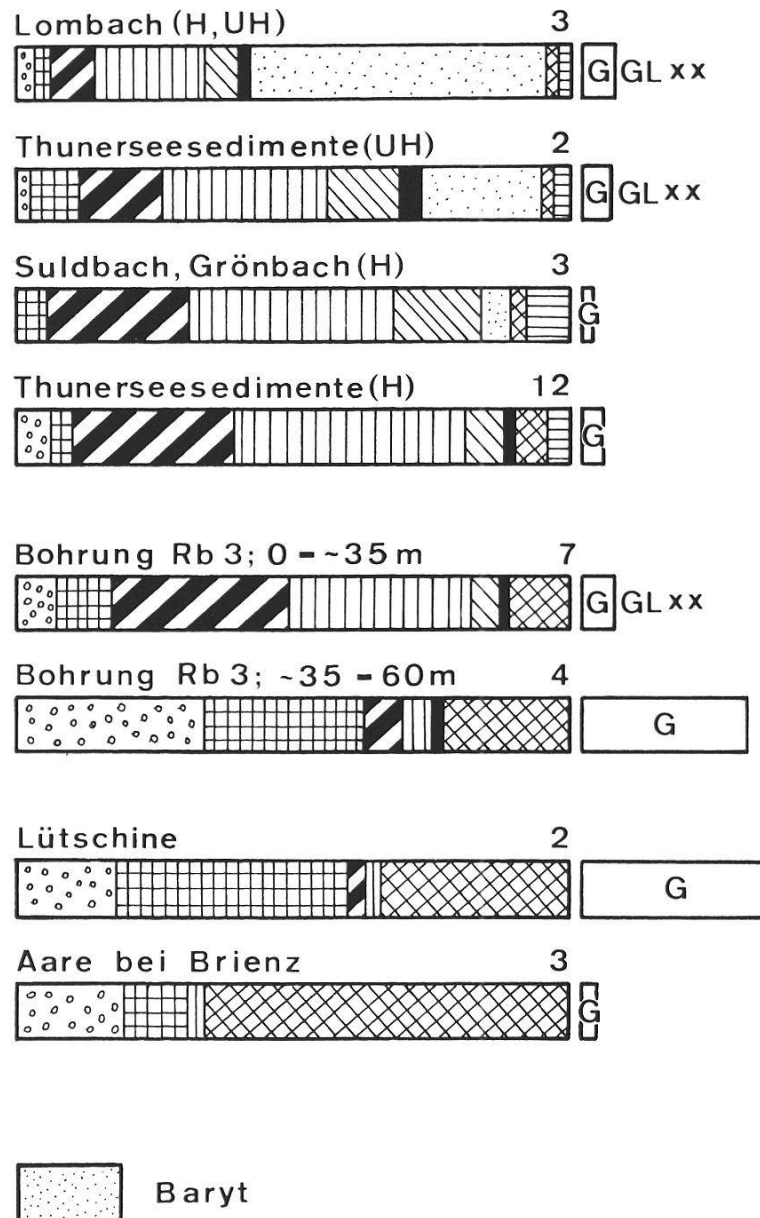


Fig. 7 Vergleich der Schwermineralzusammensetzung (Mittelwerte) von Sedimenten der Bohrung Rb 3 mit den Schwermineralergebnissen von Sedimenten aus dem Thunersee und aus einigen Zuflüssen von Thuner- und Brienzsee. Legende siehe Figur 5. 12 = Anzahl der gemittelten Proben.

Wenn wir davon ausgehen, daß sich im heutigen Einzugsgebiet des Bödelis die rezenten Flußsande durch ihre Schwermineralführung unterscheiden lassen, so sollte es auch möglich sein, festzustellen, welcher der in Frage kommenden Flüsse das in den Bohrungen angetroffene Sedimentmaterial angeliefert hat. Wie der Vergleich der in Figur 7 dargestellten Schwermineralassoziationen zeigt, haben die Unteren Schotter ein Spektrum, das demjenigen der heutigen Lütschinesande entspricht, während die jüngeren Sedimente der Bohrung ein helvetisches Spektrum, allerdings mit einem hohen, für das Ultrahelvetikum typischen Glaukonitgehalt aufweisen. Der im Ultrahelvetikum ebenfalls häufig auftretende Baryt

fehlt dagegen in der Bohrung völlig, obwohl diese auf dem Lombachschuttfächer liegt, wohl weil die Erosion die barytführenden Flyschanteile noch nicht erreicht hatte.

## b) Datierung der Sedimente

Die beiden Bohrungen beim Spital Interlaken enthalten zu wenig Pflanzenmaterial, um eine Datierung mit der  $C_{14}$ -Methode zu ermöglichen, wie sie in den gut untersuchten Moorprofilen der näheren Umgebung (Faulenseemoos bei Spiez durch WELTEN [Daten unveröffentlicht] und Untermooos bei Wachseidorn durch HEEB und WELTEN, 1972) durchgeführt worden ist.

Dagegen kann ein Teil der erbohrten Ablagerungen des Bödélis auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen und durch den Vergleich mit den Moorprofilen zeitlich eingestuft werden. Allerdings ist diese Einstufung verhältnismäßig «grob», bleibt doch die Vegetation, wie sie sich in einem Pollenspektrum zeigt, oft über Jahrhunderte gleich.

Der relativ große Bohrquerschnitt der Bohrung Rb 2 lieferte meist genügend Probenmaterial, um pollenreiche Spektren zu erhalten. Zuverlässige Spektren können allerdings nur aus tonigen oder verfestigten Sedimenten gewonnen werden, da Kerne aus lockerem, kiesig-sandigem Material oft durch den Bohrvorgang gestört und dabei Pollen verschiedener Schichten vermischt werden können. Zu einer weiteren Kontamination der Kerne kann es auch noch später bei der Lagerung der Bohrkisten im Freien durch frischen Blütenstaub kommen.

Da die pollenanalytischen Untersuchungen sehr zeitraubend sind, wurde zunächst nur die tiefere Bohrung Rb 2 (Fig. 5) analysiert. Obschon die Detailuntersuchung noch nicht abgeschlossen ist, können bereits einige Altersangaben gemacht werden.

Die Schichten zwischen 71,9 m und 45,2 m Tiefe enthalten fast keine Pollen. Zwischen 45 m und 31,6 m liegt eine Kiesschüttung, die im verfestigten Material (bei 41,95 m und 43,75 m) sehr wenige, eher kaltzeitliche Pollen zeigt, im lockeren Sediment darüber aber auch Hasel, Ulme, Eiche und Weißtanne mit Spitzwegerich. Neben diesen klimatisch anspruchsvolleren Pflanzen zeigt sich aber ein untypischer, relativ hoher Gehalt von Gräsern (17–90 % aller ausgezählten Pollen). Zudem verschwinden anspruchslose Arten (wie *Juniperus*) nie ganz aus dem Pollenprofil. Diese Ablagerungen müssen deshalb doch dem frühen Würm-Spätglazial zugeordnet werden. Eine genaue Einstufung ist vorläufig nicht möglich. Die wärmezeitlichen Pollen darin sind zum Teil sicher rezent; einige könnten aus Umlagerungen älterer Sedimente stammen.

Im Ton über 31,6 m ist reichlich Pollen vorhanden. Der Verlauf des Pollenprofils erlaubt, den Sedimentwechsel bei 31,6 m dem Alleröd zuzuordnen; er liegt um 9500 v. Chr.

Bei 20 m Tiefe zeigt sich eine Pollenzusammensetzung aus dem jüngeren Atlantikum (4000–2500 v. Chr.), das heißt Eichenmischwald (30 %) mit viel Hasel und je 10 % Weißtanne und Föhre.

Die obersten lehmhaltigen Schichten sind wieder relativ pollenarm, enthalten aber doch deutlich in 8,65 m Tiefe Buche und Rottanne. Darüber liegen Feinsandschichten mit Pflanzenresten, was auf Uferlage hinweist. Das Gebiet um das Spital Interlaken ist also erst nach der Rottanneneinwanderung ins Oberland fertig verlandet.

#### *4. Interpretation der Untersuchungsergebnisse*

Während die Quartärgeschichte des Bödels bisher hauptsächlich durch eine geschickte Interpretation der Glazialformen der gesamten Thuner- und Brienerseegegend erarbeitet wurde, wobei den Moränenwällen besondere Bedeutung als die Eisrandlagen markierende Formen zukam, ergibt sich aus der Kombination seismischer und geologischer Daten, verbunden mit zuverlässiger pollenanalytischer Datierung der Sedimente, ein genaueres Bild der quartärgeschichtlichen Entwicklung dieser Gegend.

In einer kürzlich veröffentlichten Arbeit kommt HANTKE (1972) auf Grund morphologischer Untersuchungen und Berücksichtigung einiger Pollenprofile im Simmental zur Auffassung, daß sich der Aaregletscher im Bölling-Interstadial aus dem Brienersee zurückzog. Die Eisrandlagen von Interlaken und Unterseen müßten deshalb älteren, Prä-Bölling-Vorstößen des Aare-Lütschine-Gletschers entsprechen. BECK (1954) kommt als wohl gründlichster Kenner der geologischen Verhältnisse dieser Gegend in einer seiner letzten Arbeiten (*loc. cit.*), nachdem er eine interglaziale Entstehung aus regionalgeologischen Gründen ausschloß, zur Überzeugung, daß die subaquatische Fortsetzung des Bödels im Thunersee «eine durch einen Lombachschuttkegel verstärkte, während des Gletscherstandes bei Interlaken entstandene, mächtige Moränenablagerung (ist), die nachträglich durch den neuerdings vordringenden Aaregletscher überfahren und umgeformt wurde». In früheren Arbeiten nimmt BECK (1921, 1933) an, daß diese Terrasse durch beträchtlichen Abtrag älterer Schotter während der wärmezeitlichen Spiezer Schwankung entstanden ist.

Durch die seismische Untersuchung des Thuner- und Brienersees (MATTER et al. 1971, 1973) konnte die große Tiefenlage des Felssockels nachgewiesen und aus dessen Riegel- und Beckenmorphologie eine glaziale Ausformung der Talfolge abgeleitet werden. Ein solcher Riegel wurde auch unter der subaquatischen Plattform des Bödels etwa auf 100 m unter der Seeoberfläche vermutet (MATTER et al. 1971, Taf. I), während nun durch die Refraktionsseismik im östlich anschließenden Bödels der Felssockel auf 300 m Tiefe angetroffen wurde. Der ursprünglich als Felsoberfläche interpretierte Horizont auf etwa 100 m Tiefe markiert deshalb die Grenze zwischen Seetonen und älteren Schottern und Sanden (vgl. Fig. 4b).

Die Registrierungen der Seeseismik, die im oberen Thunersee wegen der geringen Wassertiefe von unbefriedigender Qualität sind, müssen deshalb neu interpretiert werden. Es bleiben zwei Möglichkeiten offen:

- a) der Felssockel reicht beim Schnittpunkt mit Profil 21 (MATTER et al. 1971, Taf. I) bis auf 100 m Tiefe und fällt dann gegen Interlaken wieder auf 300 m ab, oder
- b) der Felssockel steigt vom Becken Beatenbucht–Leißigen bis zum See-Ende von 500 m auf 300 m Tiefe an.

In beiden Fällen ergibt sich ein Felsriegel, der auf den Härtling des Buchholzkopf-Waldegg-Gewölbes zurückzuführen ist.

Die in ultrahelvetische und helvetische Gesteine erodierte 300 m tiefe Einsenkung des westlichen Bödélis wurde hauptsächlich mit sandigen Schottern, Sanden und Silten gefüllt (Fig. 4 b), von denen nur der oberste Teil in der Spitalbohrung durchteuft wurde. Da auf Grund der Seismik allein jedoch das Vorhandensein von Moränen oder älteren Seetonen nicht ausgeschlossen werden kann, beziehen sich die folgenden Ausführungen nur auf die erbohrte Abfolge.

Leider lassen sich die Unteren Schotter altersmäßig nicht genau einstufen, weshalb auch die Möglichkeit einer Erosionsphase im Sinne BECKS nicht ausgeschlossen werden kann. Da jedoch in Bohrung TP 17, die in 26 m Wassertiefe vor Faulensee entnommen wurde, Seetone der ältesten Dryas (etwa 11 300 v. Chr.) auf Moräne liegen (STURM und MATTER 1972, S. 584) und die Tonsedimentation über den Schottern der Spitalbohrungen im Alleröd-Interstadial (um 9500 v. Chr.) einsetzte, müssen die Unteren Schotter des Bödélis im Zeitraum älteste Dryas bis unterstes Alleröd abgelagert worden sein.

Aus ihrer Schwermineralführung geht hervor (Fig. 6, 7), daß sie durch die Lütschine angeliefert worden sind. Das Fehlen von Aarematerial deutet darauf hin, daß der Aaregletscher sich schon weit ins Haslital zurückgezogen hatte. Die Lütschine baute von ihrem Austritt aus der Talenge oberhalb von Wilderswil sukzessive ein Delta in den untersten Brienersee vor und schüttete so im Laufe der Zeit die Ebene von Interlaken–Bönigen auf. Ein Seitenarm floß dabei zwischen dem Rugen und dem heute abgetragenen Kieselkalkhügel des Moosbühls durch (KELLERHALS und STAEGER, 1966) und lagerte seine Geröllfracht im oberen Thunersee ab. Auf alten Karten findet sich dieser Seitenarm noch als kleines Rinnsal mit Namen Spülibach, das beim Ostbahnhof in die Aare mündete.

Die Schotter, deren Oberkante etwa auf 533 m ü. M. liegt, sind eindeutig fluviatil verfrachtet und in einem Delta im See abgelagert worden. Es ist jedoch ausgeschlossen, daß dies bei einem Seeniveau wie dem heutigen (558 m ü. M.) geschehen ist, denn Gerölle von über 5 cm Durchmesser finden sich nur im proximalen Bereich eines Deltas. Höchstwahrscheinlich lag der Seespiegel in der Prä-Alleröd- bis ältesten Dryaszeit bis um maximal 25 m tiefer (Kote 533); die außerordentlich geringe Sedimentationsrate während dieser Zeit im oben erwähnten Thunerseekern TP 17 deutet eine solche Möglichkeit an. Das alte Delta konnte sich deshalb bis über Därligen hinaus vorbauen.

Nach Ablagerung der Schotter stieg der Wasserspiegel an, wohl weil gleichzeitig Kander und Zulg im NW die Ebene von Thun aufgeschottert und den See

höher gestaut hatten. Das Lütschinematerial konnte die Gegend des Spitals nicht mehr erreichen, und es wurde hier nun feinstes, vom Lombach angeliefertes Material als Seeton abgelagert.

Im Laufe der Zeit baute der Lombach sein Delta weiter in den See vor, und es kam während Hochwasserführung auch zur zeitweisen Ablagerung von Schottern. Dadurch wurde das obere Thunerseebecken sukzessive aufgefüllt, bis es nach der Rottanneneinwanderung verlandete. Die Verlandung setzt in der Bohrung etwa bei 8 m ein, das heißt der Seespiegel könnte bereits um 2000 v. Chr. ungefähr auf Kote 557 m ü. M. gelegen sein.

Unsere Untersuchungen werfen neues Licht auf die jüngere Quartärgeschichte des Bödels bei Interlaken; einige Fragen konnten geklärt werden, neue tauchten auf und andere bleiben vorerst ungelöst. So ist die Entstehung der tiefen, auf Kote 480 liegenden Plattformen im Thunersee sowie der Zeitpunkt der Trennung von Thuner- und Brienersee noch nicht restlos geklärt. Die Lösung dieser Fragen bleibt zukünftigen Forschungen vorbehalten.

### *Literatur*

- BECK, P. (1921): Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. *Eclogae geol. Helv.*, 16: 10–176.
- (1933): Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. *Eclogae geol. Helv.*, 26/2: 337–437.
- (1954): Aus der Entstehungsgeschichte der Talfolge Thun-Interlaken-Luzern. *Jahrbuch Thuner- und Brienersee 1954*, S. 39–51.
- FRIEDLI, B. (1966): Thuner- und Brienersee im Kartenbild. *Jahrbuch Thuner- und Brienersee 1966*, S. 3–15.
- GASSER, U. (1967): Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralen in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweiz. *Geol. Rundschau* 56: 300–308.
- GROSJEAN, G. (1962): Die Ableitung der Kander in den Thunersee vor 250 Jahren. *Jahrbuch Thuner- und Brienersee 1962*, S. 18–40.
- HANTKE, R. (1972): Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den romanischen Voralpen (Westschweiz). *Eclogae geol. Helv.*, 65/2: 279–291.
- HEEB, K. und WELTEN, M. (1972): Moore und Vegetationsgeschichte der Schwarzenegg und des Molassevorlandes zwischen dem Aaretal unterhalb Thun und dem obern Emmental. *Mitt. Natf. Ges. Bern, N. F.* 29: 4–54.
- KELLERHALS, P. und STAEGGER, D. (1969): Hydrogeologische Karte des Bödels als Beispiel der siedlungswasserwirtschaftlichen Planung des Kantons Bern. *Jahrbuch Thuner- und Brienersee 1969*, S. 3–19.
- MATTER, A., SÜSSTRUNK, A. E., HINZ, K. und STURM, M. (1971): Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen im Thunersee. *Eclogae geol. Helv.*, 64/3: 505–520.
- MATTER, A., DESSOLIN, D., STURM, M. und SÜSSTRUNK, A. E. (1973): Reflexionsseismische Untersuchung des Brienersees. *Eclogae geol. Helv.*, 66/1: 71–82.
- STURM, M. und MATTER, A. (1972): Sedimente und Sedimentationsvorgänge im Thunersee. *Eclogae geol. Helv.*, 65/3: 563–590.
- WEGMÜLLER, S. (1966): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des südwestlichen Jura. *Pflanzengeographische Kommission der Schweiz. Natf. Ges.*, Heft 48.