

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae

**Band:** 64 (1971)

**Heft:** 3

**Artikel:** Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen im Thunersee

**Autor:** Matter, Albert / Süsstrunk, August E. / Hinz, Karl

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-163992>

### **Nutzungsbedingungen**

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

### **Conditions d'utilisation**

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

### **Terms of use**

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

**Download PDF:** 15.10.2024

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 64/3	Seiten 505–520	Mit 6 Textfiguren und 1 Tafel (1)	Basel, Dez. 1971
---------------------	-----------	----------------	--------------------------------------	------------------

# Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen im Thunersee

VON ALBERT MATTER<sup>1)</sup>, AUGUST E. SÜSTRUNK<sup>1)</sup>, KARL HINZ<sup>2)</sup> und MICHAEL STURM<sup>1)</sup>

## ABSTRACT

In the fall 1969 a seismic campaign using the air gun method has been carried out in Lake Thun. About a hundred kilometers of continuous-seismic-profiles were recovered. With the seismic data it was possible to determine the depth and morphology of the basement as well as the thickness of the Quaternary lake sediments. The continuation of the Klippen nappe into the lake and its termination were elucidated. A combination of the seismic results with the regional geology has led to a better understanding of the origin of Lake Thun.

## 1. Einleitung

Die liebliche Umgebung des Thunersees hat bereits sehr früh durch ihren reichhaltigen Formenschatz, in dem sich der geologisch komplizierte Gebirgsbau widerspiegelt, das Interesse der Geologen geweckt. Bereits B. STUDER (1871) war die völlige Verschiedenartigkeit der Gesteine zu beiden Seiten des Thunersees (Fig. 4) aufgefallen, allerdings ohne dass er sie noch richtig deuten konnte.

Obwohl seither durch die Arbeit mehrerer Geologengenerationen der Gebirgsbau der Thunerseeegend geklärt wurde, ist die genaue Abgrenzung der einzelnen tektonischen Einheiten quer über den See und der Ausbiss der Klippen-Decke im See ungenau bekannt.

Besonders mannigfaltig und komplex sind jedoch die quartären Ablagerungen des unteren linken Thunerseeufers. Seit DESOR (1873) die Gegend westlich von Thun als eine der schönsten Moränenlandschaften beschrieben hatte und MORLOT (1855) sowie BACHMANN (1870) die Aufschlüsse im Kanderdurchbruch als fossile Delta- und Gletscherablagerungen gedeutet hatten, wurde die untere Thunerseeegend zu einem der klassischen Gebiete schweizerischer Quartärforschung, um dessen Erforschung sich vor allem P. BECK verdient gemacht hat.

<sup>1)</sup> Geologisches Institut der Universität Bern, Sahlistrasse 6, CH-3000 Bern.

<sup>2)</sup> Bundesanstalt für Bodenforschung, Postfach 54, D-3 Hannover-Buchholz.

Der Thunersee erscheint in der Literatur auch im Zusammenhang mit der um die Jahrhundertwende kulminierenden Streitfrage über die Entstehung der alpinen Randseen (siehe u. a. RAMSAY 1882, STAUB 1938). Die Entstehung des Thunersees lässt sich indessen nicht eindeutig beantworten, solange wesentliche Daten wie Schichtaufbau der Lockersedimente, deren Alter und die Tiefenlage des Felssockels unbekannt sind.

Mit dem Ziel, einige der erwähnten Fragen zu klären, unternahmen wir eine seismische Erkundung des Thunerseebeckens. Die Messungen wurden im Oktober 1969 gemeinsam vom Geologischen Institut der Universität Bern und der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, durchgeführt. Die Bundesanstalt für Bodenforschung stellte die Messapparatur und das Bedienungspersonal zur Verfügung. Das Geologische Institut übernahm die Vermessung sowie die geophysikalische und geologische Interpretation der Registrierungen. Als Messboot stand das Rettungsboot «Iris» der Seepolizei Spiez mit einem Schiffsführer zur Verfügung.

Die vorliegende Arbeit bildet einen Teil eines vom Schweizerischen Nationalfonds unterstützten limnogeologischen Forschungsprojektes. Unser bester Dank gilt allen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben: dem Schweizerischen Nationalfonds, den Herren Prof. Cloos, Prof. Deppermann, Dr. Bungenstock (Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover), Prof. R. Herb, H. Ischi (Bern), W. Süssstrunk (Baden), dem Kommando der Kantonspolizei Bern und der Seepolizei Spiez.

## 2. Bemerkungen zur Messmethode und Darstellung der Ergebnisse

Die reflexionsseismische Untersuchung des Thunersees wurde mit dem sogenannten Pneuflex-Verfahren (air gun) durchgeführt, welches von HINZ et al. (1970) ausführlich beschrieben worden ist. Dabei werden von einem mit konstanter Geschwindigkeit fahrenden Schiff, auf dem sich die Aufnahmeapparatur und ein Kompressor befinden, die Luftkanone als Schallgeber und die Hydrophone nachgeschleppt (HINZ et al. 1970, Fig. 2). In frei wählbaren regelmässigen Abständen kann die in der Schallquelle komprimierte Luft explosionsartig freigesetzt werden, wobei eine Druckwelle entsteht, die von den verschiedenen Schichten des Untergrundes reflektiert, von den Hydrophonen aufgefangen und an Bord ähnlich einem Echogramm mit ELAC-Schreibern registriert wird. Das Pneuflex-Verfahren liefert kontinuierliche, seismische Profile. Es ist in der Schweiz erstmals 1968 auf dem Zürichsee angewendet worden (HINZ et al. 1970).

Bei den Messungen auf dem Thunersee kamen gegenüber denjenigen auf dem Zürichsee leistungsfähigere Schallquellen mit Kammervolumen von 100 bis 200 cm<sup>3</sup> zum Einsatz, wobei zeitweise zwei Luftkanonen parallel in Betrieb waren. Der Abstand der Schallquelle vom Messkabel wurde während der Aufnahmen versuchsweise variiert. Die günstigste Distanz bei oberflächennahe geschleppter Anordnung lag etwa bei 5 m. Die einzelnen Profile wurden mit verschiedenen Schiffsgeschwindigkeiten zwischen 5 und 9 km/h aufgenommen, einige sogar mit 11 km/h, wobei während eines Profils die Geschwindigkeit konstant blieb. Bei einer Schussfolge von 1 Sekunde ergibt sich ein Messpunktabstand von 1,4 bis 2,5 m bzw. maximal 3 m. Durch den Einsatz kräftiger Schallquellen sollte eine verhältnismässig grosse Eindringtiefe erreicht werden.

Für die Ortsbestimmung des Meßschiffes entschieden wir uns für Vorwärtseinschneiden mittels zweier bis dreier Theodolithen von Vermessungspunkten am Ufer.

Die Vermessung wurde vom Schiff aus durch Funk koordiniert. Die damit erreichbare Genauigkeit der Ortsbestimmung liegt bei  $\pm 15\text{--}20\text{m}$ . Der Zeitpunkt des Einmessens wurde jeweils auf dem Seismogramm markiert. Der Einsatz elektronischer Distanzmesser erwies sich als zu aufwendig.

Bei Reflexionsmessungen mittels einer echolotähnlichen Messanordnung können keine Daten über die Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen in den verschiedenen Schichten gewonnen werden. Der Wert der Ausbreitungsgeschwindigkeit in den Lockergesteinen muss deshalb aus zusätzlichen refraktionsseismischen Messungen oder aus Bohrungen ermittelt werden. Solche Unterlagen fehlen im Thunersee vorderhand. Die Tiefenberechnung erfolgte deshalb mit einem Mittelwert von  $1500\text{m/sec}$ . Die wirklichen Werte dürften zwischen etwa  $1100$  und  $2500\text{m/sec}$  liegen; sobald sie bekannt sein werden, kann die genaue Mächtigkeit der Lockersedimente, unter Berücksichtigung von Brechungseffekten, errechnet werden. Für die Entzerrung der Registrierungen auf den Masstab  $1:10000$  wurden die Profile mittels eines Pencil-Followers digitalisiert, die Schnitte durch einen Computer berechnet und anschließend automatisch aufgezeichnet. Signalnachschwingungen und kräftige Mehrfachreflexionen erschwerten allerdings etwas die Auswertung der Seismogramme. Wir sind Herrn Prof. Dr. Deppermann von der Bundesanstalt für Bodenforschung sehr zu Dank verpflichtet für die Überlassung des Rechenprogramms und die Mithilfe seiner Computerarbeitsgruppe.

Auf dem Thunersee sind 23 Querprofile und 8 Längsprofile (Fig. 1) mit einer totalen Profillänge von  $102\text{km}$  aufgenommen worden.

### 3. Der Thunersee und sein geologischer Rahmen

Der Thunersee misst von Thun am Unterende bis Interlaken am oberen Ende  $18\text{km}$  und ist zwischen  $2$  und  $3\text{km}$  breit. Seine Oberfläche beträgt  $48\text{km}^2$  und das Wasservolumen  $6,6\text{km}^3$ . Die grösste Tiefe liegt bei  $215\text{m}$ .

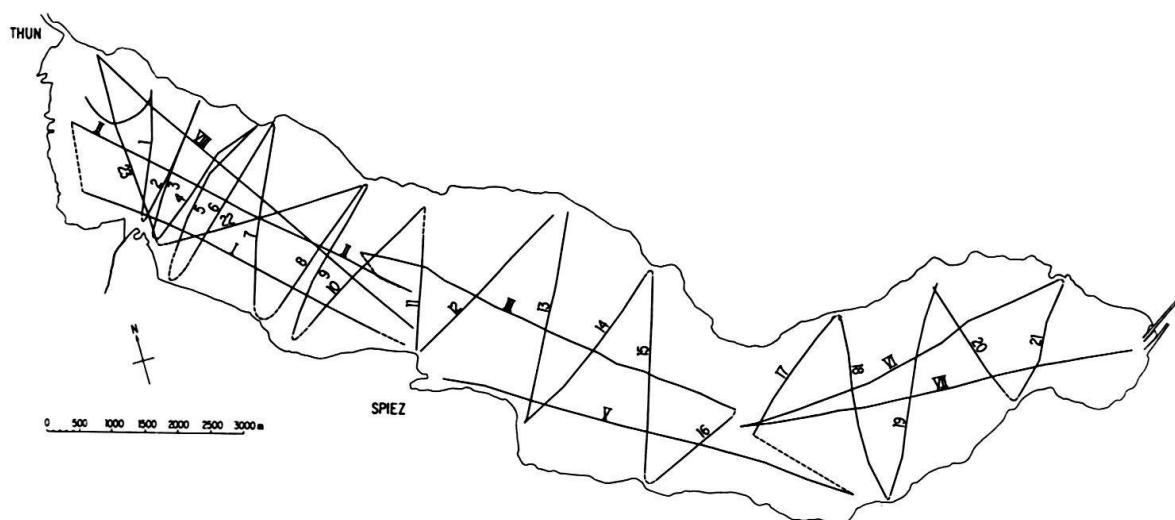


Fig. 1. Lage der seismischen Profile. Querprofile mit arabischen, Längsprofile mit römischen Ziffern.

Aus der bathymetrischen Karte (Fig. 2) geht hervor, dass der Thunersee heute, abgesehen von den Uferregionen, praktisch ein ungegliedertes Becken darstellt. Allerdings unterscheidet sich das untere Seebecken durch seine geringere Tiefe und ein relativ starkes Gefälle der Beckenachse gegen SE vom oberen Seeteil, dessen fast ebener Boden auf über 200m liegt.

Morphologisch auffallend sind die subaquatischen Plattformen bei Interlaken und südlich von Thun sowie der deutliche Unterschied zwischen dem rechten steil abfallenden Ufer und der meist breiten Uferbank der gegenüberliegenden Seeseite. Auf der Höhe von Spiez ist ferner eine bis in die Seemitte reichende Schwelle erkennbar (Fig. 2). Halbkreisförmig ausbiegende Isobathen weisen auf die zahlreichen Deltas der kleineren und grösseren Flüsse, von denen nur das Kanderdelta besonders erwähnt sei.

Im Gegensatz zum Brienersee, welcher sich parallel zum Faltenstreichen erstreckt, quert der Thunersee die tektonischen Einheiten (Fig. 4). Er liegt zudem an einer geologisch bedeutungsvollen Stelle, nämlich dort, wo die Alpenrandkette dem Vorland aufliegt und wo die geschlossene Masse der präalpinen Decken abbricht.

Ein Blick auf Figur 4 zeigt sofort die bereits von B. STUDER (1871) erkannten unterschiedlichen geologischen Verhältnisse der beiden Seeufer. Der Bereich von Thun bis Ralligen liegt ganz in der hauptsächlich aus Nagelfluh bestehenden Blumen-Schuppe. Steil an die hier flachliegende Blumenmolasse aufgeschoben, folgen zwei weitere tektonische Schuppen, die SCHERER (1966) Ralligenformation und Gersterengrabenformation genannt hat. Auf diese aufgeschoben liegt der subalpine Flysch (REBER 1964). Darüber liegt sich bei Merligen die helvetische Randkette, deren schroffe Felsabstürze einen starken Kontrast zum sanfteren Gelände der nördlichen Flysch- und Molassezone bilden.

Am linken Ufer werden zwischen Thun und Einigen die Festgesteine völlig von quartären Schottern und Moränen verdeckt. Erst in der Umgebung von Spiez steht am See wieder Fels an; es ist die Klippen-Decke, die hier – wie schon durch den Verlauf der Isobathen angedeutet wird (Fig. 2) – in den See hinausstreicht. Von Faulensee bis ans obere See-Ende wird das linke Ufer von ultrahelvetischem Flysch und Gips aufgebaut, unterbrochen durch das helvetische Gewölbe des Buchholzkopfs. Auf der Nordseite findet dieses in der Waldegg seine Fortsetzung (BECK 1911). Die ultrahelvetische Zone setzt sich über den See in die Habkernmulde fort.

Der Gedanke, die Anlage des Quertals Interlaken–Thun sei zumindest von den geologisch-tektonischen Verhältnissen beeinflusst, wenn nicht bestimmt worden, ist naheliegend und wird im Zusammenhang mit den Ergebnissen der seismischen Untersuchungen ausführlicher diskutiert (S. 518).

## 4. Ergebnisse der seismischen Untersuchungen

### 4.1 Morphologie des Felssockels

In den meisten Quer- und Längsprofilen ist die Oberfläche der Festgesteine, welche die Basis der Lockergesteinsablagerungen bildet, gut erkennbar, da sie etwas stärker geschwärzt ist und sich durch ihren unregelmässigen Verlauf deutlich von der horizon-

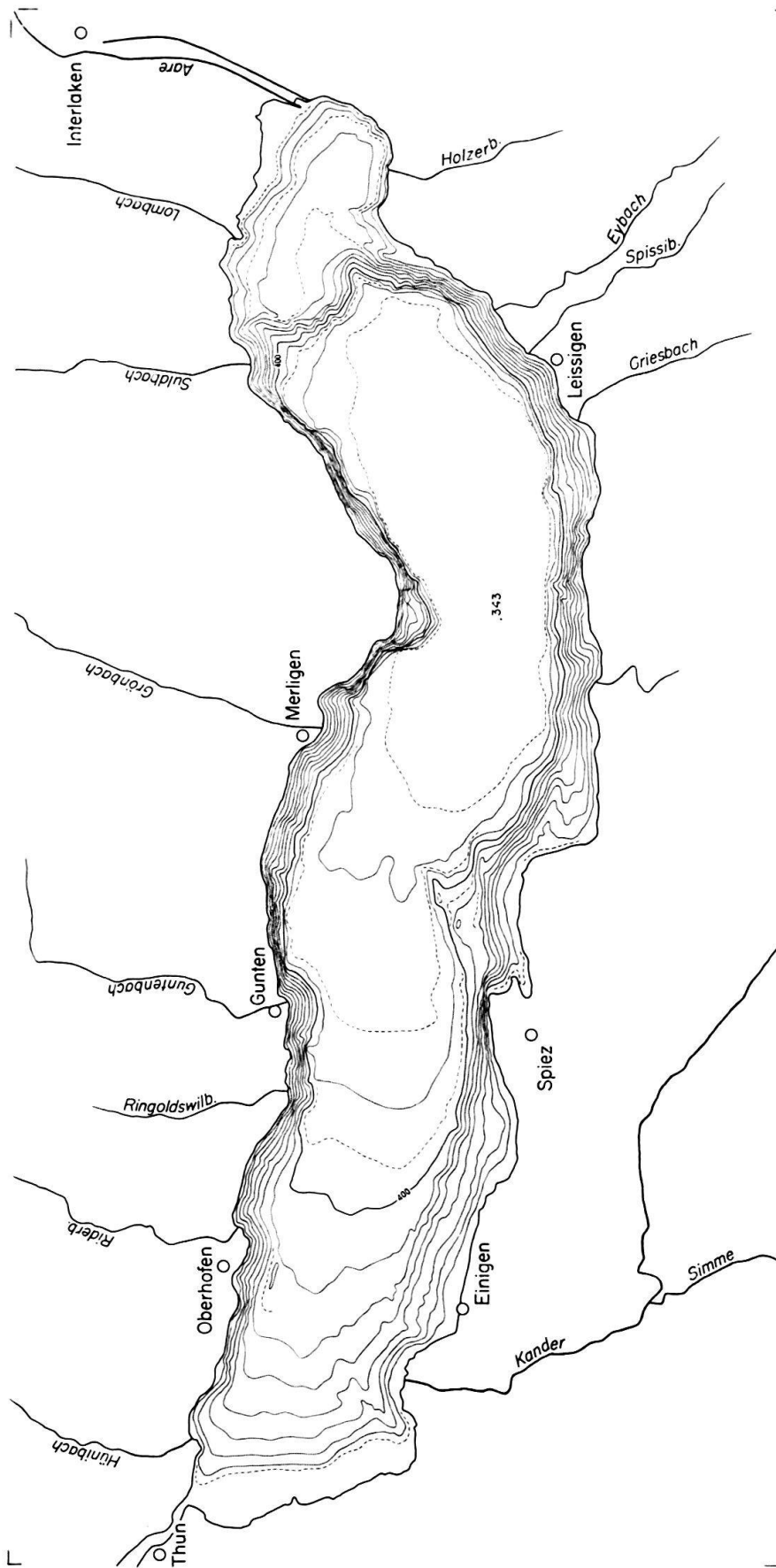


Fig. 2. Bathymetrische Karte des Thunersees. Höhen in Meter über Meer. Äquidistanz 20m. Gezeichnet nach der Seegrundaufnahme der Eidg. Landestopographie von 1950. Bewilligung vom 17. August 1971.

tal gelagerten Beckenfüllung abhebt. Ihre Identifikation wird erleichtert, weil sie in allen Profilen mit dem anstehenden Fels an Land in Verbindung gebracht werden kann. Ausserdem bilden die Schnittpunkte von Längs- und Querprofilen eine zusätzliche Kontrolle.

In Tafel I ist die Pneuflex-Registrierung des Längsprofils Thun–Dürrenast bis Schiffahrtskanal Interlaken (vgl. Fig. 1) mit dem zugehörigen Tiefenprofil dargestellt. Zunächst fällt die Felsschwelle bei Kilometer 7,5 auf, welche praktisch bis zum Seeboden durchstösst. Die geologische Karte (Fig. 4) zeigt deutlich, dass es sich bei dieser Schwelle eindeutig um die in den See austreichenden Gesteine der Préalpes Médiannes handelt. Sie sind in diesem Längsprofil nur von einem dünnen Schleier von Lockersedimenten bedeckt.

Gegen SE taucht die Felssohle zunächst verhältnismässig steil mit  $20^\circ$  ab bis zum Schnittpunkt mit Querprofil 13. Dann wird das Relief unruhiger (Tf. I, Fig. B) und die Neigung nimmt auf etwa  $4^\circ$  ab. Bei Kilometer 12,5 fällt die Felsoberfläche zuerst wieder etwas steiler ab, flacht anschliessend aus, bevor sie mit  $18^\circ$  steil gegen die subaquatische Plattform von Interlaken ansteigt, wo sie weniger als 100m unter dem Seespiegel liegt.

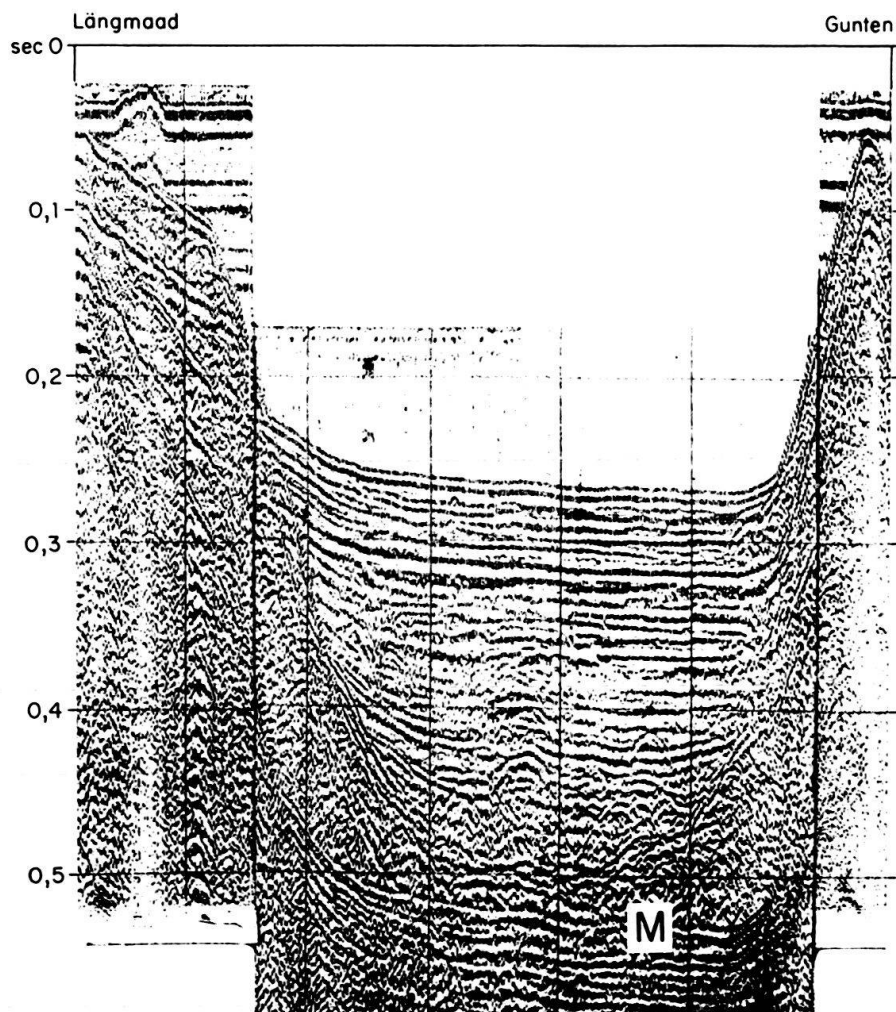


Fig. 3. Pneuflex-Registrierung des Querprofils Nr. 10. M = Mehrfachreflexion des Seebodens.

Von der Schwelle von Spiez seeabwärts lässt sich die Felssohle in der Pneuflex-Registrierung (Tf. I, Fig. B) zunehmend undeutlicher erkennen. Einerseits ist dies auf die geringere Wassertiefe zurückzuführen, die zur Folge hat, dass die 1. Mehrfachreflexion des Seebodens früher eintrifft als die Reflexion der Felsoberfläche, wodurch diese auf der Registrierung teilweise maskiert wird. Andererseits wird auch die Eindringtiefe durch die sandigeren pleistozänen Sedimente des unteren Seebeckens herabgesetzt. Ausserdem ist die Molasseoberfläche hier eine schlecht reflektierende Grenzfläche, da der Unterschied der Geschwindigkeiten des seismischen Impulses in den sandigen Lockersedimenten und in den Molassegesteinen klein ist. Unter Berücksichtigung der anderen Längs- und Querprofile lässt sich die Felsoberfläche in Tafel I, Figur B, trotzdem bis zum Schnitt mit Profil 4 eindeutig festlegen. Sie fällt von der Spiezer Schwelle zuerst steil gegen NW ab und steigt bis zum Schnittpunkt mit Profil 1 schwach und anschliessend steiler gegen Thun-Dürrenast an.

Aus den zahlreichen Querprofilen lässt sich die Querschnittsform des Thunerseebeckens zuverlässig in vielen Schnitten rekonstruieren. In Figur 3 ist die Pneuflex-Registrierung eines typischen Querprofils dargestellt, wobei die Neigung der Talflanken infolge der etwa 1 : 8fachen Überhöhung stark übertrieben erscheint. Die in Figur 5 zusammengefassten, nicht überhöhten Querprofile zeigen, dass das Thunerseebecken einen schüsselförmigen Querschnitt mit einem etwas steileren Nordufer aufweist. Bereits aus der bathymetrischen Karte (Fig. 2) geht dieser Unterschied zwischen flacherem Süd- und steilerem Nordufer hervor. Wie besonders schön auf einer Fahrt mit dem Schiff von Thun nach Interlaken beobachtet werden kann, sind die Gesteine am Nordufer direkt anstehend und bilden oft mächtige Felsabstürze in den See. Die Festgesteinsaufschlüsse setzen sich demnach, wie Figur 3 zeigt, ein Stück weit auch noch unter Wasser fort. Am Südufer liegt dagegen die Felsoberkante meistens unter mehr oder weniger mächtigen Uferbank- oder Deltaablagerungen (Fig. 3 und 5).

Die aus den Quer- und Längsprofilen gewonnenen Daten sind zur Konstruktion einer Isohypsenkarte des Felsuntergrundes der quartären Ablagerungen benutzt worden (Fig. 4). Durch den Härting der Préalpes Médiannes Plastiques, der sich bis über die Seemitte hinaus erkennen lässt, wird der Thunersee in zwei Becken gegliedert, die wir im folgenden unteres und oberes Thunerseebecken nennen. Das obere Becken ist bedeutend tiefer als das untere. Eine zweite, allerdings sehr flache Schwelle wird in der Seemitte zwischen Merligen und Spiez durch den Verlauf der 400-m-Kurve angezeigt. Diese Schwelle liegt in der Fortsetzung der Préalpes Médiannes Rigides und dürfte durch deren harte dolomitische Kalke bedingt sein.

Die grösste Tiefenlage von über 500m unter Seeniveau erreicht der Felsuntergrund im oberen Seebecken zwischen Beatenbucht und Leissigen. Gegenüber der Schwellenzone von Spiez ist hier das Becken um mehr als 100m übertieft, eine Tatsache, die bei jeder Erklärung der Entstehung des Thunersees zu berücksichtigen ist. Das eigentliche obere Becken wird gegen Interlaken durch eine von Ufer zu Ufer reichende Felsbarriere abgeschlossen. Unter der subaquatischen Plattform des Bödelis bildet die Felssohle nurmehr ein untiefes schmales Tal, welches durch den Engpass Harder-Rugen in den Brienersee zieht. Obwohl uns die genaue Tiefenlage der Felssohle unter dem Bödeli unbekannt ist, geht aus unseren seismischen Untersuchungen des Thuner- und Brienersees (letztere noch unveröffentlicht) hervor, dass bei Interlaken eine hochliegende Felsschwelle, vermutlich in weniger als 100m Tiefe, vorliegen muss, welche die



beiden tiefen Seebecken trennt. Damit ist aber auch der Nachweis erbracht, dass vor Aufschüttung des Bödelis durch Lombach und Lütshine ein grosser zusammenhängender See vorhanden war, der sog. «Wendelsee» der Sage.

Im unteren Seebecken bildet die Felsoberfläche ein breites Tal, welches von der Schwelle von Spicz langsam gegen die Ebene von Thun ansteigt, wobei auch der Unterschied zwischen steilem Nord- und flacherem Südufer allmählich verschwindet. Aaretalabwärts setzt sich dieser alte Talboden in unbekannter Tiefe fort.

Wegen der zahlreichen Mehrfachreflexionen sind in den Registrierungen wenige Strukturen im Felsuntergrund auszumachen. Ausser dem erwähnten Nachweis des Verlaufs und Endes der Klippen-Decke im See ist es nicht möglich, die Grenzen der verschiedenen tektonischen Einheiten im See festzulegen. Eindeutig lässt sich durch das Ausbiegen der Isohypsen (Fig. 4) nachweisen, dass das Buchholzkopfgewölbe seine Fortsetzung im Waldeggewölbe findet, eine Auffassung, welche bereits von BECK (1911) und älteren Autoren postuliert worden ist. Im Längsprofil (Tf. I) ist bei Kilometer 14,5 auf 400m Tiefe eine weitere Struktur zu sehen, welche ebenfalls zum Buchholzkopfgewölbe gehört. Die Auflagerung der Préalpes Médiannes Rigides auf dem steilstehenden Lias der Préalpes Médiannes Plastiques ist im selben Profil beim Schnittpunkt mit Profil 13 erkennbar. Ob der bei Kilometer 4 flach einfallende Reflexionshorizont die abtauchende Blumen-Schuppe darstellt, bleibt unsicher, da sich dazu in den Querprofilen keine Anhaltspunkte feststellen lassen. Deutlich östlich fallende Schichten treten im Längsprofil VI vom westlichen Beginn bis zum Schnittpunkt mit Profil 19 auf. Sie gehören der Platte von Beatenberg an, die generell südöstlich einfällt (BECK 1911, Tf. II).

#### 4.2 Die Lockersedimente im Thunersee

Die Entstehung des Thunerseebeckens sowie die faziellen und stratigraphischen Verhältnisse seiner Lockersedimente stehen zweifellos in engstem Zusammenhang mit der Genese und den Sedimentationsvorgängen in der ganzen Talfolge zwischen Meiringen und Bern. Während über die Quartärablagerungen ausserhalb des heutigen Seebeckens eine reiche Literatur vorliegt, finden sich über die Sedimente im See keine Angaben. Die komplexen quartärgeologischen Verhältnisse im Aaretal erfuhren durch die vorbildliche Arbeit des Thuner Geologen P. BECK eine erste vorläufige Klärung. In den letzten Jahren sind jedoch, vor allem im Zusammenhang mit dem Nationalstrassenbau, zahlreiche neue temporäre Aufschlüsse geschaffen und Bohrungen abgeteuft worden. Deren Untersuchung ist im Gange (Prof. M. WELTEN, CHR. SCHLÜCHTER), und sie wird zu einer neuen Gesamtschau der Quartärgeschichte des Aaretals führen.

Im folgenden werden deshalb die quartärgeologischen Verhältnisse im Aaretal nur soweit herangezogen, als sie für das Verständnis der reflexionsseismischen Messungen im Thunersee von Bedeutung sind. Von besonderer Wichtigkeit ist hier die Tatsache, dass die Kander bis zu ihrer Ableitung in den See im Jahre 1714 durch das Glütschtal nach NW abfloss. Durch die Einleitung des Flusses in den See wurden diesem grosse Wasser- und Feststoffmassen zugeführt, so dass heute die Sedimentation weitgehend von der Kander bestimmt wird (STURM und MATTER, in Vorbereitung).

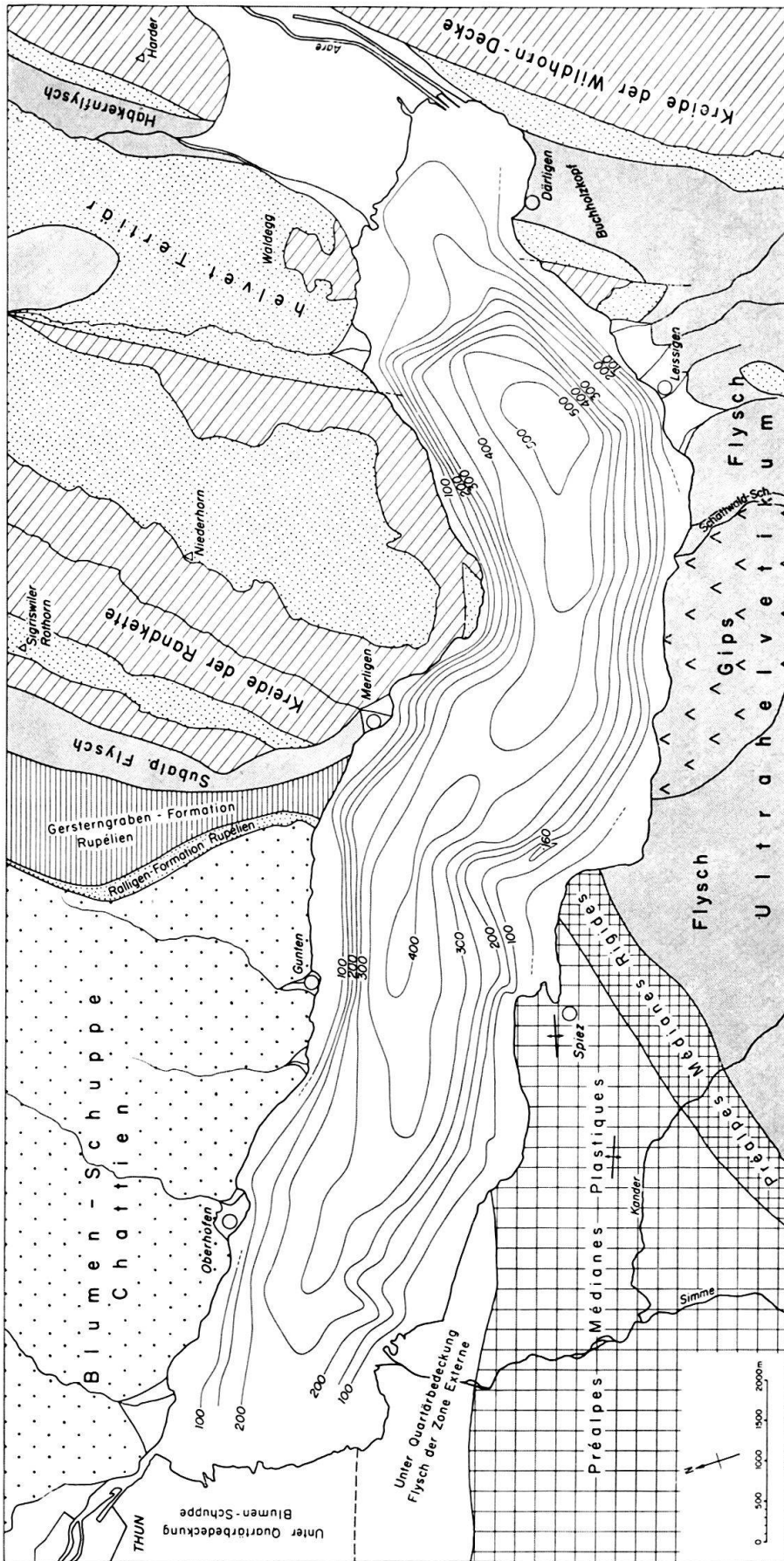


Fig. 4. Thunersee mit Isohypsen der Felsoberfläche und geologisch-tektonischem Rahmen. Bezugshorizont ist die Seoberfläche.

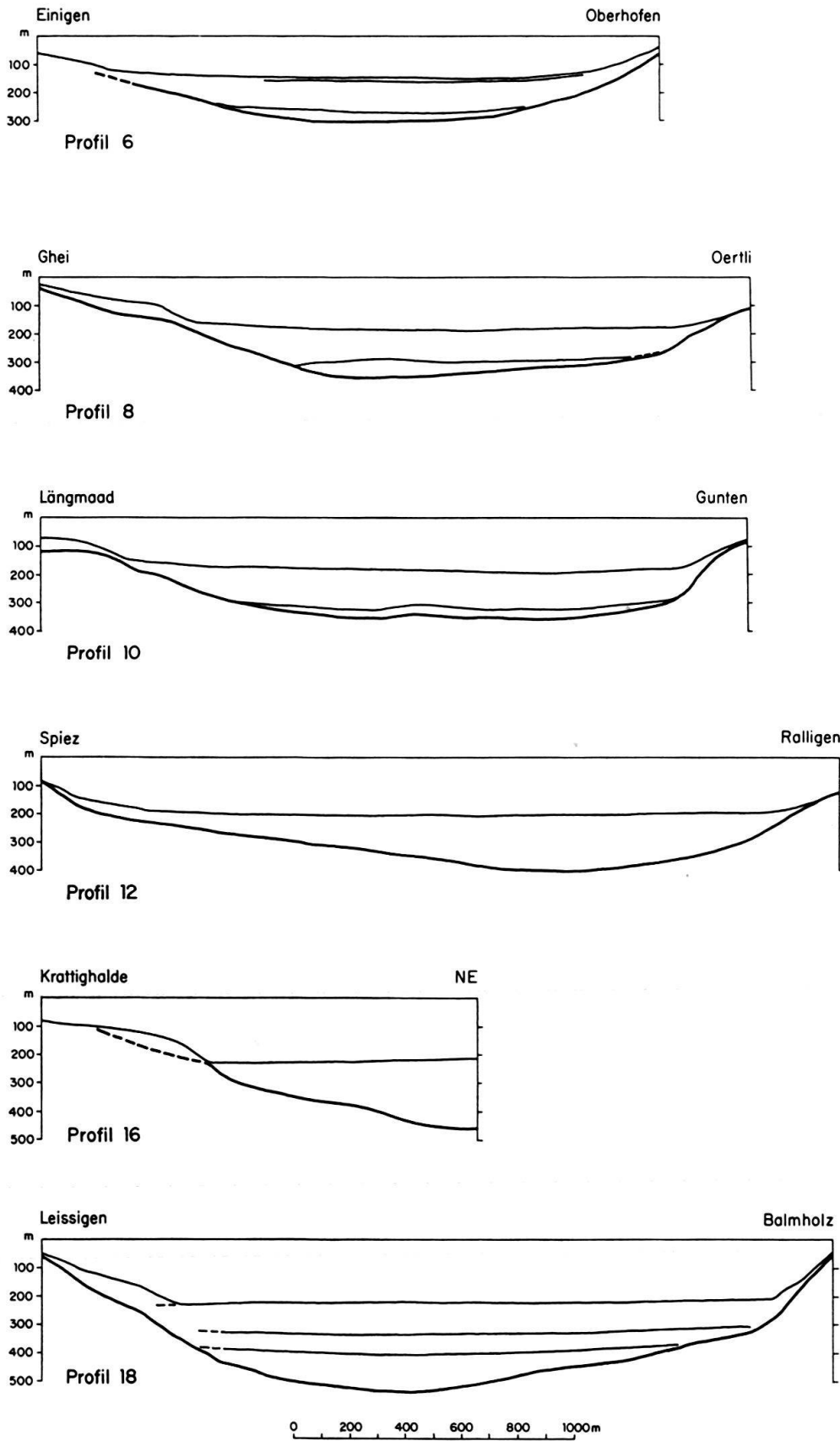


Fig. 5. Seismische Querprofile mit wichtigsten Reflexionshorizonten.

Wie Figur 3 und Tafel I, Figur B, zeigen, erscheint die quartäre Beckenfüllung seismisch weitgehend homogen. Dies dürfte allerdings nicht völlig den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen, da die angewandte Messtechnik keine Feingliederung zulässt (S. 507).

Die Beckenfüllung ist durch zahlreiche dicht aufeinanderfolgende Reflexionen gekennzeichnet. Markante korrelierbare Horizonte, die eine Gliederung der Lockersedimente erlauben würden, wurden nur wenige festgestellt.

Im unteren Becken sind drei deutliche Reflexionshorizonte auszumachen (Tf. I). Ein in 7–10m unter dem Seeboden auftretender Horizont trennt eine oberflächennahe Zone mit zahlreichen dichten Reflexionen von einem liegenden mächtigen, seismisch diffusen Bereich. Dieser Horizont ist im ganzen unteren Seebecken bis auf die Höhe von Oberhofen erkennbar (Fig. 5, Profil 6). Stratigraphisch könnte er dem Kanderschnitt von 1714 entsprechen. Die hangenden Sedimente bilden eine rhythmische Folge von sandig-siltigen Turbiditen der Kander und tonigen Warven; die liegenden Ablagerungen dürften vorwiegend sandig sein. Zwei weitere Reflexionshorizonte befinden sich im unteren Seebecken auf 90m bzw. etwa 130m unter dem Seeboden. Im oberen Seebecken liegen die entsprechenden Horizonte in der Mitte der Abfolge, d. h. etwa 100m bzw. 190m unter dem Seeboden. Sie lassen sich auch in den Querprofilen feststellen (Fig. 5, Profil 18). Alle erwähnten Horizonte zeichnen sich durch ein unregelmässiges Relief aus.

Aus den enggescharten Reflexionen in der Pneuflex-Registrierung und den oberflächennahen Kolbenlotkernen ergibt sich, dass weitaus der grösste Teil der ganzen Sedimentmasse des oberen Seebeckens aus siltig-tonigen Feinlaminiten besteht, in die häufig Turbidite eingeschaltet sind. Die Turbidite stellen die Hochwasserablagerungen der benachbarten Bäche dar. Uferwärts nimmt der sandige Anteil stark zu, und es können, besonders schön im Längsprofil V zwischen Faulensee und Leissigen, auf verschiedener Tiefe seismisch diffuse «Linsen» ausgeschieden werden, welche Schnitte durch die alten Delten dieser Bäche darstellen.

Von Einigen bis Längmaad lassen sich unter der Uferterrasse deltaförmige Ablagerungen nachweisen (Fig. 3 und 5, Profile 6, 8, 10). Eine grosse sublakustre Terrasse erstreckt sich auch von Därligen bis zur Lombachmündung auf 480 bis 510m ü. M. Sie erscheint morphologisch als die direkte Fortsetzung des Bödelis. Zwischen Därligen und Faulensee sind ebenfalls Reste von tiefen Terrassen vorhanden. Auf der geologischen Karte von BECK und GERBER (1925) sowie dem geologischen Atlasblatt Lauterbrunnen sind diese sublakustren Terrassen als diluviale bzw. jungpleistozäne Formen kartiert. Sie bestehen mindestens zum Teil aus Schottern, die wir vor Längmaad und zwischen Därligen–Neuhaus mit Kolbenlotkernen erbohrt haben. Die genetische Erklärung dieser Schotterterrassen auf 60 bis 80m unter Seespiegel ist heute noch nicht geklärt. Regionalgeologische Befunde sprechen nach BECK (1933) gegen eine Absenkung des Seespiegels auf 480m im Riss-Würm-Interglazial. Dass die sublakustre Terrasse von Därligen–Neuhaus nach BECK (1934b) am ehesten eine durch einen späteren Gletschervorstoss eingeebnete grosse Moränenablagerung sein soll, ist ebenfalls nicht überzeugend. Es scheint sich nach unserer Auffassung vielmehr um eine echte Deltaablagerung des Lombachs und wohl auch der Lutschine zu handeln, wobei eine spätere glaziale Überprägung (BECK 1933) nicht ausgeschlossen ist.

Die Mächtigkeit der quartären Lockerablagerungen im Thunersee ist in Figur 6 dargestellt. Die maximale Mächtigkeit von mehr als 300 m wird im oberen Seebecken erreicht, wo der See auch heute noch am tiefsten ist. Im unteren See ist ein zweites schwächer ausgeprägtes Becken mit maximal 200 m Lockermaterial vorhanden. Deutlich erkennbar ist die im allgemeinen raschere Mächtigkeitszunahme am Nordufer sowie die sehr geringen Mächtigkeiten auf den Uferbänken und der Schwellenzone von Spiez. Die oben erwähnten sublakustren Terrassen treten klar heraus und erreichen Mächtigkeiten von 50 m.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass die Sedimentationsrate im Becken und auf den Uferplattformen infolge der unterschiedlichen Sedimentationsvorgänge (STURM und MATTER, in Vorbereitung) sehr verschieden ist. Es wäre deshalb unzulässig, aus datierten Uferbankkernen ermittelte Sedimentationsraten zur Bestimmung des Alters der Beckensedimente heranziehen zu wollen.

Die grosse Mächtigkeit der Sedimente im Thunersee mag überraschen, betragen doch die entsprechenden Werte im Bodensee etwa 200 m (MÜLLER und GEES 1968), im unteren Genfersee 180 m (VERNET und HORN 1971) und im Zürichsee 120 m (HSÜ und KELTS 1970). Bestimmend für das Ausmass der Sedimentakkumulation ist ausser dem Zeitfaktor die erreichte Erosionstiefe vor der Ablagerung der Lockergesteine sowie die Erosionskraft und damit die Schutzzufuhr durch die einmündenden Flüsse. Wenn wir der Glazialerosion den Hauptanteil bei der Entstehung der Seebecken zubilligen (s. u.), dann ist anzunehmen, dass in sämtlichen typischen Alpenrandseen (RÜTIMEYER 1869), wie z. B. Brienersee und Walensee, über welchen im Pleistozän besonders dicke Eismassen lagen, ähnliche Lockergesteinsmächtigkeiten wie im Thunersee vorliegen.

#### 4.3 Die Entstehung des Thunersees

Der Thunersee liegt, wie bereits erwähnt, am Alpenrand in einem ausgesprochenen Quertal. Die Frage nach der Entstehung des Sees ist deshalb im wesentlichen eine nach der Entstehung dieses Tals. RINGGER (1964) gibt einen ausführlichen Überblick über die Erkenntnisgeschichte vom Wesen und Ursache der Talbildung und der alpinen Randseen, einem Problemkreis, der vor allem im 19. Jahrhundert den wissenschaftlichen Geist fasziniert hatte.

Drei Theorien standen im Vordergrund der Diskussionen: a) fluviatile, b) glaziale und c) tektonische Ursache der Entstehung alpiner Randseen. Obwohl STUDER noch 1847 die erodierende, talbildende Wirkung der Flüsse betont hatte, kam er auf Grund seiner Kenntnis vom unterschiedlichen geologischen Bau der Thunerseeufer 1871 zur Auffassung, dass die Anlage dieses Sees tektonisch bedingt sei und dass er nicht in einem einfachen Erosionstal liege. RAMSAY (1862) führte die Entstehung des Thunersees erstmals auf die erodierende Wirkung des Aaregletschers zurück, eine Ansicht, der sich STUDER (1863) nicht anschliessen konnte. Unter dem Einfluss RÜTIMEYERS (1869), der die Seebecken als prätertiäre Faltentäler deutete, gewannen die tektonischen Hypothesen für Jahre die Oberhand.

Nach BALTZER (1906) liegt der Thunersee eindeutig in einem alten Erosionstal der Aare. Mit neuen Argumenten kamen PENCK und BRÜCKNER (1909) wieder auf die glaziale Entstehung des Thunersees zurück. Die Haltung BECKS zu dieser Frage wandelte

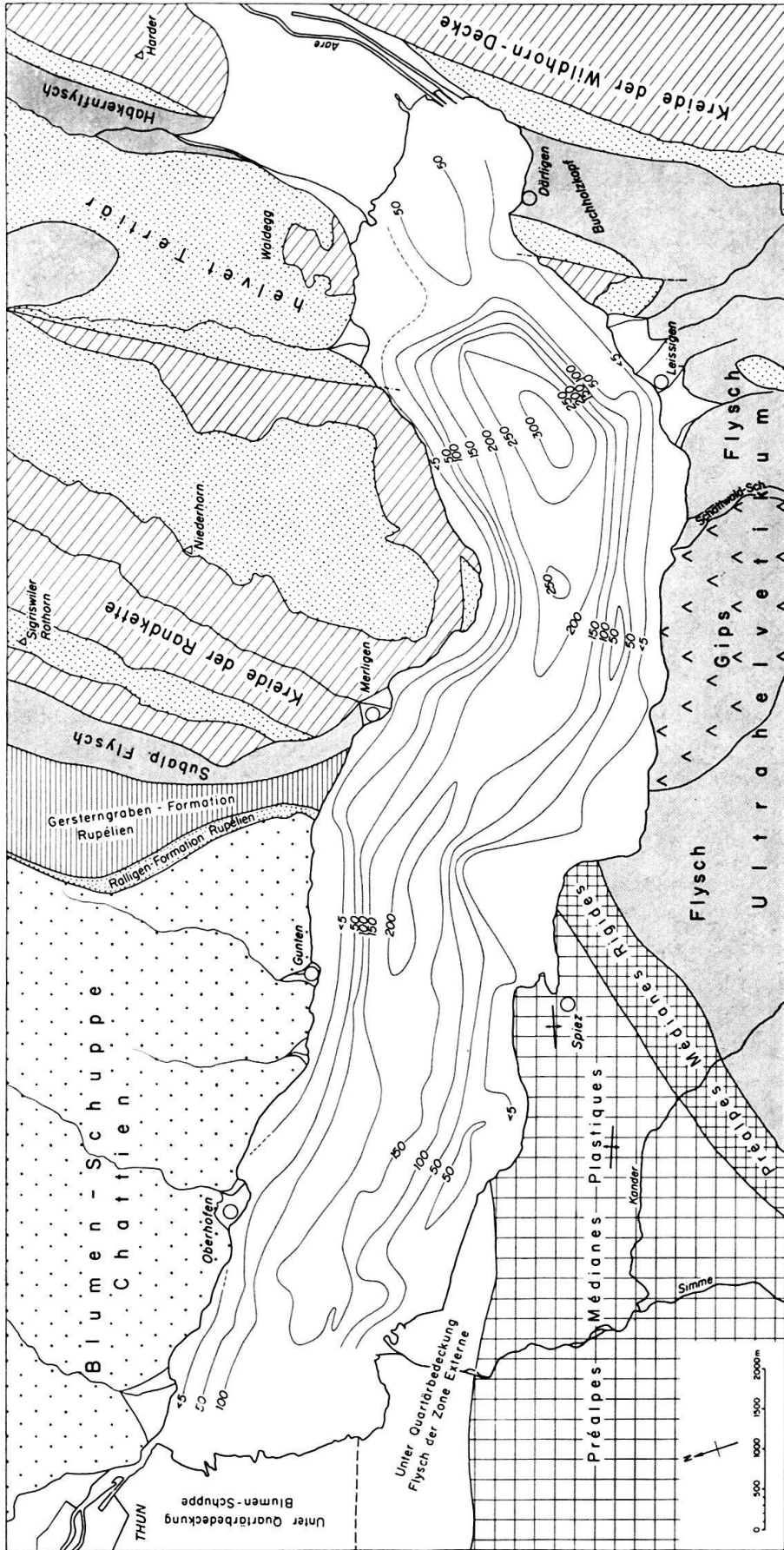


Fig. 6. Isopachenkarte der quartären Lockergesteine. Bezugshorizont: Seeoberfläche.

sich im Laufe seiner fortschreitenden Forschungen. In seiner Dissertation vertritt er 1911 die Ansicht, dass der Thunersee vor allem ein tektonischer See sei. In einer seiner letzten Arbeiten (1954a) äussert er dagegen die Überzeugung, dass das Aaretal als präquartäres Urstromtal angelegt worden sei, welches während des Pleistozäns hauptsächlich durch Glazialerosion vertieft wurde. Durch die neuen seismischen Untersuchungen wird diese Auffassung von BECK bestätigt.

Es ist zweifellos richtig, dass die Anlage des Quertals, in dem heute der Thunersee liegt, durch die tektonischen Verhältnisse bestimmt wurde. Während die äusserste Kreidefalte der Wildhorn-Decke im Därliggrat mit  $6^\circ$  Axialgefälle (ARBENZ 1918) gegen NE abtaucht, fällt die Kreidetertiärplatte des Beatenbergs gegen den See ein (Fig. 4), in dessen Bereich die Axialdepression zu liegen kommt. Gegen diese Thunerseeaxialdepression scharen sich auch die Falten der Klippen-Decke gegenüber ihrer westlichen Breite zu einem schmalen Bündel. In der Folge biegt auch die äussere Flyschzone südostwärts gegen den See zurück (Fig. 4). Dadurch erreichen die weichen ultrahelvetischen Flyschgesteine im Bereich des Thunersees flächenmässig eine grosse Bedeutung. Das Vorbränden der helvetischen Kette auf der Nordseite des Sees hat STUDER (1834, 1871) und spätere Autoren überzeugt, dass längs des Thunersees und zwischen Harder und Rugen eine Querverschiebung durchziehen müsse, eine Auffassung, die seither von ARBENZ (1918) widerlegt worden ist.

Bei einsetzender Vergletscherung folgten die Gletscher dem präquartär in der Thunerseedepression angelegten Flusstal. Dabei bildete sich im Felssockel die Trogform und die Gliederung in Riegel und Becken heraus (Fig. 4 und 5), nach PENCK und BRÜCKNER (1909) typische Merkmale glazialer Erosion. Die Bildung von Becken und Riegeln ist durch die unterschiedliche Festigkeit der anstehenden Gesteine vorbestimmt worden. Die beiden Riegel werden durch die harten Gesteine des Buchholzkopf-Waldegg-Gewölbes und der Klippen-Decke gebildet, das grosse übertiefte obere Becken liegt im Bereich der weicheren Flyschmassen. Die Übertiefung von mehr als 100m dieses Beckens gegenüber dem Riegel von Spiez ist beträchtlich.

Wir sind mit BECK (1934) der Auffassung, dass die Ein- und Übertiefung des Thunerseebeckens und des Aaretals hauptsächlich das Werk des Aaregletschers ist, dessen Eisdicke über dem Felssockel des Thunersees beispielsweise während des Würmmaximums etwa 1300m betrug. Über den zeitlichen Ablauf der Erosion und der Seebildung wissen wir aber nur ungenau Bescheid. Ob die Übertiefung bereits in der Mindeleiszeit erreicht oder ob sie hauptsächlich das Ergebnis der risseiszeitlichen Gletscher ist, wird sich aus der Datierung der unteren Seetone des Aaretals ergeben, welche direkt der übertiefsten Felssohle aufliegen.

Im Aaretal unterhalb von Thun, d. h. innerhalb der Würmmoränen des Maximalstandes, sind mächtige, sicher präwürmeiszeitliche Ablagerungen vorhanden. Der vorstossende Aaregletscher hat also im Aaretal keineswegs sämtliche älteren Ablagerungen ausgeräumt. Es ist daher anzunehmen, dass zumindest Teile der Lockergesteinsabfolgen im Thunersee präwürmisch sind. In der ausgehenden Würmeiszeit lagerte der Aaregletscher die grosse Seitenmoräne des Strättlihügels ab, welche die eisfreie Kander zwang, längs des Aareises einen Weg nach Norden zu suchen. Nach dem Rückzug des Aaregletschers aus dem Thunerseebecken behielt die Kander diesen Lauf bei und tiefte dabei postglazial das Glütschtal ein. Sie erreichte das Aaretal unterhalb Thun, wo sie einen grossen Schuttkegel ablagerte, der sich mit demjenigen der Zulg

vereinigte und den Thunersee gegen NW abschloss. Dieser stützt sich demnach nicht auf eine Fels-, sondern auf eine Schotterbarriere.

Wie bei den andern alpinen Randseen stellt sich auch beim Thunersee die Frage, weshalb er nicht aufgeschottert worden ist. Nach unseren Untersuchungen (STURM und MATTER, in Vorbereitung) setzte die limnische Sedimentation über den jüngsten Moränen im Thunersee vor etwa 13000 Jahren ein. Da die alpinen Täler vor 9000 Jahren eisfrei waren (ZOLLER et al. 1966), muss der Aaregletscher ausserordentlich rasch zurückgewichen sein, wie dies SCHINDLER (1968) auch für den Linthgletscher nachweisen konnte. Sobald die Stirne des Aaregletschers östlich der Schwelle von Interlaken lag, konnte sein Schutt den Thunersee nicht mehr erreichen.

Die Hypothese einer schützenden Toteismasse (STAUB 1938) muss zur Erklärung der heutigen Existenz des Seebeckens nicht herangezogen werden. Das rasche Abschmelzen des Aaregletschers sowie die spätglaziale Ablenkung der Kander dürften die Ursachen sein, weshalb der Thunersee vor Zuschotterung bewahrt blieb.

#### LITERATURVERZEICHNIS

- ARBENZ, P. (1918): *Die vermeintliche Querverschiebung bei Interlaken*. Mitt. naturf. Ges. Bern 1917, S. 3–15.
- BACHMANN, I. (1870): *Die Kander im Berner Oberland. Ein ehemaliges Gletscher- und Flussgebiet*. Bern (Dalp). 160 S.
- BALTZER, A. (1906): *Das Berner Oberland und Nachbargebiete*. Samml. geol. Führer 11. Berlin (Bornträger). 347 S.
- BECK, P. (1911): *Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 59.
- (1920): *Über die Verschiedenheit der beiden Thunerseeufer in Bezug auf Bau und Facies*. Eclogae geol. Helv. 16/1, 109–111.
  - (1921): *Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland*. Eclogae geol. Helv. 16, 10–176.
  - (1922a): *Der Alpenrand bei Thun*. Eclogae geol. Helv. 17/3, 318–323.
  - (1922b): *Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun*. Eclogae geol. Helv. 17/3, 323–326.
  - (1926): *Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen*. 1. Mitt. naturf. Ges. Thun.
  - (1928): *Geologische Untersuchungen zwischen Spiez, Leissigen und Kien*. Eclogae geol. Helv. 21/2, 295–316.
  - (1933): *Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän*. Eclogae geol. Helv. 26/2, 337–437.
  - (1934a): *Das Quartär*. Geol. Führer der Schweiz, Fasz. I, Basel (Wepf).
  - (1934b): *Beitrag über Quartär*. In: GÜNTZLER-SEIFFERT, H.: Erläuterungen zum geol. Atlasblatt Lauterbrunnen. Basel (Schweiz. Geol. Kommission).
  - (1938a): *Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen*. Eclogae geol. Helv. 31/1, 137–172.
  - (1938b): *Bericht über die ausserordentliche Frühjahrsversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Thun*. Eclogae geol. Helv. 31/1, 173–198.
  - (1943): *Die Natur des Amtes Thun. II. Die natürlichen Landschaften. Eine geologisch-geographische Einzelbeschreibung*. In: Das Amt Thun, S. 6–72. Hrg. Heimatkundekommission, Thun (Schaer).
  - (1954a): *Aus der Entstehungsgeschichte der Talfolge Thun–Interlaken–Luzern*. Jb. vom Thuner- und Brienersee 1954, S. 39–51.
  - (1954b): *Neue Gesichtspunkte zum Problem der übertiefenden Gletschererosion*. Eclogae geol. Helv. 47/2, 366–369.
- DESOR, E. (1873): *Die Moränen-Landschaft*. Verh. schweiz. naturf. Ges. 1874.
- GIRARDIN, P. (1911): *Le plongement des bancs de molasse et de Nagelfluh sur la rive Nord du lac de Thoune*. Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 19, 72–74.



- GROSJEAN, G. (1963): *Die Ableitung der Kander in den Thunersee vor 250 Jahren*. Jb. vom Thuner- und Brienersee 1963.
- HINZ, K., RICHTER, I., und SIEBER, N.P. (1970): *Reflexionsseismische Untersuchungen im Zürichsee. Teil 1: Geophysik*. Eclogae geol. Helv. 63/2, 511–523.
- HSÜ, K.J., und KELTS, K.R. (1970): *Seismic Investigation of Lake Zurich*. Eclogae geol. Helv. 63/2, 525–538.
- LIECHTI, P. (1931): *Geologische Untersuchung der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees*. Mitt. naturf. Ges. Bern 1930.
- MORLOT, A. (1855): *Gletscherschliff auf Diluvium*. Mitt. naturf. Ges. Bern 1855, S. 78.
- MÜLLER, G., und GEES, R.A. (1968): *Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen des Bodensee-Untergrundes*. Neues Jb. Geol. Paläont. Mh. 6, 364–369.
- PENCK, A., und BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*, Bd. 2. Leipzig (Tauchnitz). 716 S.
- RAMSAY, A.C. (1862): *On the Glacial Origin of Certain Lakes in Switzerland, Sweden, North America, and Elsewhere*. Q. J. geol. Soc. London 18, 185–204.
- REBER, R. (1964): *Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee*. Eclogae geol. Helv. 57/1, 91–148.
- RINGGER, H. (1964): *Die Terrassen im Zürichseetal und ihre morphologische Deutung*. Diss. Univ. Zürich. Winterthur (Jäggli). 130 S.
- RÜTIMEYER, L. (1869): *Über Tal- und Seebildung*. Basel (Schultze). 95 S.
- SCHERER, F. (1966): *Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz (Kt. Bern)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 127.
- SCHINDLER, C. (1968): *Zur Quartärgeologie zwischen dem unteren Zürichsee und Baden*. Eclogae geol. Helv. 61/2, 395–433.
- SCHNEEBERGER, W. (1927): *Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees*. Mitt. naturf. Ges. Bern 1926.
- STAUB, R. (1938): *Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen*. Eclogae geol. Helv. 31/2, 239–258.
- STUDER, B. (1825): *Beiträge zu einer Monographie der Molasse*. Bern (Jenni).
- (1834): *Geologie der westlichen Schweizer Alpen*. Heidelberg und Leipzig (Groos).
- (1844): *Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie*, Bd. 1. Bern, Chur und Leipzig (Dalp). 398 S.
- (1863): *De l'origine des lacs suisses*. Arch. Sci. phys. nat. (2) XIX.
- (1871): *Zur Geologie des Ralligergebirges*. Mitt. bern. naturf. Ges. 1871, S. 185–194.
- STURM, M., und MATTER, A. (in Vorb.): *Sedimente und Sedimentationsvorgänge im Thunersee*.
- VERNET, J.-P., und HORN, R. (1971): *Etudes sédimentologique et structurale de la partie occidentale du lac Léman par la méthode sismique à réflexion continue*. Eclogae geol. Helv. 64/2, 291–317.
- ZOLLER, H., SCHINDLER, C., und RÖTHLISBERGER, H. (1966): *Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und im Vorderrheingebiet*. Verh. naturf. Ges. Basel 77/1.
- ZOLLINGER, E. (1892): *Zwei Flussverschiebungen im Berner Oberland*. Basel (Wittmer). 39 S.

#### GEOLOGISCHE KARTEN

- BECK, P. (1910): *Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken 1 : 50 000* (Spezialkarte Nr. 56a). Basel (Schweiz. Geol. Kommission).
- BECK, P., und GERBER, E. (1925): *Geologische Karte Thun–Stockhorn 1 : 25 000* (Spezialkarte Nr. 96). Basel (Schweiz. Geol. Kommission).
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1933): *Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000*, Blatt 6: Lauterbrunnen. Basel (Schweiz. Geol. Kommission).

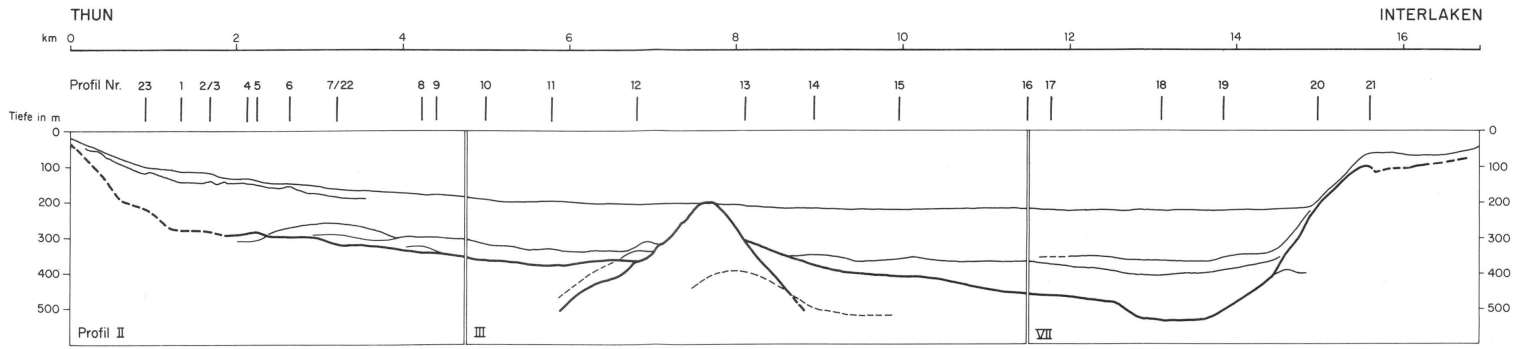


Fig. A. Tiefenprofil Thun-Interlaken  
Zur Tiefenberechnung benutzte Geschwindigkeit 1500 m/sec.

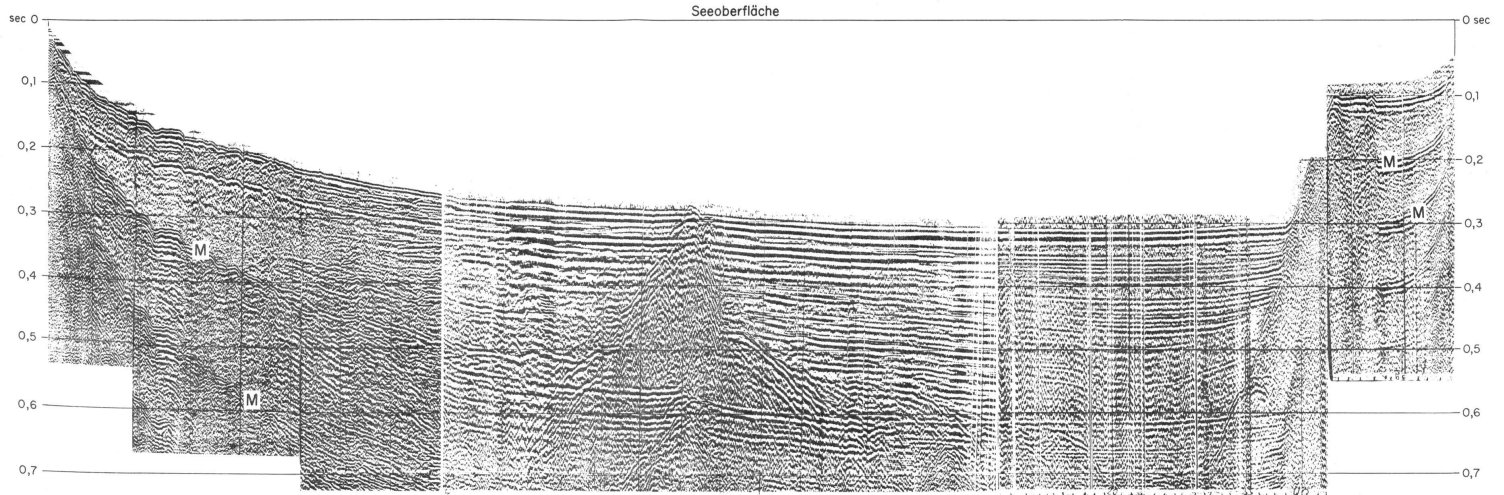


Fig. B. Pneuflex-Registrierung des Längsprofils Thun-Interlaken  
In der Mitte des Profils die Schwelle von Spiez, M - Mehrfachreflexion des Seebodens