ETH zürich Research Collection



Doctoral Thesis

Ueber die klastische Sedimentation im Walensee

Author(s):
Lambert, André

Publication Date:
1976

Permanent Link:

https://doi.org/10.3929/ethz-a-000095656 →

Rights / License:

In Copyright - Non-Commercial Use Permitted →

This page was generated automatically upon download from the ETH Zurich Research Collection. For more information please consult the Terms of use.

ETH Library

Diss. ETH 5717

UEBER DIE KLASTISCHE SEDIMENTATION IM WALENSEE

A B H A N D L U N G

zur Erlangung

des Titels eines Doktors der Naturwissenschaften

der

E I D G E N Ö S S I S C H E N T E C H N I S C H E N

H O C H S C H U L E Z Ü R I C H

vorgelegt von

A N D R É L A M B E R T

Dipl. Natw. ETH Zürich

geboren am 11. Mai 1947

von Vernier (Kt. Genf)

Angenommen auf Antrag von

Prof. Dr. K. Hsü, Referent

Prof. Dr. R. Trümpy, Korreferent

1976

Zusammenfassung

Der Walensee, mit einer Spiegelhöhe von 419 m ü. M., liegt in einem Tal, das die tektonischen Hauptlinien der Alpen schief schneidet. Der See entwässert ein Einzugsgebiet von 1061 km^2. Dieses Einzugsgebiet, das zum grössten Teil vom helvetischen Deckengebirge aufgebaut wird, wurde um 152 % vergrössert, als im Jahre 1811 die Glarner Linth in den See geleitet wurde.

Dieser menschliche Eingriff in die natürliche Hydrologie beeinflusst nachhaltig die Sedimentation im See mit einem rasch anwachsenden Delta und dem Vorherrschen von "Linth-Material", zumindest im westlichen Teil des Beckens.

Die holozänen Sedimente konnten anhand von 33 Kolbenlot - Bohrkernen von bis zu sieben MeternLänge studiert werden. Diese Ablagerungen, welche grossenteils aus klastischem Detritus bestehen, können in vier Schichtgefügegruppen eingeteilt werden: gradierte Schichten, feinblättrige Wechselschichtung, diffuse Schichtung und Rutschungen ("Slumps").

Die Schwierigkeit, die Bohrprofile untereinander zu korrelieren, ist darauf zurückzuführen, dass jeder der Hauptzuflüsse seinen eigenen Ablagerungsfächer mit charakteristischer Sedimentationsgeschichte aufgebaut hat. Da die Bohrpositionen ein relativ weitmaschiges Netz bilden, liegen die Bohrkerne meist in verschiedenen Einflusssphären. Darin liegt auch der Grund für die unterschiedlichen Sedimentationsraten: bis 11 cm/Jahr im engeren Bereich des Linthdeltas und knapp 1 cm/Jahr in den zentralen Teilen des Seebeckens.

Sedimentationsprozesse: Auf Grund der Schwebstoffbilanz, welche sich auf Resultate von Schwebstoffbestimmungen in den Hauptzuflüssen, im See und in seinem Ausfluss stützt, beläuft sich die durchschnittlich jährlich abgelagerte Sedimentmenge auf ca. 86'500 Tonnen.

Die häufig auftretenden gradierten Sandschichten, die auffallenden Kieslagen und teilweise wohl auch die laminierte Schichtung sind auf grundberührende Suspensions-Dichteströmungen zurückzuführen, welche durch Unterströmung sedimentbeladener Zuflüsse entstehen.
Geschwindigkeit und Richtung dieser im Walensee offenbar häufigen Bodenströmungen wurden mit Hilfe ozeanographischer Strömungsmessgeräte gemessen. Die höchsten Geschwindigkeiten betrugen 30 cm/sec, wobei die Strömungen wahrscheinlich überkritische Verhältnisse erreichten. Die Bodenströmungsaktivität steht in direktem Zusammenhang mit erhöhten Dichtewerten in den entsprechenden Zuflüssen (Sedimentlast, tiefe Temperatur). Die Wirkung dieser Strömungen (Aktivierung der Zirkulation und O_2-Zufuhr) auf den Zustand eutropher Seen wird positiv beurteilt.

Abstract

The Lake of Walenstadt (max. depth: 151 m) is situated in an alpine valley oblique to the main tectonic striking. Frequent precipitations in the drainage area (1061 km^2) and important differences in elevation (max. 3200 m) imply a relatively strong erosion and therefore a predominance of detritic sediments in the lake.
The holocene sediments were examined up to a thickness of 7 m by means of 33 piston cores. Frequent graded beds ranging from gravel to silt are due to turbidity underflows of sediment-laden tributaries. These density currents also seem to be partly responsible for the deposition of laminated sediments.
Using oceanographic current meters the speed and direction of these underflows were measured. The records show maximum flow velocities of 30 cm/sec, probably under supercritical conditions. The circulation activated by these turbidity currents and the supply of oxygen-rich water masses to the deepest portions of a lake is believed to have a positive effect against eutrophication.

I N H A L T

	Seite
VORWORT	1
EINLEITUNG	4
Geographische Uebersicht	5
1. HYDROGRAPHIE	6
1.1. Das Linthwerk	6
1.2. Das Einzugsgebiet	8
1.3. Der Wasserhaushalt	8
2. GEOLOGISCHER RAHMEN	10
2.1. Aufbau des Einzugsgebietes	10
2.2. Die Walensee-Talung	13
2.3. Ergebnisse seismischer Untersuchungen	17
3. HOLOZAENE ABLAGERUNGEN	22
3.1. Bohrungen	22
3.2. Auswertung des Kernmaterials	24
3.3. Besprechung der Bohrprofile	27
3.4. Datierungen	40
3.5. Sedimentationsraten	47
4. SEDIMENTATIONSPROZESSE	51
4.1. "Pelagische" Sedimentation	51
4.2. Sedimentation durch Turbiditätsströmungen	59
4.2.1. Rückblick und Problemstellung	59
4.2.2. Strömungsmessungen	62
4.2.3. Diskussion und Charakterisierung der gemessenen Strömungen	75
4.2.4. Vergleich mit anderen Dichteströmungen	87
4.2.5. Sedimentation	91
4.2.6. Häufigkeit von "underflows"	101
4.2.7. Ueber die Wirkung von Fluss-Unterströmungen auf die Seen	102
4.2.8. Ausblick	107
Literaturverzeichnis	109

VORWORT

Seit 1968 unterstützt der Schweizerische Nationalfonds ein gemeinsames Projekt der Geologischen Institute der ETH Zürich und der Universität Bern zur erdwissenschaftlichen Untersuchung der alpinen Seen. Der schrittweise ausgebaute Gerätepark und die immer wieder verbesserte "Forschungsflotte" ermöglicht eine Forschungsaktivität, die Kolbenlot-Bohrungen, seismische Aufnahmen, Strömungs- und Erdwärmeflussmessungen sowie hydrologische Untersuchungen auf praktisch allen grösseren Seen der Zentral- und Ostschweiz, sowie der südlichen Alpen umfasst.

Im Walensee erfolgten bereits 1969 die ersten seismischen Profilaufnahmen und Kernbohrungen unter der Leitung von Dr. N. SIEBER. Als dieser 1971 nach Bern zog, habe ich seine Nachfolge angetreten und konnte auch das bereits von ihm gesammelte Probenmaterial übernehmen.

Eine ergänzende Bohrkampagne kam im Frühjahr 1972 in kurzer Zeit zum Abschluss, und ein Jahr darauf konnten Strömungsmessungen in Zusammenarbeit mit der Scripps Institution of Oceanography (Kalifornien) erfolgreich durchgeführt werden. Im August 1974 wurden die "Felduntersuchungen" mit einer Seismik-Kampagne abgeschlossen. 1972/73 hatte die monatliche Entnahme von Wasserproben diese Hauptarbeiten ergänzt. In der Zwischenzeit war ich mit der Präparation und Auswertung des Materials, sehr oft auch mit dem Unterhalt unseres umfangreichen Apparateparks, beschäftigt.

Die im folgenden Abschnitt genannten Personen sind am Zustandekommen der vorliegenden Arbeit wesentlich mitbeteiligt; ihnen gebührt meine dankbare Anerkennung.

An erster Stelle sei Herr Prof. K. Hsü genannt, der die Arbeit geleitet und tatkräftig gefördert hat. In anregenden Diskussionen kam sein Interesse für alle neuen Daten und Probleme zum Ausdruck. Herrn Prof. R. Trümpy, dem das Walenseetal auch am Herzen liegt, danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die Uebernahme des Korreferates. Herrn Prof. R. Hantke verdanke ich einige Erläuterungen zu quartärgeologischen Problemen.

Ohne die Mithilfe meiner Studien- und Seefahrtskollegen, Peter Finckh und Kerry Kelts hätte der grösste Teil der Feldarbeiten nicht durchgeführt werden können. Mit ihnen und mit Stefan Lüthi, der mir bei den Tankexperimenten zur Seite stand, führte ich wertvolle Diskussionen. Sehr nützlich waren auch die guten Kontakte mit dem Eidgenössischen Amt für Wasserwirtschaft in Bern, wo die Herren Dr. Liszkay und P. Kohler, Adjunkt, stets bereit waren, mit Ratschlägen zu dienen und hydrometrische Daten zur Verfügung zu stellen. Sehr geschätzt habe ich auch die tatkräftige Hilfsbereitschaft von Herrn Werner Bälly, Fischereiaufseher in Weesen, der auch über viel Interessantes aus der Walenseegegend zu berichten weiss. Speziell erwähnt sei hier auch Kurt Ghilardi, unser Mechaniker, der zusammen mit Ueli Briegel manch Neues entwickelt, Altes verbessert, Zerstörtes repariert und Verlorenes oder Vergessenes -

oft in letzter Minute vor dem Ausrücken - ersetzt hat. Die Anfertigung der Photographien übernahm Urs Gerber in gewohnt sorgfältiger Weise.

Besonderen Dank schulde ich meinen Eltern, die mir das Studium der Geologie ermöglicht haben und meiner Frau für ihre Geduld, aber auch ihr Interesse an meiner Arbeit.

EINLEITUNG

Die Untersuchung von Sedimentgesteinen nach aktualistischen Gesichtspunkten, d.h. durch Vergleich mit heute sich abspielenden sedimentären Vorgängen, stösst dort auf Schwierigkeiten, wo der Ablagerungsraum unübersichtlich oder der zu beobachtende Sedimentationsprozess zeitlich und örtlich schwer zu fixieren ist. Die Simulation von Ablagerungsmechanismen im Laboratorium ist für qualitative Betrachtungen von Bedeutung. Ihre Anwendbarkeit auf natürliche Phänomene in quantitativer Hinsicht ist aber meistens wegen der Einschränkungen der Modelltheorie nicht gewährleistet.

Deshalb nimmt die Sedimentforschung im limnischen Bereich zwischen ozeanischer und experimenteller Sedimentologie eine wichtige intermediäre Stellung ein, da sie eine Beobachtung natürlicher Vorgänge in einem relativ überblickbaren Rahmen erlaubt.

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit den Ablagerungen und den Prozessen der klastischen Sedimentation im Walensee. Der Walensee ist deshalb für das Studium der mechanischen Sedimentation geeignet, weil in seinem Einzugsgebiet mit einer maximalen Höhendifferenz von 3200 m und häufigen Niederschlägen eine entsprechend starke Abtragung vorherrscht.

Geographische Uebersicht

Der Walensee liegt fjordartig in einem Ost-West streichenden alpinen Schieftal, das zu beiden Seiten offen ist: Im Osten schliesst die Ebene von Walenstadt, im Westen die Linthebene an. Im Norden wird das Seebecken durch die schroff abfallenden Wände der Churfirsten begrenzt, während im Süden die - zumindest im zentralen Teil - etwas sanfter geneigten Hänge der nördlichen Glarner Alpen das Ufer bilden.

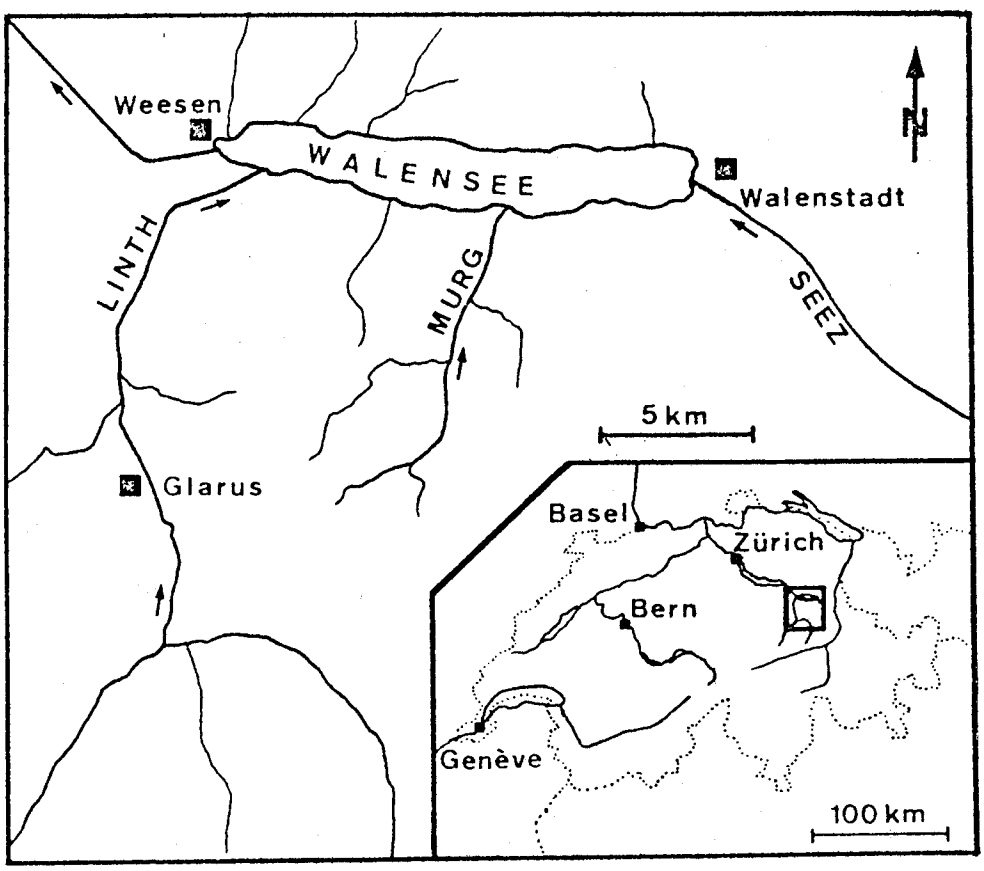


Fig. 1. Geographische Uebersichtskarte.

1. HYDROGRAPHIE

1.1. Das Linthwerk

Zu Beginn des 19. Jahrhunderts floss die Linth in regellosem Lauf von Näfels gegen Ziegelbrücke und vereinigte sich dort mit der Maag, dem Abfluss des Walensees, um dann in zahlreichen Windungen und Verzweigungen dem Zürichsee zuzustreben. Geschiebeablagerungen hatten das Flussbett allmählich erhöht und zu einem kontinuierlichen Rückstau des Walensees geführt, bis dessen Spiegel 14 m höher lag als derjenige des Zürichsees, was sowohl in Walenstadt als auch in Weesen zu Ueberschwemmungen führte. Man verkehrte über Stege von Haus zu Haus und bewohnte fast ausschliesslich die Obergeschosse. Die häufigen Hochwasser und der ansteigende Grundwasserspiegel hatten die Versumpfung des Kulturlandes in der Alluvialebene zwischen Zürich-Obersee und Walensee zur Folge. Die Bevölkerung litt unter Mückenplage und offenbar endemischer Malaria.

"Mit dem 'Linthwerk' als künstlichem Eingriff des Menschen in das natürliche Sedimentationsgeschehen" (JAECKLI, 1972) wurde dem Uebel ein Ende bereitet: Unter der Leitung von Hans Conrad ESCHER begann 1807 die Arbeit am Molliser Kanal, der die Linth in den Walensee leitet und der später zu Ehren seines Erbauers den Namen ESCHER-Kanal erhielt. Gleichzeitig wurde auch die Kanalisierung

des Abflusses aus dem Walensee in den Zürichsee in Angriff genommen. Am 8. Mai 1811 floss zum ersten Mal Linthwasser durch den Molliser Kanal in den Walensee; fünf Jahre später erfolgte die Eröffnung des Linthkanals. Als ESCHER am 9. März 1823 starb, war der Spiegel des Walensees bereits um 5 m gesunken.



Fig. 2. Gedenksäule zu Ehren von H.C. ESCHER in Walenstadt mit den Pegelständen des Walensees von 1807 bis 1817. Das heutige Seeufer liegt ½ km von dieser Stelle entfernt und der Normalwasserspiegel 6 m tiefer.

1.2. Das Einzugsgebiet

Vor der Einleitung der Glarner Linth in den Walensee im Jahre 1811 beschränkte sich sein Einzugsgebiet auf 421 km^2. Als integrierter Bestandteil des Linthsystems entwässert der See seither über 1061 km^2, was einem Zuwachs von 640 km^2 oder 152 % entspricht (Fig. 3). Allein daraus geht die Bedeutung der Linthkorrektur für den Wasserhaushalt des Sees hervor.

1.3. Der Wasserhaushalt (Vgl. Fig. 3 u. 8)

Insgesamt besitzt der Walensee an die 35 Zuflüsse, wobei die Linth die grösste Wassermenge liefert, nämlich 25 m^3/sec (Jahresdurchschnitt) oder 59,4 %. An zweiter Stelle folgt die Seez mit 3,5 m^3/sec (8,3 %) und der Beerenbach (ohne Serenbach!) mit 0,2 m^3/sec (0,5 %) an dritter Stelle. Es folgt eine Reihe früher oft gefürchteter Wildbäche, die aber heute zum Teil verbaut sind (z.B. Fly- und Rotbach) oder zur Gewinnung elektrischer Energie genutzt werden (Murg, Fallen- und Rombach). Diese Gewässer sowie die restlichen Bäche bringen jährlich durchschnittlich 13,9 m^3/sec (31,8 %) Wasser - inklusive direkte Niederschläge - in den See. Dieser Wert errechnet sich aus der Differenz des gesamten Ausflusses (Linthkanal: 42,1 m^3/sec) und der Summe der gemessenen Zuflüsse (28,7 m^3/sec, 68,2 %) unter Berücksichtigung einer Verdunstung von ca. 0,5 m^3/sec. In dieser Bilanz nicht berücksichtigt sind eventuelle Infiltrationen als Grundwasser in die Linthebene oder Karsterscheinungen.

Da der Walensee teilweise in gut verkarstbarem Gebiet liegt, sind unterirdische Zuflüsse sehr wahrscheinlich. Ein Anhaltspunkt dafür wurde in der Rinquelle entdeckt (Koord. 730 970/222 230):

Die im Sommer bis zu 10 m^3/sec Wasser liefernde Karstquelle fliesst im Winter nicht. Der Karstwasserspiegel liegt aber in der Regel nur ca. 3 m tiefer als der Höhlenausgang. Im Winter 1973 wurde der unterirdische Wassergang erstmals von J. HASENMAYER bis knapp 1000 m ins Berginnere durchtaucht. Zürcher Speleonauten hatten aber schon 1970 etwa 300 m vom Eingang entfernt einen auch im Winter aktiven unterirdischen Abfluss festgestellt, mit einer geschätzten Kapazität von 1-3 m^3/sec, der aber für Taucher kaum passierbar sein dürfte (KLINGENFUSS, 1973).

Als Vorfluter für diesen Abfluss kommt praktisch nur der Walensee in Frage. Entsprechende Einmündungen konnten aber noch nicht festgestellt werden. Eine Färbung zur Abklärung dieses Problems ist geplant.

Da das Wasser dieser Karstquelle grösstenteils auf der Nordabdachung der Churfirsten versickert, muss das tatsächlich in den Walensee entwässerte Gebiet grösser sein als das durch Wasserscheiden abgrenzbare oberflächliche Einzugsgebiet.

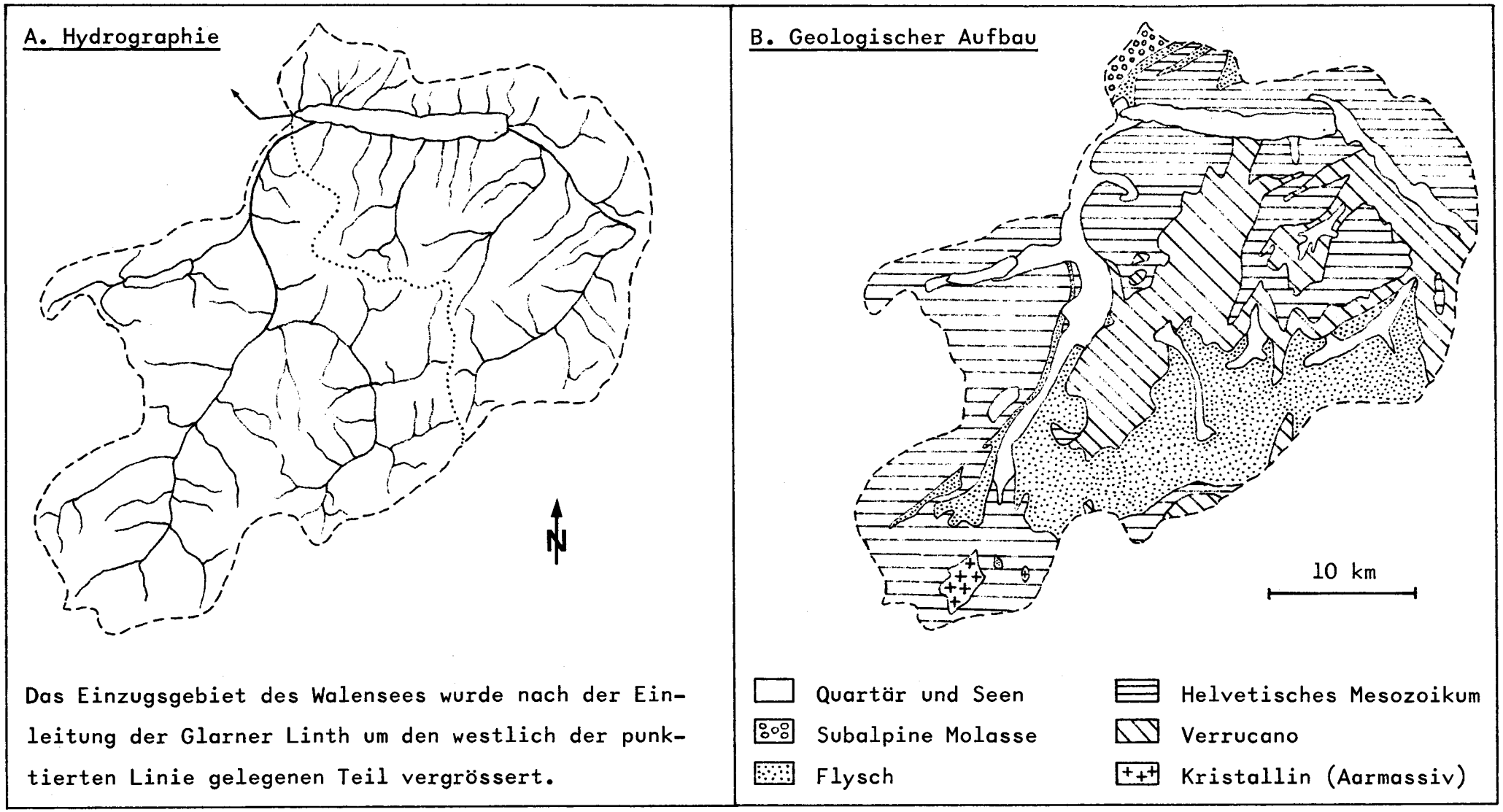
2. GEOLOGISCHER RAHMEN

2.1. Aufbau des Einzugsgebietes

Am Aufbau des Einzugsgebietes nimmt die gesamte Schichtreihe des Helvetikums teil. Zusätzlich kommt im Gebiet der Sandbäche, sowie des Limmernbaches ein Stück Kristallin des Aarmassivs zum Vorschein während im Nordwesten die tertiären Konglomerate des Speer (Subalpine Molasse) noch einen kleinen Platz einnehmen (Fig. 3 B). Flächenmässig kommt dem permischen Verrucano, den mesozoischen Serien, sowie den Flyschen je etwa ein Drittel zu.

Die Ufer des Sees bestehen zum grössten Teil aus den mesozoischen Karbonatserien, im Bereich der Murgmündung aus Verrucano und gerade östlich davon aus den Bergsturzmassen von Unterterzen. Lokale Schuttfächer und Delten, sowie die Schotterebenen am östlichen und westlichen Ende des Sees vervollständigen dieses Bild.

Die starke Erosion in den Flyschgebieten hat zur Folge, dass aus diesen Regionen dem See die bedeutendsten Sedimentmengen zugeführt werden. Diese Flyschzonen werden vor allem durch den Oberlauf der Glarner Linth und deren Zuflüsse - namentlich die Sernf -, die Seez im Weisstannental und den kurzen, aber zuweilen recht wilden Flybach entwässert. Auch Fallen- und Rombach durchfliessen Flyschgebiete; ihre Sedimentfracht wird aber zum grössten Teil im Staubecken des Amdener Elektrizitätswerkes zurückgehalten.



Das Einzugsgebiet des Walensees wurde nach der Einleitung der Glarner Linth um den westlich der punktierten Linie gelegenen Teil vergrössert.

Fig. 3. Hydrographie und geologischer Aufbau des Walensee-Einzugsgebietes

Die ebenfalls vorwiegend detritischen, aber etwas resistenteren Massen des Glarner Verrucano ("Roter Ackerstein"), welche auf den südlichen Teil des Einzugsgebietes beschränkt sind, werden auch durch die Sernf (namentlich im Unterlauf) und ihre Zuflüsse,sowie die Seez und die Murg entwässert. Aber auch der gefürchtete Rotbach durchquert mit seinem Oberlauf eine Verrucanozone.

Die karbonatreichen mesozoischen Serien der helvetischen Decken (inklusive Autochthon) liefern relativ wenig Erosionsmaterial. Die Bäche auf der Südflanke der Churfirsten bis und mit Alvier führen deshalb nur nach Lawinenniedergängen oder starken Gewittern nennenswerte Feststoffmengen. Dasselbe gilt für die Gebiete westlich der Glarner Linth, sowie der Kerenzerberg-Mürtschengruppe (Filzbach, Meerenbach).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Hauptzuflüsse Linth und Seez dem See praktisch das gesamte Spektrum der Erosionsprodukte zuführen. Im Gegensatz dazu steht der Murgbach, der fast ausschliesslich Verrucanomaterial schüttet. Der Flybach entwässert ein ausgesprochenes Flyschgebiet, sowie den kleinen Molasse-Anteil des Walensee-Einzugsgebietes.
Wie es sein Name andeutet, stammt auch der Rotbach aus einer Verrucanozone; er durchquert aber auch die mesozoischen Gebiete oberhalb Mühlehorn. Fast ausschliesslich aus karbonatreichen Gebieten stammender und deshalb mengenmässig stark zurücktretender Detritus gelangt über die Churfirstenbäche, sowie Meeren- und Filzbach in den See.

Dem Aufbau des Einzugsgebietes in den grossen Zügen entsprechend sind die auffallend roten Seesedimente im südlichen zentralen Teil des Beckens konzentriert, während aus den dunklen Karbonat-Serien der Nordseite weniger und vorwiegend grauer Detritus geschüttet wird. Die weitaus stärkste Sedimentzufuhr ist im westlichen und östlichen Teil des Sees, d.h. im Bereich der Deltagebiete von Linth, resp. Seez zu verzeichnen.

2.2. Die Walensee-Talung

Mit der Entstehung der geknickten Talung zwischen Sargans und Ziegelbrücke (Fig. 4) haben sich verschiedene Forscher befasst:

Albert HEIM (1894) führt die Entstehung aller alpinen Randseen auf die Rücksenkung des Alpenkörpers nach Faltenwurf und Flusserosion in den Haupttälern zurück. Dabei wäre das Gefälle der Talböden in der alpinen Randzone rückläufig geworden, was zur Ueberschwemmung der Täler geführt hätte.
Den Gletschern misst HEIM für die Talbildung nur unbedeutende Wirkung zu. Das Eis hätte aber immerhin die Seebecken vor vollständiger Aufschotterung bewahrt.

Auch Rudolf STAUB (1934) sieht in der Flusserosion den Hauptfaktor alpiner Talbildung mit den tektonischen Formen des alpinen Primärreliefs als Leitlinien:
Ausgangslage des Linth/Rheinsystems bildete das Delta des miozänen Ur-Rheins am damaligen Ausgang der Alpen in der Gegend von Sargans,

mit den Schüttungen des Toggenburg - Tössstock - Fächers. Auf diesem Delta hätten sich zwei Rhein-Hauptarme ausgebildet, ein östlicher in Richtung des heutigen Rheintales und ein westlicher in Richtung Flums und Ziegelbrücke.

Der östliche Ast (heutiges Rheintal) dieses Deltasystems konnte seine Erosionskräfte dank der Axialdepression der helvetischen Ketten und der Bruchsysteme vom Gonzen und Hohenkasten stärker entfalten, sodass das Gefälle im westlichen Tal allmählich rückläufig wurde. Jenseits der im Westen neu entstandenen Wasserscheide blieb das Gefälle auf den Aussenrand der Alpen in Richtung Zürich gerichtet. Die in diesem Tal gesammelten Wasser (Ur-Seez) erodierten allmählich talaufwärts in Richtung Mels. "So schnitt sich nun, vom Kettungswinkel zwischen Schwyzer- und Säntisbogen im Raume Ziegelbrücke, nach dem Aufstieg der helvetischen Ketten das heutige Walenseetal kräftig rückwärts ein als nunmehriges alpines Quertal auf alt vorgezeichneter Bahn;...". Die Entstehung des eigentlichen Walensees erklärt STAUB mit einer Stauung des allmählich an Gefälle verlierenden Tales durch den Schuttfächer der gewaltig erodierenden Linth.

HANTKE (1968) versucht, auf Grund der Eisrandlagen und des Kontinuitätsprinzips den prozentualen Anteil des in die Walenseetalung abgezweigten Rheingletscher-Armes zu berechnen: die Werte schwanken um 30 %. Sein Schüler KLAEY (1969) errechnete anhand von Geröllanalysen einen Anteil von 10 - 15 %.

Wie dem auch sei, der Glazialerosion scheint - im wahrsten Sinn des Wortes - keine tiefgreifende Rolle zugeschrieben zu werden.

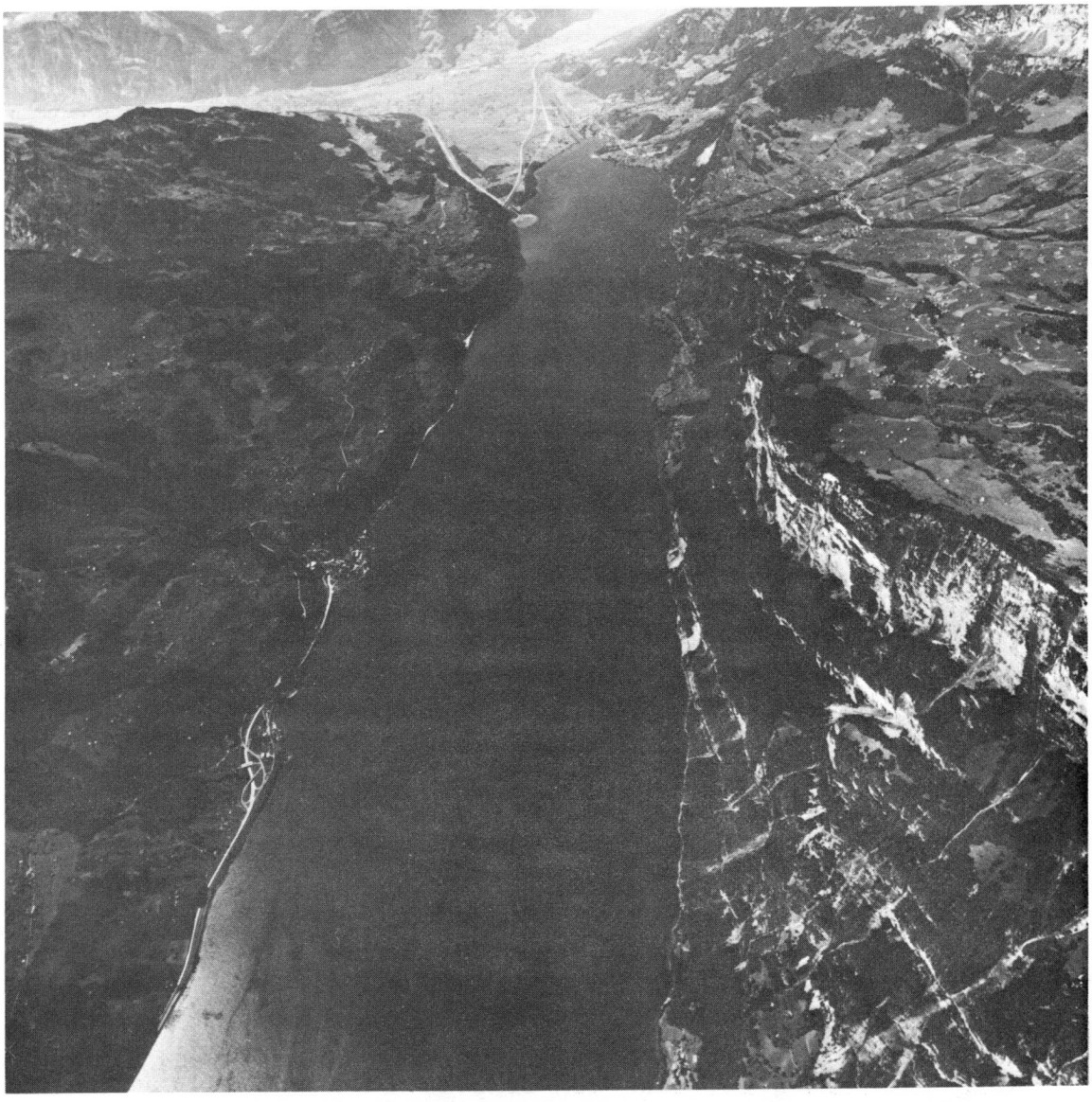


Fig. 4. Flugaufnahme der westlichen Walensee-Talung. (Mit freundlicher Genehmigung des SWISSAIR - Bilderdienstes.)

HANTKE stellt aber fest, dass der Walensee selbst als Zungenbecken des Weesener Rückzugsstadiums (= Feldkircher Stadium) der Würm-Eiszeit gedeutet werden kann. Die Moränen sind allerdings nur durch spärliche Reste dokumentiert, die Stirnmoräne zum

Beispiel, nur durch den Hügel mit der Ruine Hüttenböschen am Ausgang des Walensees, auf alten Dokumenten zur Zeit der Hochwasserstände vor der Linthkorrektur noch als Insel dargestellt (Ad. ROEMER, 1918).

In einer kinematischen Analyse der helvetischen Decken der Ostschweiz bespricht R. TRUEMPY (1969) einen möglichen Zusammenhang zwischen der Walensee-Talung und den tektonischen Bewegungen, welche eine Reihe linkssinniger, NS - verlaufender Horizontalverschiebungen (z.B. Murgseebruch) verursacht haben. Diese Dislokationen gehören einer späthelvetischen Phase der "mise en place" an, welche auch durch Kakirite (tektonische Brekzien) an der Basis der sekundären (späten) Ueberschiebungsfläche der Mürtschen-Decke dokumentiert ist. Bei diesen miozänen Bewegungen war - durch die Heraushebung des Aarmassivs bedingt - gravitatives Abgleiten sehr wahrscheinlich mitbeteiligt. Auf diesen Ueberlegungen aufbauend kommt TRUEMPY (1969, S. 134) über die auf Exkursionen als "morphologische Monstrosität" bezeichnete Walensee-Talung zu folgendem Schluss: "Die Kakirite von Obstalden gehören vielleicht zu einer Bewegungsbahn, an welcher die gesamten Churfirsten um einen geringen Betrag (etwa 2 km ?) nach Norden abgeglitten sind."

2.3. Ergebnisse seismischer Untersuchungen

Vor allem bei der Beurteilung, wie stark der Gletscher an der Talbildung beteiligt war, stellt sich primär die Frage nach der Tal-Uebertiefung, der Talform oder der Mächtigkeit der quartären Sedimentfüllung.

Der Felsuntergrund: Im Jahre 1969 kam auf dem Walensee erstmals eine ozeanographische Seismik-Apparatur zum Einsatz: das "Air Gun" der damaligen Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover (Funktionsbeschreibung in HINZ, RICHTER & SIEBER, 1970).
Einige Profile zeigten einen Reflektor in 4-500 m Tiefe unter dem Seespiegel (Fig. 5). Da man jedoch über die Beschaffenheit der quartären Sedimente nur ungenau Bescheid wusste, konnte die Schallgeschwindigkeit in diesem Material lediglich geschätzt und deshalb die tatsächliche Ueberhöhung der seismischen Profile nicht festgestellt werden. Wegen starker Deltaschüttungen (Linth, Flybach, Seez) in den randlichen Gebieten bei Weesen und Walenstadt stellten sich die Aufnahmen ausserdem noch als sehr diffus heraus und liessen über den Verlauf des als Felsoberfläche verdächtigen Reflektors über die Grenzen des Sees hinaus keine Aussage zu.
Um dieser Frage zumindest am westlichen Ende des Sees nachzugehen, wurden im Rahmen einer Diplomarbeit am Geophysikalischen Institut (ETH Zürich) in der östlichen Linthebene einige sprengseismische Profile geschossen (Joh. ZUERCHER, 1971). Die Auswertung

ergab für die Felsoberfläche eine Tiefe von 330 m in der Gegend des Glarner Autobahnanschlusses der N-3 und 440 m bei Chesslerwis, östlich von Niederurnen. Der Felsuntergrund wäre demnach in diesem Profil um 2° talauswärts geneigt.

1974 konnte schliesslich die inzwischen angeschaffte, ETH - eigene Apparatur für kontinuierliche seismische Profilaufnahmen eingesetzt werden. Zur Anwendung gelangte wiederum ein "Air Gun", zusätzlich aber ein Gerät, das den Empfang refraktierter seismischer Signale ermöglicht: die Sono - Boje. Diese Kombination erlaubt die Bestimmung der Schallgeschwindigkeit in den verschiedenen Schichten und damit die Korrektur der überhöhten "Air Gun"-Profile. Ueber weitere technische Einzelheiten orientiert die Arbeit von FINCKH & KELTS (1976). Auf den Profilen, die in der Seemitte auf der Höhe von Tiefenwinkel aufgenommen wurden, liess sich die Felsunterlage in ca. 460 m Tiefe (ab Seeoberfläche) lokalisieren.

Die vorher erwähnten Profile von 1969 erfuhren dadurch eine nachträgliche Bestätigung. Der Verlauf der Felsoberfläche kann somit aus Fig. 5 herausgelesen werden. Wie bereits erwähnt ist es aber wegen starker Deltaschüttungen unmöglich, den Verlauf in den randlichen Gebieten festzustellen. Zwischen der kleinen Insel bei Walenstadt und dem Bommerstein konnte aber der Felsuntergrund von einer Bohrung der Zementfabrik Unterterzen erreicht werden: -200 m (ZUERCHER, 1971). Der Fels steigt also gegen Walenstadt wieder auf, was auch durch die Inselberge im unteren Seeztal dokumentiert wird.

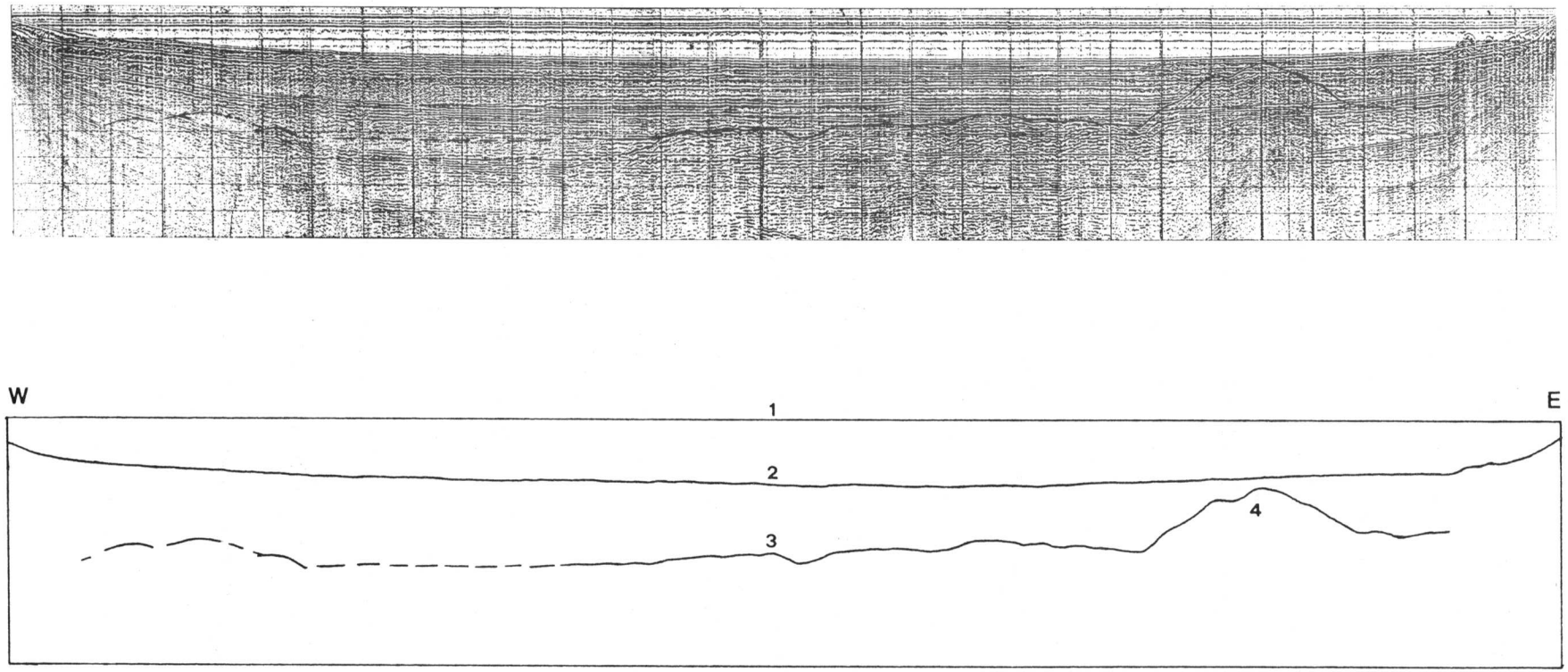


Fig. 5. Seismisches Längsprofil ("Air Gun") durch den Walensee. 1 = Seespiegel (419 m ü. M.), 2 = Seegrund, 3 = Felsoberfläche, 4 = Bergsturz von Unterterzen.

Südlich von Weesen haben die Untersuchungen von ZUERCHER (1971) einen von West nach Ost ansteigenden Felsuntergrund ergeben. Es muss also zwischen dem westlichen Ende des Sees und Mühlehorn eine Schwellenzone bestehen, die im seismischen Profil auch angedeutet ist. Bei dieser Schwellenzone handelt es sich wahrscheinlich um die Verbindung der Felsterrasse von Betlis mit dem Vorbau des Kerenzerberges im Untergrund. Die beachtliche Herabsetzung des mittleren Seebeckens von dieser Schwellenzone hängt vielleicht mit dem Sallerentobel-Bruch zusammen, der in ± saigerer Stellung in den See hinausstreicht.

Die quartäre Talfüllung: Mit Hilfe der bereits erwähnten Refraktionsseismik ist es also möglich, die Schallgeschwindigkeiten im Untergrund und die Mächtigkeit der Schichten zu bestimmen. In einem Querprofil auf der Höhe von Tiefenwinkel (östlich von Mühlehorn) haben wir solche Bestimmungen durchgeführt, deren Ergebnisse in Fig. 6 dargestellt sind. Die numerische Auswertung der Refraktionsprofile besorgte P. FINCKH.
Unter dem Seewasser (Schallgeschwindigkeit 1,45 m/ms) scheint aufgrund einer Besprechung mit Prof. HANTKE die folgende Schichtreihe einigermassen plausibel zu sein:

Schallgeschwindigkeit	Mächtigkeit	Material	Alter
1,5 m/ms	ca. 50 m	Seelehme	postglazial
1,72 "	ca. 30 m	Moräne ?	spätglazial
1,97 "	ca. 90 m	Moräne ? Seelehme ?	Hochwürm ? Frühwürm ?
4,15 "	ca. 100 m	Grundmoräne ??	Riss ??

Falls es sich bei der untersten Schicht tatsächlich um eine Grundmoräne handelt, deutet die hohe Schallgeschwindigkeit auf eine ausserordentlich starke Kompaktion hin.

Im Süden grenzt das Becken an Material mit 4,65 m/ms Schallgeschwindigkeit (Verrucano ?), im Norden an dichten (Quintner ?) Kalk (5,74 m/ms). Trotz der glazialen Ueberprägung weist das Tal eine deutliche V - Form auf.

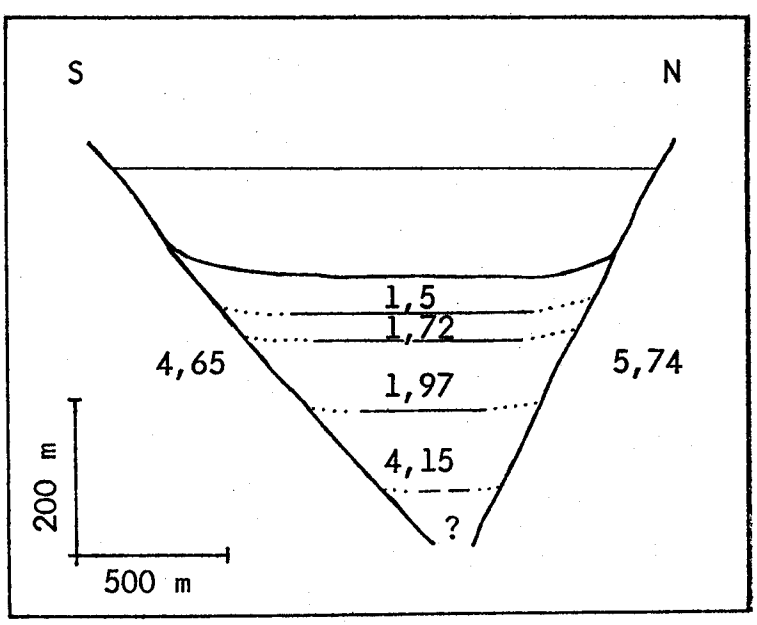


Fig. 6. Schallgeschwindigkeiten (m/ms) im Untergrund des Walensees auf der Höhe von Tiefenwinkel (Querprofil).

3. HOLOZAENE ABLAGERUNGEN

Nach dem letzten Rückzug der Gletscher aus dem Walenseetal blieb ein Fjord-artiger See zurück, der über das St. Galler Rheintal mit dem Bodensee in Verbindung stand und bis vor etwa 15'000 Jahren in die Gegend von Reichenau zurückgereicht haben dürfte (MUELLER, 1966). Durch die trennenden Schuttfächer der Weisstannen-Seez und der Glarner Linth entstanden dann Zürichsee und Walensee, während der "Rheintalsee" bis auf den heutigen Bodensee allmählich verlandete.

Die Ablagerungen des postglazialen Walensees sind laut unseren seismischen Profilen ca. 50 m mächtig (Fig. 6). Aus den Querprofilen, die mit der 3,5 kHz - Schallquelle aufgenommen wurden (Fig. 7) geht deutlich hervor, wie die grobdetritischen Einschwemmungen der Seitenbäche in die gutgeschichteten feinkörnigeren Sedimente der Beckenmitte übergehen.

3.1. Bohrungen

Durch Kernbohrungen von max. 7 m Tiefe haben wir in die obersten Lagen dieser Sedimente direkten Einblick erhalten. Im Jahre 1969 wurde eine erste Serie von Bohrungen durchgeführt. Mit einem Ramm-Kolbenlot (System ZUELLIG) konzentrierte man die Sondierungen auf die tiefste Seeregion zwischen Murg und Quinten, sowie auf das Delta der Murg. Einzelne Bohrungen erfolgten auch weiter seeabwärts

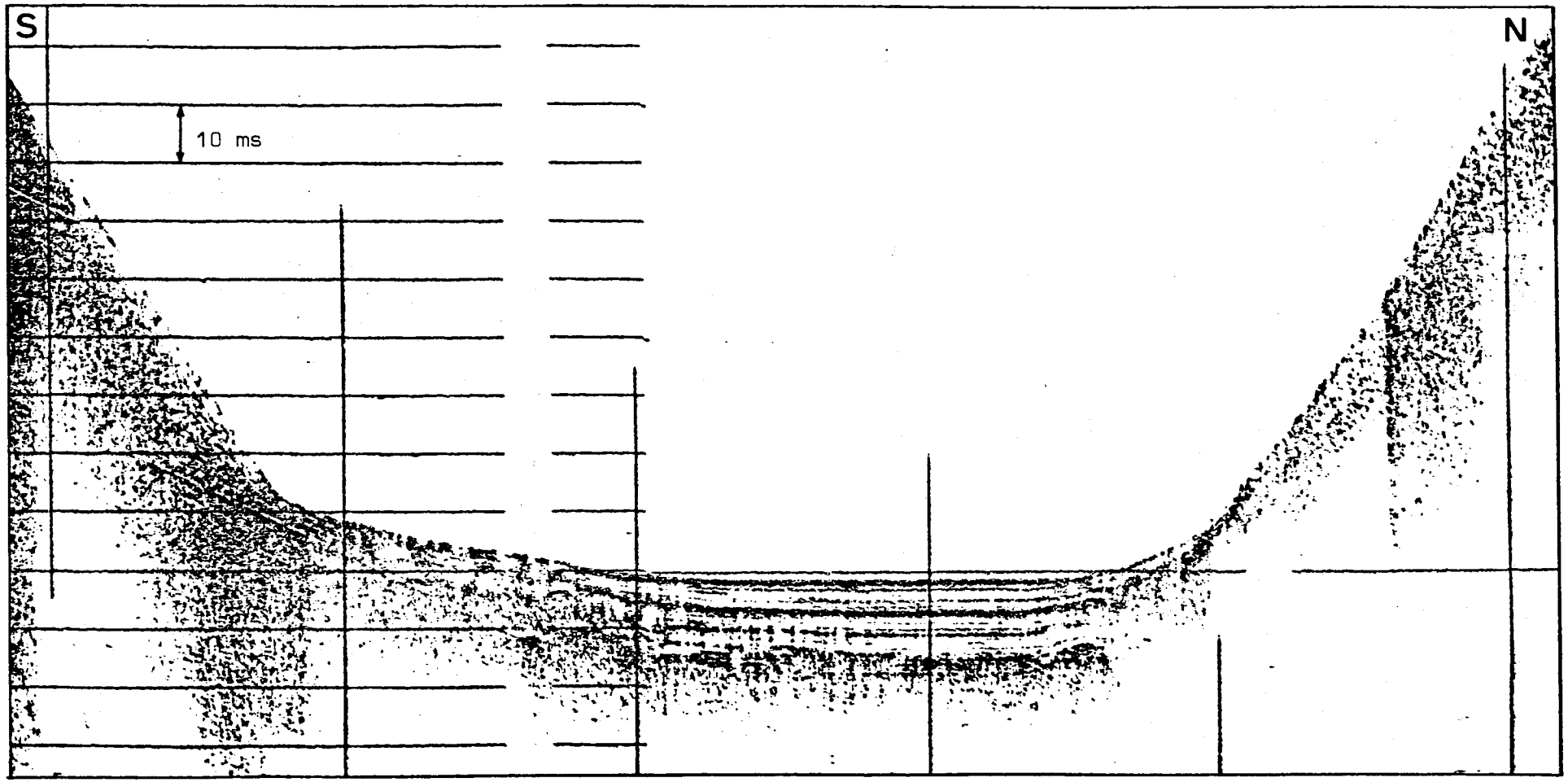


Fig. 7. Seismisches Querprofil durch den Walensee auf der Höhe von Murg (3,5 kHz - "Mudpenetrator"). Im zentralen Teil sind die Sedimente gut geschichtet; an den Beckenrändern, namentlich im Süden (Murg), überwiegen grobdetritische Einschwemmungen.

gegen das Linthdelta. Der geringe Durchmesser der Bohrrohre (3,5 cm) hatte oft eine randliche Verschleppung des Kernmaterials zur Folge. Deshalb wurde 1972 eine Ergänzungs-Bohrkampagne durchgeführt, diesmal mit einem Freifall-Kolbenlot (System KULLENBERG), das die Entnahme von Kernen mit 7 cm Durchmesser erlaubt. Diese Bohrungen waren im wesentlichen auf einem Längsprofil angeordnet.

3.2. Auswertung des Kernmaterials

Die Bohrkerne wurden der Länge nach in zwei Hälften geschnitten, fotografiert und beschrieben; spezielle Schichten beprobt und nach entsprechender Fragestellung analysiert. Als Belegsammlung werden die beiden Hälften unter Luftabschluss aufbewahrt. Damit besteht auch die Möglichkeit, später nach anderen Gesichtspunkten Untersuchungen an diesem Probenmaterial vorzunehmen.

Klassifikation

Farbe: Das wohl auffälligste Merkmal der Walensee-Sedimente ist ihre farbenfrohe Erscheinung. Ungeachtet der Korngrösse herrschen besonders in den Kernen aus dem zentralen Teil des Sees rote Farbtöne vor, die praktisch die gesamte 5 R - und 10 R - Skala der Rock-Color Chart (Geol. Soc. Amer., 1951) umfassen. Am häufigsten sind jedoch Töne um 5 R 4/6 ("Blutwurstrot") vertreten. Am intensivsten gefärbt erscheinen die tonigen bis siltigen Ablagerungen. Daneben treten geringmächtige (max. 1 cm) Tone bis Silte mit auffallend gelber Farbe (5 Y 7/6) in Erscheinung. Diese "Gelben

Schichten" haben sich teilweise als Leithorizonte bei den Korrelationen gut bewährt. Weniger auffallend sind die übrigen Schichten mit ihren grünlichen, braunen und grauen Tönungen.

Korngrössen: Das Korngrössenspektrum im gewonnenen Kernmaterial reicht von Kieskomponenten mit max. 55 mm Durchmesser bis hinunter zur Tonfraktion. Die Fraktionen wurden nach DIN 4188 eingeteilt:

Kies:	63	- 2,0	mm
Sand:	2,0	- 0,063	mm
Silt:	0,063	- 0,002	mm
Ton :		< 0,002	mm

Schichtung: Die auftretenden Schichtungsarten können in vier Hauptgefügetypen gegliedert werden (z.T. nach REINECK in: FOERSTNER et al., 1968):

1. Gradierte Schichten mit Mächtigkeiten von wenigen mm bis max. 75 cm.
2. Feinblättrige Wechselschichtung im mm-Bereich von sandigen Silt- und tonigen Siltlaminae.
3. Diffuse Schichten ohne gerichtetes Gefüge mit unsortierter Kornverteilung.
4. Gefaltete Schichten (selten).

Organisches Material (Holzreste, Blätter, Nadeln, Nüsse etc.) tritt meist lagenweise in Erscheinung, oft als Abschluss einer gradierten Schicht. Es kann aber auch unregelmässig im Sediment verteilt vorkommen.

Zusammensetzung

Die Zusammensetzung lässt sich kaum allgemein umschreiben, da je nach Einzugsgebiet der einzelnen Zuflüsse Wertverschiebungen auftreten.

Der Gesamtkarbonatgehalt der einzelnen Proben variiert zwischen 15 und 56 %, bei einem Mittelwert von 20,4 %.

Die Komponenten der Kiese, z.T. auch der Sande, lassen sich petrographisch bestimmen und widerspiegeln die Zusammensetzung der Einzugsgebiete. Sie werden im einzelnen bei der Besprechung der verschiedenen Schuttfächer behandelt.

Auskunft über die tonmineralogische Zusammensetzung der Sedimente geben quantitative Untersuchungen, die M. FREY im Auftrag des Eidg. Amtes f. Wasserwirtschaft durchgeführt hat (Interner Bericht No 6, 1965): In der Seemitte, wo die Einflussgebiete der verschiedenen Zuflüsse etwa gleich stark vertreten sind, setzt sich der Mineralgehalt der dekarbonatisierten Probe (Fraktion $< 2\ \mu$) wie folgt zusammen (Gewichts-%): Muskowit + Illit (75-80), Chlorit (10-15), Quarz (7), Feldspäte (4).

Die Rotfärbung der Sedimente geht aus Abtragungsmaterial des südlichen und südöstlichen Einzugsgebietes hervor, wo ein grosser Teil des Geländes aus Verrucano aufgebaut ist. Träger der roten Farbe ist der Hämatit und der Turgit ($2\ Fe_2O_3 \cdot H_2O$) (RYF, 1965). Unklar bleibt die Ursache der Gelbfärbung einzelner Schichten, denn der Tonmineralbestand ist nicht aussergewönlich: Muskowit,

Chlorit, Quarz und untergeordnet Kaolinit. Offenbar bestehen diese Schichten aber aus Abtragungsmaterial tertiärer Serien, wie eine Untersuchung der eingeschwemmten Mikrofauna durch Dr. S. WISE gezeigt hat: Die vorhandenen Spezies (Reticulofenestra umbilica, Ericsonia eopelagica etc.) deuten unteres Obereozän an (Globigerinenschichten?).

3.3. Besprechung der Bohrprofile (Tafeln I - IV)

Anhand der lithologischen Profile, welche eine Wiedergabe der systematischen Kernbeschreibungen erübrigen, werden im folgenden einige Probleme diskutiert, die sich im Verlauf der Beschreibung und namentlich bei den Korrelationsversuchen ergeben haben (Fig. 8).

Der "Linthschnitt"

Die untersten 80 cm von Kern 4 bestehen ausschliesslich aus rötlichen, z.T. auch bräunlichen Tonen und Silten. Diese Fazies steht in scharfem Kontrast zu den unmittelbar darüber folgenden grauen, gradierten Sanden und Silten, die den übrigen Kern aufbauen und mit z.T. grobem organischem Detritus (Tannzapfen !) durchsetzt sind. Offensichtlich fand an dieser Stelle (575 cm im Sediment) ein abrupter Wechsel in den Sedimentationsbedingungen statt. Diese Grenze entspricht dem Zeitpunkt der Einleitung des Glarner Linthwassers in den Walensee (1811). Die seither abgelagerten Sedimente konnten also mit der Sondierung 4 durchbohrt werden. Wegen der raschen Zunahme der Sedimentmächtigkeit in

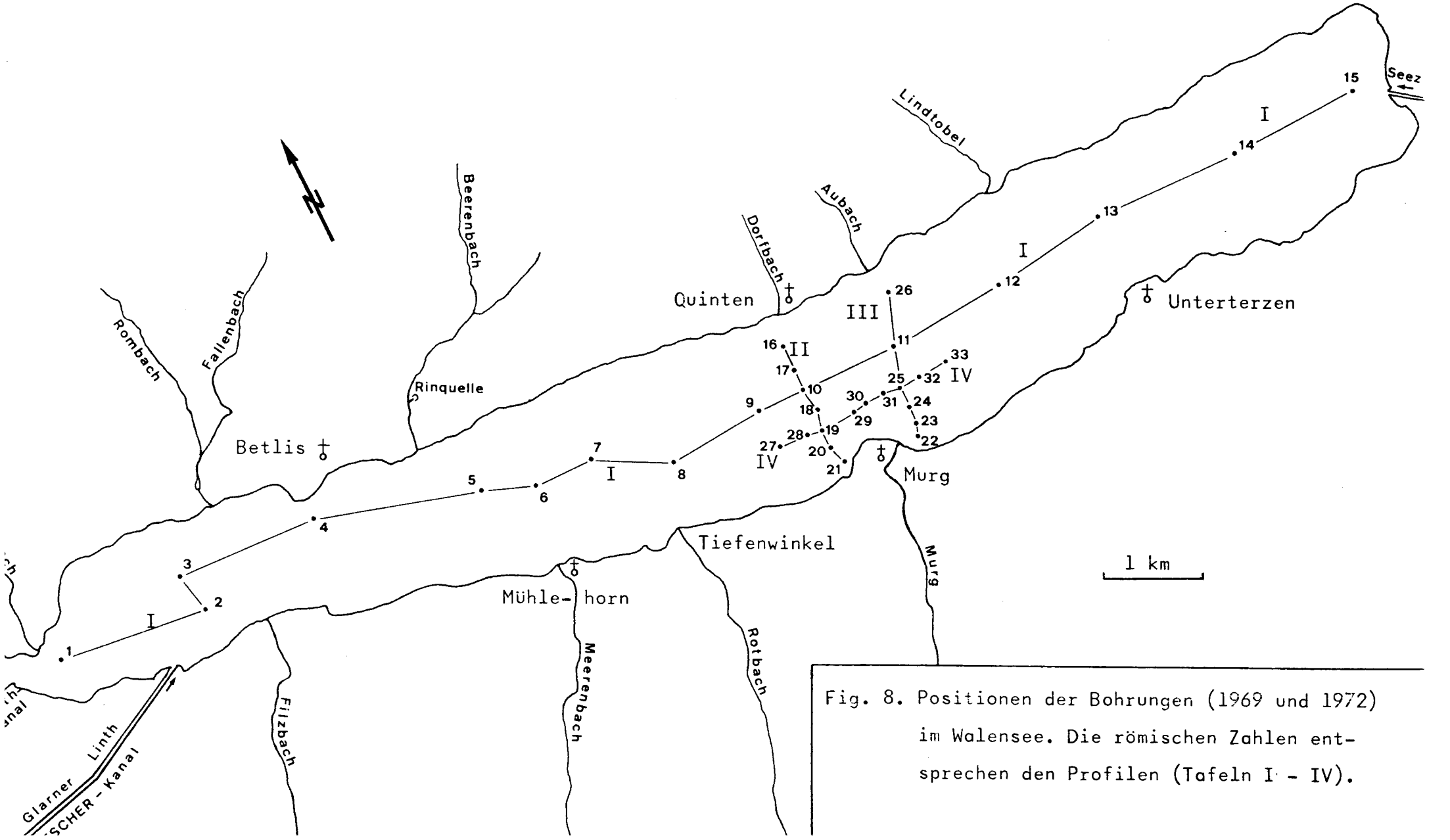


Fig. 8. Positionen der Bohrungen (1969 und 1972) im Walensee. Die römischen Zahlen entsprechen den Profilen (Tafeln I - IV).

Richtung der ESCHER-Kanalmündung, d.h. nach Westen, konnte der "Linthschnitt" in den Bohrungen 1, 2 und 3 nicht erreicht werden. Im Bereich der Bohrung 1 dominiert ohnehin der Einfluss des Flybaches.

Von Kern 4 aus in östlicher Richtung erscheint der Linthschnitt immer höher in der Sedimentkolonne, d.h. dass die Ablagerungen der Glarner Linth mit zunehmender Entfernung von der Mündung erwartungsgemäss an Mächtigkeit verlieren.

Eine gewisse Komplikation stellt sich diesbezüglich im Bereich der Kerne 7 und 8 ein, indem der Linthschnitt in diesen Bohrungen fast 1,5 m tiefer erscheint als im vorhergehenden, näher der Mündung gezogenen Kern 6. Auf diese Frage werde ich bei der Besprechung der gradierten Schichten näher eingehen.

Im Bereich der Linie Quinten - Murg wird das Erkennen des Linthschnittes schwierig, und östlich dieser Grenze ist er nicht mehr auszumachen. Wo er aber in Erscheinung tritt, stellt der Linthschnitt eine wichtige Zeitmarke für die Datierung der Ablagerungen und die Bestimmung von Sedimentationsraten dar.

Gradite und Schuttfächer

Dem Vorschlag von MANGIN (1975) folgend, verwende ich den beschreibenden Ausdruck "Gradoklastit" oder kurz "Gradit" für alle gradierten Schichten, um die Anwendung genetischer Termini - wie z.B. Turbidit - zu vermeiden, so lange der Ablagerungsprozess nicht eindeutig feststeht (Vgl. Kapitel 4).

Ueber und unter dem Linthschnitt machen gradierte Lagen einen grossen Teil der Sedimentkolonne aus. Das Spektrum der am Aufbau dieser Gradite beteiligten Korngrössen reicht vom Grobkies bis hinunter zum Silt. Wo die Gradierung in die Tonfraktion hineinreicht, ist sie meistens nicht mehr von gewöhnlichen "pelagischen" Ablagerungen abzugrenzen (Fig. 13).

Komponenten von 4,5 bis 5 cm Durchmesser sind keine Seltenheit, z.B. in Kern 16 an der Basis und in Kern 31 bei 150 cm. Da diese groben Kiese oft an der Basis der Kerne auftreten, ist anzunehmen, dass sie das Bohrrohr am weiteren Eindringen gehindert haben. Unter diesen Umständen könnten sich diese gradierten Lagen weiter in der Tiefe noch aus gröberem Material zusammensetzen.

Es können mehrere Gradierungszyklen aufeinander folgen, wobei ein Zyklus meist nicht ganz, d.h. bis und mit Tonfraktion, ausgebildet zu sein braucht. Diese Fazies kommt namentlich in Deltanähe vor. Die Mächtigkeit der einzelnen Gradite kann zwischen wenigen mm und einigen dm liegen: In Kern 32 erreichen zwei aufeinanderfolgende Gradierungszyklen zusammen die respektable Mächtigkeit von 1,55 m. Kern 2 besteht - vor allem im unteren Teil - praktisch nur aus gradierten Sandlagen (insgesamt 18), deren eine, bei 345 cm, rund 55 cm Mächtigkeit erreicht. Dieser Gradit lässt sich mit denjenigen in den Kernen 3 (bei 270 cm) und 4 (bei 80 cm) korrelieren.

Wo gradierte Schichten in verschiedenen Kernen miteinander korrelierbar sind, weist die Zunahme der Korngrösse generell immer in

Richtung auf die Mündung eines grösseren Zuflusses. Wie unsere Strömungsmessungen später bestätigen konnten, sind diese Gradite auf eingeschwemmtes Material der zahlreichen Bäche und Flüsse zurückzuführen. Je nach Aufbau, Topographie und Mikroklima der einzelnen Einzugsgebiete haben diese Zuflüsse vor ihrer Mündung in den Walensee ihre eigenen Schutt- und Ablagerungsfächer mit charakteristischer Sedimentationsgeschichte aufgebaut. So kann es geschehen, dass bei einem relativ weit gesteckten Netz von Bohrungen jeder Kern aus einem anderen Fächer stammt, was die Korrelation zwischen den Bohrprofilen beträchtlich erschwert. Die, bezüglich Ausdehnung und Materialzufuhr wichtigsten Fächer, können in der Reihenfolge abnehmender Ausdehnung den folgenden Zuflüssen zugeordnet werden (Vgl. Fig. 8):

1. Glarner Linth
2. Seez
3. Murg
4. Flybach
5. Rotbach
6. Meerenbach
7. Serenbach
8. Quintnerbach

Besonders die groben Geschiebe und Kiese widerspiegeln in ihrer Zusammensetzung den Aufbau der Einzugsgebiete, so zum Beispiel die Vorherrschaft von Verrucanokomponenten in den Kiesen des Murgfächers, die dunkeln Kalke der Quintner-Schüttungen und das Gemisch von Kalken, Verrucano und zerriebenen Zementsteinschiefern im Delta des Meerenbaches.

Dass die verschiedenen Schuttfächer seitlich ineinander übergehen, lässt sich am Beispiel der Verfingerung von Linth- und Rotbach-

fächer darstellen: Wie bereits erwähnt, nimmt im Bereich der Kerne 7 und 8 die Sedimentmächtigkeit über dem Linthschnitt stark zu, d.h. die Sedimentationsrate ist trotz grösserer Entfernung von der Linthmündung erhöht. Dies ist auf die starke Materialzufuhr durch den Rotbach zurückzuführen, der auch schon vor der Linthkorrektur grobkörniges Material bis in die Seemitte geschwemmt hat. Diese hohe Sedimentationsrate im Einflussgebiet des Rotbaches bewirkt ein vorübergehendes "Hinunterdrücken" des Linthschnittes im West-Ostprofil.

Die Zufuhr grobkörnigen Materials durch den Rotbach wird durch die Ablagerungen in Kern 8 deutlich bekundet: Die Sedimentkolonne besteht aus vielen, bis 25 cm mächtigen, roten gradierten Sanden. Bei 465 cm liegt sogar eine 17 cm mächtige Kiesschicht als Basis eines 15 cm mächtigen Sand-Graditen (Fig. 9).

Aehnliche, aber weniger ausgeprägte Verhältnisse liegen im Einflussgebiet des Meerenbaches vor, der bei Mühlehorn in den See mündet: In den rötlichen "Vor-Linth"-Sedimenten befindet sich im Kern 5 bei 415 cm eine 15 cm mächtige Mittelkies-Schicht mit Komponenten von bis zu 10 mm Durchmesser. Im Kern 6 erscheint diese Kiesschicht wieder bei 260 cm. Erwartungsgemäss hat die Korngrösse zugenommen (max. bis 20 mm), da dieser Kern näher bei der Mündung gezogen wurde.

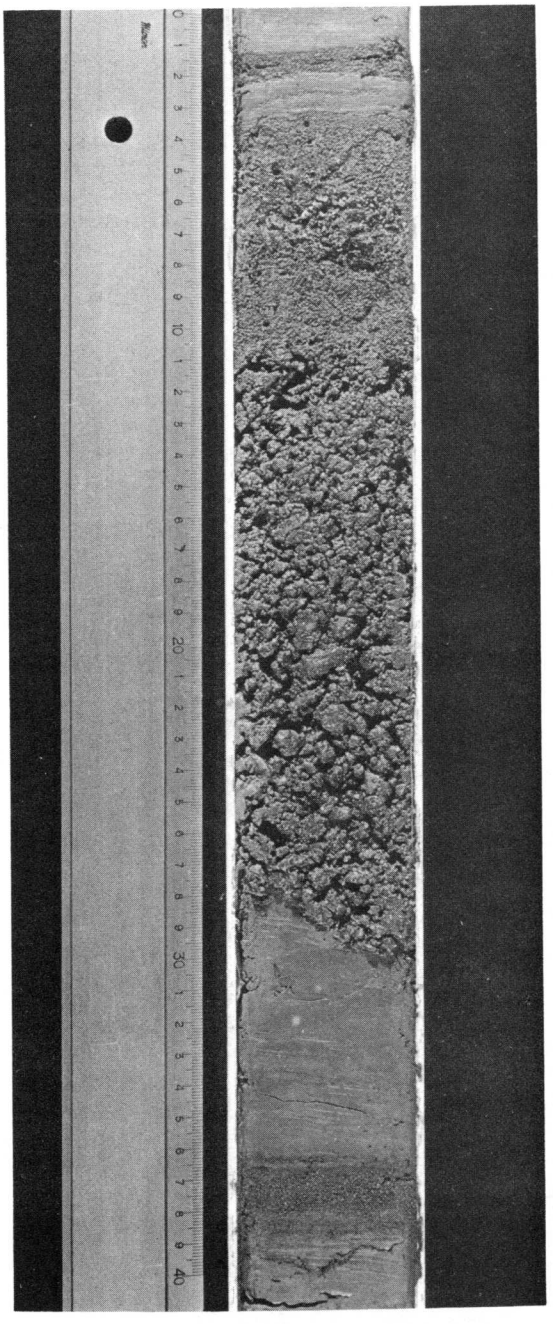


Fig. 9. Gradierte Kieslage, gegen oben in Sand übergehend. Die maximale Korngrösse beträgt 20 mm. An der Basis der Gradierung sind Erosionserscheinungen zu erkennen (Kern 8).

Eventuell dem Lindtobel - Schuttfächer könnten die Kiese zugeordnet werden, welche in Kern 13 auf der Höhe von Unterterzen gefunden wurden. Zwischen 410 und 460 cm sind einzelne Kieskomponenten (dunkle Kalke) von bis zu 6 cm Durchmesser völlig regellos und unmittelbar in einer graubraunen, lehmigen Matrix eingebettet (Fig. 10). Ein gradueller Uebergang zu den feineren Korngrössen besteht nicht. Diese Einlagerung ist rätselhaft, weil der Kern im übrigen wohl einige wenig mächtige, höchstens feinsandige Gradite enthält, ansonst aber aus tonig-siltigen Sedimenten besteht. Gegen die Annahme, dass es sich um den Ausläufer eines Felssturzes handeln könnte - z.B. im Gebiet der Ruchegg am Nordufer - spricht die gerundete Form der Gesteinsstücke.

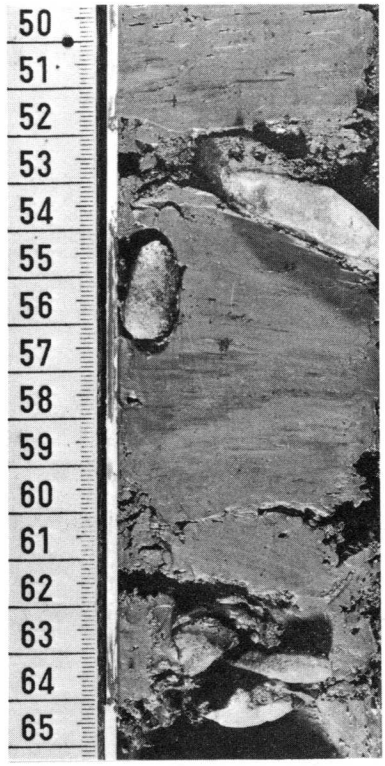


Fig. 10. Grobkieskomponenten in siltig-toniger Matrix (Kern 13).

Der Murg-Fächer: Das perfekt ausgebildete Delta der Murg (Fig. 11) zeugt von der intensiven Erosions- und Transportaktivität dieses noch heute - trotz Verbauungen - gefürchteten Wildbaches.

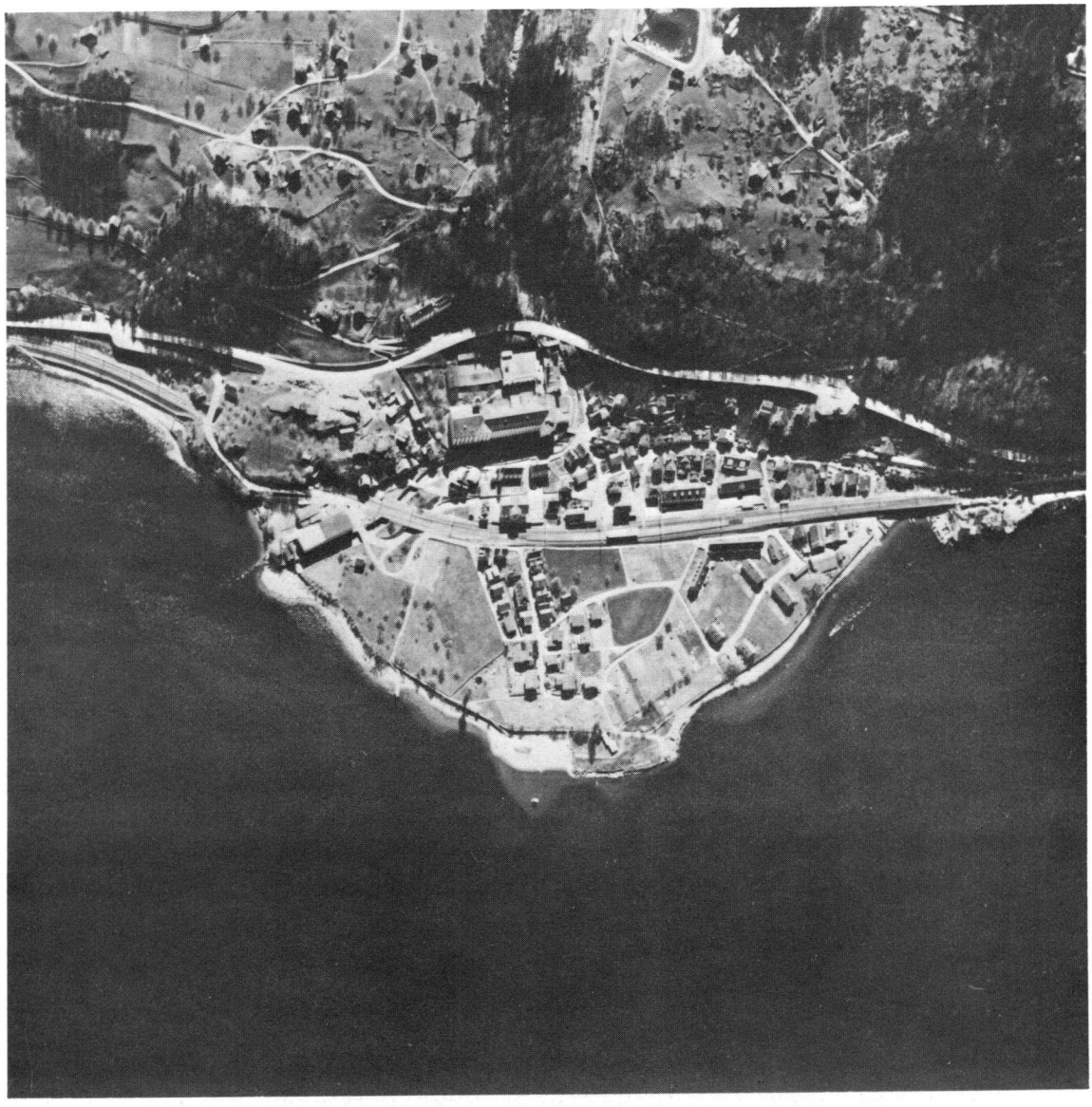


Fig. 11. Flugaufnahme des Murgdeltas am südlichen Ufer des Walensees. (Mit freundlicher Genehmigung des SWISSAIR - Bilderdienstes.)

Der heutige Unterlauf der Murg fliesst nach Nordosten und mündet auf der Ostseite des Deltas. Diese Ablenkung des Baches von seiner ursprünglich nördlichen Fliessrichtung ist künstlich und reicht bis in das 17. Jahrhundert zurück. Die damit verbundene Veränderung der Sedimentation im See lässt sich anhand unserer Bohrungen zurückverfolgen: In den Kernen 29 und 30 (Profil IV), also genau in der Schüttungsrichtung der "Ur-Murg", treten mächtige Kieslagen auf, die trotz den grobkörnigen Komponenten (bis 30 mm), bis zu 3 m Mächtigkeit angebohrt werden konnten. Als Ausläufer dieser Kiesbänke dürfen die groben Sande an der Basis der Kerne 18 und 10 gelten. Ueber diesen grobklastischen Ablagerungen sowie östlich und westlich der ursprünglichen Hauptschüttungsachse liegen im allgemeinen feinkörnige Sedimente. Wahrscheinlich entspricht dieser Fazieswechsel zeitlich der Umleitung der Murg und könnte als "Murgschnitt" bezeichnet werden.

Im Bereich der heutigen Schüttungsrichtung (Kerne 23, 24, 25 und 32) herrschen wieder grobkörnige Ablagerungen mit vielen organischen Resten vor. Das Fehlen von feinkörnigem Material über den Kiesen von Kern 23 ist auf die sporadisch auftretenden Bodenströmungen zurückzuführen, die hier auch gemessen werden konnten (Kap. 4).

Feinblättrige Wechselschichtung

Wechsellagerungen von tonigen und siltigen Laminae im mm - Bereich kommen in den Bohrungen praktisch in jeder Tiefe vor. Auffallend häufig erscheinen sie jedoch über dem Linthschnitt in der west-

lichen Seehälfte (Fig. 12), was offenbar mit der Einleitung der Linth in Zusammenhang steht.

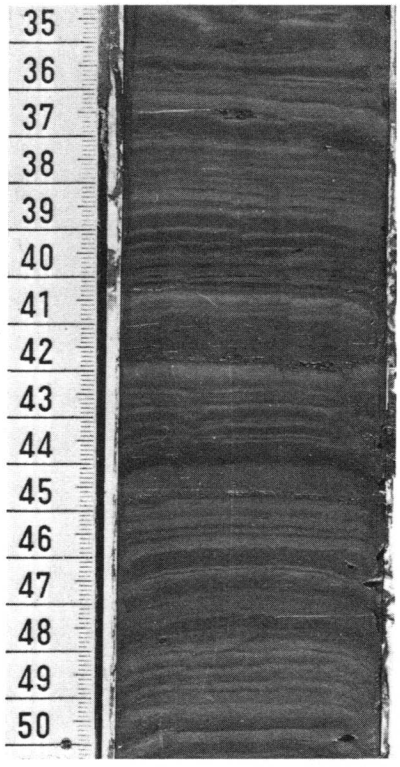


Fig. 12. Feinblättrige Wechselschichtung (Kern 11).

Es stellt sich nun die Frage, ob diese Wechsellagerungen Jahresschichtungen - also echte Warven - darstellen. Auszählungen an geeigneten Kernen ergaben über dem Linthschnitt, also seit 160 Jahren, eine Anzahl von 300 bis 360 Schichtpaaren, bei einem Durchschnitt von 340. Es scheint also, dass pro Jahr ungefähr zwei Schichtpaare abgelagert werden. Dies ist mit den Ergebnissen der Schwebstoffbestimmungen gut vereinbar: Die Messungen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft, sowie unsere eigenen Bestimmungen bestätigen, dass pro Jahr durchschnittlich zwei Hauptschübe von Trübmaterial zu erwarten sind. Auf dieses Problem werde ich in Kapitel 4 (Ablagerungsprozesse) noch näher eingehen.

Diffuse Schichtung

Namentlich in den engeren Deltabereichen kommt es vor, dass keine oder nur undeutliche Anzeichen einer Schichtung zu erkennen sind, wie zum Beispiel in den Kernen 1, 2, 14 und 15.

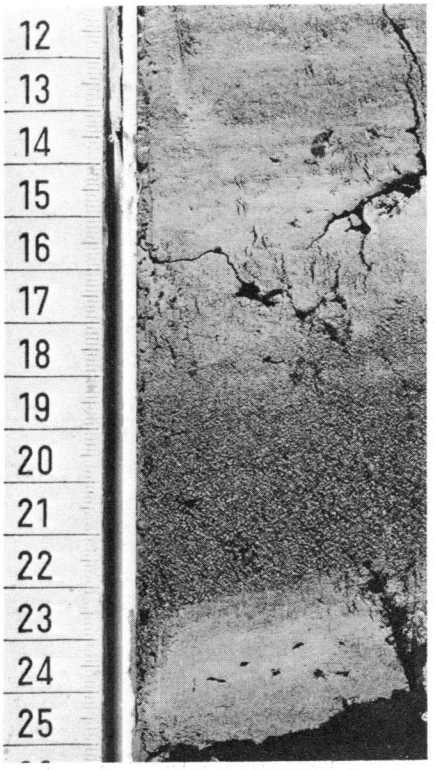


Fig. 13. Diffuse Schichtung über und unter einer gradierten Sandlage (Kern 15).

Als Kern 15 aus dem Delta der Seez gezogen wurde, beobachteten wir, wie eine Menge grosser Gasblasen im Wasser aufstieg und die Oberfläche zum "Brodeln" brachte. Diese Gasblasen, welche auch auf dem Echogramm als dunkle Zone zu erkennen sind, waren offensichtlich im Sediment eingeschlossen gewesen. Das wahrscheinlich durch Zersetzung von organischem Material entstandene Gas könnte bei seiner Migration durch die Sedimentkolonne die diffuse

Schichtung verursacht haben (Vgl. REINECK, in: FOERSTNER et al., 1968). Anderseits kann die Störung von Schichtstrukturen auch auf die Wühlarbeit von Bodenorganismen zurückzuführen sein (Bioturbation). Laut den Untersuchungen von FLORIN (1972) ist die Besiedlung von benthonischer Fauna im Walensee verhältnismässig dicht. Namentlich Tubificiden, welche als Indikatororganismen für organische Belastung von Bedeutung sind und vorzugsweise in den Wirkungsbereichen der Zuflüsse leben (bis 5000 Tiere pro 1000 cm^3), können beachtliche Mengen Sediment "durcharbeiten".

Schichtverbiegungen

In den Kernen 18, 19, 26, 27 und 28 treten an verschiedenen Stellen Lagerungsstörungen in Form von Verbiegungen und Kleinfältelungen auf. Es ist durchaus denkbar, dass diese Texturen beim unsanften Bohrvorgang oder beim nachträglichen Transport ins Labor entstanden sind. Anderseits handelt es sich bei den erwähnten Kernen um Bohrungen, die, mit Ausnahme von No 18, am Beckenrand, z.T. auf geneigtem Untergrund abgeteuft wurden. Somit wären auch "Slump" - artige Vorgänge in Erwägung zu ziehen, zumal auch starke Aehnlichkeiten mit den Ablagerungen der Horgener Rutschungsmasse zu beobachten sind (KELTS, 1976). Dafür spricht auch die scharfe Abgrenzung gegen die liegenden und hangenden Sedimente, die völlig ungestört gelagert sind (Tafel IV).

3.4. Datierungen

3.4.1. Pollen - Analysen

Die von Brigitta AMMANN in Bern durchgeführten pollenanalytischen Untersuchungen deuten bereits die hohen Sedimentationsraten an, welche im Walensee zu erwarten sind. Die tiefsten Lagen, welche mit unserem Kolbenlot angebohrt werden konnten (7 m), können höchstens in die Römerzeit zurückreichen, denn der Castanea - Pollen ist in diesen Sedimenten bereits vertreten. Das untersuchte Probenmaterial stammt aus den Kernen 4 und 9. Leider ist aber in diesem vergleichsweise kurzen Zeitabschnitt die pollenanalytische Datierungsmethode eher in den Hintergrund gedrängt worden. Es wird in einer Detailuntersuchung interessant sein, ob sich aufgrund eines Pollenminimums wärmeliebender Gewächse (z.B. Linde) die "kleine Eiszeit" an der Wende vom 16. zum 17. Jahrhundert feststellen lässt.

3.4.2. Holzfunde und C^{14}- Datierungen

Im Bereich des Murg-Deltas wurden in drei Kernen grössere Holzstücke gefunden und für absolute Altersbestimmungen (C^{14}) verarbeitet. Diese Analysen wurden freundlicherweise am Physikalischen Institut der Universität Bern (Prof. OESCHGER) durchgeführt. Die Ergebnisse lauten:

Kern No	Tiefe im Sediment	Alter (absolut)
10	423 cm	2010 ± 110 Jahre
32	497 cm	1380 ± 370 Jahre
22	45 cm	2000 ± 110 Jahre

Diese Werte entsprechen wohl dem Alter des Holzes, aber nicht unbedingt dem Zeitpunkt seiner Einsedimentierung. Da es jedoch sehr unwahrscheinlich ist, dass die betreffenden Hölzer vor ihrer Einschwemmung längere Zeit ausserhalb des Sees gelegen haben, ohne der Oxydation anheim zu fallen, können diese Alterswerte zur Datierung der Sedimente und zur Bestimmung der Sedimentationsraten beigezogen werden.

3.4.3. Historische Zeitmarken

Eine Möglichkeit, die subrezenten Ablagerungen zeitlich einzustufen, beruht darin, geschichtlich dokumentierte hydrographische Veränderungen und Hochwasserstände mit Veränderungen im Sedimentationsbild zu vergleichen.

Das Ergebnis der "Interviews" mit lokalen Sachverständigen und der Suche nach Dokumenten in Archiven und Bibliotheken ist ein Katalog von historisch belegten Gewässerkorrektionen (Umleitungen, Kanalisierungen, Verbauungen) und Hochwasserständen im Einzugsgebiet des Walensees. Der Versuch, einige dieser hydrologischen Ereignisse, von zum Teil katastrophalem Ausmass, mit Veränderungen des Sedimentationscharakters oder einzelnen Ein-

schwemmungen zeitlich zu korrelieren, erwies sich in einzelnen Fällen als erfolgreich:

Umleitungen

Die Linthkorrektur: Die Einleitung der Linth in den Walensee als erste Phase des Linthwerkes am 8. Mai 1811, mit der Vergrösserung des Einzugsgebietes um 152 % und der damit verbundenen Erhöhung der Feststoff-Fracht, musste auf die Ablagerungen im See einen nachhaltigen Einfluss haben. Ich habe den Linthschnitt bei der Besprechung der Bohrkerne schon verschiedentlich erwähnt. Er stellt zweifellos die sicherste und weiträumigste Zeitmarke dar, die uns vorläufig zur Verfügung steht.

Die Murgkorrektur: Auch die Umleitung der Murg wurde im Zusammenhang mit dem Sedimentationswechsel im Bereich der alten und neuen Murgmündung bereits besprochen.

Nach den Aussagen von Herrn Albert GMUER, Chronist in Murg, geht die "Murgkorrektion" auf den Beginn des 17. Jahrhunderts zurück und hängt mit dem Bau der Sägerei Bosshardt zusammen, welche 1615 erstmals urkundlich erwähnt wird.

Verbauungen und Hochwasser

Zum Teil sehr deutliche Spuren in Form von grobklastischen Einschwemmungen hinterlassen die Hochwasserperioden in den Seesedimenten. Anhand der geschichtlich dokumentierten Hochwässer von zum Teil katastrophalem Ausmass, habe ich versucht, einzelne besonders mächtige Einschwemmungen zeitlich einzustufen.

Glarner Linth: In den folgenden Jahren führte die Linth überdurchschnittliche Hochwässer: 1817, 1840, 1843, 1846, 1851, 1877, 1910, 1944, 1953, 1972. Im Kern 4 konnten aber über dem Linthschnitt ca. 40 gradierte Sandlagen ausgezählt werden. Es ist natürlich unmöglich, diesen Jahreszahlen einen bestimmten Graditen zuordnen zu können oder umgekehrt. Eine Ausnahme bildet die gradierte Sandschicht zwischen 90 und 50 cm (Sedimenttiefe), die allein schon durch ihre ausserordentliche Mächtigkeit (40 cm) auffällt. Ihre Entstehung geht wahrscheinlich auf das Hochwasser vom 25. August 1944 zurück. Damals ereignete sich der Ausbruch des Durnagelbaches (Kt. Glarus) und die Linth verfrachtete das ausgeschwemmte Material in den See. Die Tiefe des entsprechenden Graditen im Sediment stimmt auch ungefähr mit der durchschnittlichen Sedimentationsrate (2,8 cm/Jahr) an dieser Stelle (Kern 4) seit 1811 überein: danach müssten seit 1944 ca. 70 cm abgelagert worden sein, was mit der tatsächlich sedimentierten Menge (50 cm) einigermassen zu vereinbaren ist, umsomehr als beim unsanften Bohrvorgang immer ein wenig Kernmaterial verloren geht.

Verheerende Ausbrüche von Wildbächen im Glarnerland sind zum Glück viel seltener geworden, was auf die starken Verbauungen - z.B. der Rüfi- und Rustelliruns bei Mollis 1893 und 1909 - zurückzuführen ist. Auf die Sedimentation im Walensee haben diese Verbauungen allgemein einen "beruhigenden" Einfluss, ebenso wie die grösseren und kleineren künstlichen Stauseen, die als Klärbecken der entsprechenden Zuflüsse wirken.

Flybach: Umfangreiche Verbauungsarbeiten erfolgten auch zur Zähmung des Flybaches, der wiederholt mit Ausbrüchen die Bevölkerung von Weesen bedroht hatte. 1905 wurde die erste Verbauung vollendet, aber von Alb. HEIM (1906) - wie sich herausstellte - mit Recht kritisiert. Denn bereits im Juli 1906 wurde ein grosser Teil der Verbauungen wieder zerstört. Bis vor wenigen Jahren waren immer wieder Ausbrüche zu verzeichnen (1939, 1942, 1961), wobei die neu aufgebauten Sperren meist in Mitleidenschaft gezogen wurden. Zur Zeit sind wiederum grössere Arbeiten im Gang, um diese misslichen Verhältnisse zu sanieren.

Die erwähnten Ausbrüche haben im Kern 1 keine deutlichen Spuren hinterlassen, aber sie sind wahrscheinlich für die äusserst chaotische Sedimentation verantwortlich.

Es ist bei der Besprechung der Sedimente darauf hingewiesen worden, dass die auffallenden gelben Tonschichten aufgrund der Mikrofauna aus tertiärem Erosionsmaterial hervorgehen müssen. Da der Flybach die rutschungsgefährdete subalpine Randflyschzone (HERB, 1967) mit ihren hellgelben Globigerinenmergeln (oberstes Lutetian bis unteres Obereozän) entwässert, stammen die "gelben Schichten" im Walensee wahrscheinlich grossenteils aus diesem Abschnitt des Einzugsgebietes. In Deltanähe ist dieses vorwiegend tonige Material im grobklastischen Detritus stark "verdünnt" und kaum erkennbar (Kern 1). In den distaleren Regionen des Seebeckens tritt es aber als "pelagische" Ablagerung deutlich hervor. Allerdings kann diesen Schichten leider keine bestimmte Jahrzahl zugeschrieben werden.

Rotbach: 1913 wurde der Rotbach, der verschiedentlich im Tiefenwinkel bei Mühlehorn Hochwasserkatastrophen verursacht hat, zum ersten Mal verbaut. Aber weitere Ausbrüche, wie in jüngster Zeit (1973), erforderten weitere Verbauungsarbeiten, die ebenfalls zur Zeit im Gange sind.
Möglicherweise lässt sich die gradierte Sandlage in Kern 7 (bei 125 cm) mit dem starken Hochwasser von 1896 in Verbindung bringen, das im Tiefenwinkel Ueberschwemmungen verursacht hat.

Seez: 1939 wurde Walenstadt durch ein Hochwasser heimgesucht, das die überbordende Seez verursacht hat. Vergleichbare Katastrophen ereigneten sich in den Jahren 1922, 1953 und 1965. Seit den Verbauungen in den 50-er Jahren hat sich die Lage beruhigt. Trotzdem fällt der Sandanteil in den Kernen 14 und 15 relativ hoch aus. Aber es ist unmöglich, einzelne Sandlagen zu datieren, denn die Schichtung ist grossenteils diffus oder chaotisch.

Felsstürze

In geschichtlicher Zeit haben sich an den Ufern des Walensees zwei grössere Felsstürze ereignet und zwar beidseitig des Sees auf der Höhe von Mühlehorn.
Am 8. November 1924 verschütteten ca. 100'000 m^3 Oehrlikalk das Bahngeleise westlich von Mühlehorn und versanken im See. Ausgelöst wurde dieser Felssturz durch allzu intensive Unterhöhlung in einer Zementsteingrube (SCHARDT, 1924).

Am 22. Mai 1947 stürzten ca. 350'000 m^3 Gestein aus einem Steinbruch am nördlichen Ufer in den See. Diese Felslawine löste eine Flutwelle von ca. 5 m Höhe aus, die am gegenüberliegenden Ufer bei Mühlehorn hochschwappte und ein Todesopfer forderte.

In den nächst gelegenen Bohrkernen (5 und 6) konnten leider keine sicheren Spuren dieser Ereignisse als Zeitmarken ermittelt werden. Entweder waren die Bohrungen nicht in der Sturzbahn plaziert oder die entsprechenden Ablagerungen sind an dieser Stelle bereits zu feinkörnig, um sich in auffallender Weise von den übrigen Sedimenten abzuheben. Es wird in einer zukünftigen Arbeit interessant sein, die Ablagerungen dieser Felsstürze im See mit gezielten Bohrungen zu verfolgen.

3.5. Sedimentationsraten

Wegen der intensiven Sedimentzufuhr im Walensee und der entsprechend rasch anwachsenden Sedimentmächtigkeit, sind die mit unseren Bohrungen erreichten Ablagerungen noch so jung, dass die pollenanalytischen Datierungsmethoden praktisch zur Untauglichkeit verurteilt sind.

Wenn die C^{14}- Altersbestimmungen der Holzreste tatsächlich dem Zeitpunkt ihrer Einsedimentierung entsprechen, ergeben sich folgende Sedimentationsraten:

Kern 10: 2 mm/Jahr
" 32: 5 "
" 22: 0,3 "

Die offenbar stark reduzierte Sedimentation im Bereich von Kern 22 kann darauf zurückzuführen sein, dass am steilen Deltahang öfters Sedimente abrutschen ("slumping off"). Möglicherweise werden die Ablagerungen zeitweise auch durch Bodenströmungen der Murg weggespült (vgl. Kap. 4).

Die historisch belegten hydrographischen Ereignisse stellen eine weitere Datierungsmöglichkeit dar, sofern sie einen nachhaltigen Einfluss auf die Sedimentation hatten. Als zentrales chronologisches Element steht uns im Walensee der Linthschnitt zur Verfügung, der im westlichen Teil des Sees in den meisten Bohrungen zu erkennen ist und eine Berechnung der Sedimentationsraten seit 1811

erlaubt. Diese reichen von 3,6 cm/Jahr in Kern 4 bis 0,25 cm/Jahr in Kern 21 am Beckenrand. Nun wird aber diese durchschnittliche Sedimentationsrate durch das Auftreten der mehr oder weniger mächtigen gradierten Schichten verfälscht, da diese Einschwemmungen innerhalb weniger Stunden zur Ablagerung gelangen können. Für die nun folgende Berechnung der "normalen" Sedimentationsrate nach dem Linthschnitt, wurde deshalb die Summe der Mächtigkeiten der gradierten Sande von der jeweiligen Sedimentkolonne subtrahiert:

Kern 4: 2,8 cm/Jahr	Linthdelta
" 9: 0,75 "	Zentrales Seebecken
" 10: 0,72 "	

Westlich von Kern 4 erreichten die Bohrungen den Linthschnitt nicht mehr, weil die Deltaschüttung der Linth zu mächtig wird. Da aber die gradierten Sandlagen bei 90 cm in Kern 4, die sehr wahrscheinlich dem Jahr 1944 zuzuordnen sind, sich in die Bohrungen 3 und 2 zurückkorrelieren lassen, können auch in diesen Kernen die Sedimentationsraten anhand dieser Zeitmarke berechnet werden: 9,6 cm/Jahr in Kern 3 und 11,5 cm/Jahr in Kern 2.

Setzt man den Murgschnitt um 1600 an, so betrug die durchschnittliche Sedimentationsrate in den letzten 370 Jahren folgende Werte:

Kern 29: 0,1 cm/Jahr " 30: 0,3 "	Deltahang
" 10: 1,2 " " 18: 1,1 "	Zentrales Seebecken

Die geringen Werte in den Kernen 29 und 30 sind vermutlich wiederum auf abgerutschtes Material zurückzuführen.

Leider reichen die lokalen Chroniken nicht weit genug zurück, um den Zeitpunkt der markanten kiesigen Einschwemmung in den Kernen 7 und 8 zu bestimmen. Mit dieser Zeitmarke liesse sich die Ablagerungsrate vor der Einleitung der Linth berechnen. Mit Hilfe einiger vernünftiger Annahmen kann der Zeitpunkt dieser Einschwemmung wenigstens auf Umwegen ungefähr abgeschätzt werden:

Wie bereits erwähnt, überlagern sich die Sedimente des Rotbaches und der Linth. Die Mächtigkeit der Ablagerungen seit 1811 ist bekannt (Linthschnitt bei 270 cm). Der Anteil der Glarner Linth lässt sich nicht genau bestimmen, dürfte aber in der gleichen Grössenordnung liegen wie im benachbarten Kern 9 (170 cm), der ja nicht direkt im Einflussgebiet eines Seitenbaches gezogen wurde. Durch Subtraktion dieses Wertes lässt sich der Anteil des Rotbaches (100 cm) und somit die entsprechende Sedimentationsrate abschätzen, die sich auf ca. 0,65 cm/Jahr belaufen würde. Auf die zeitliche Einstufung der vorher erwähnten Kieslage bei 470 cm in Kern 8 angewendet, ergibt sich, dass das Ereignis

(Murgang ?) ca. 300 Jahre vor dem Linthwerk, also an der Wende vom 15. zum 16. Jahrhundert stattgefunden haben müsste. In seiner Glarner Chronik berichtet Chr. TRUEMPY (1774) von starken Hochwassern, die das Glarnerland um 1460 heimsuchten. Er geht aber nicht im einzelnen auf die Folgen in den verschiedenen Landesteilen ein, sodass ein möglicher Zusammenhang mit der in Rede stehenden Kiesschicht eher fraglich bleibt.

Oestlich der Linie Quinten - Murg lässt sich die Sedimentationsrate in Ermangelung einer Zeitmarke nicht bestimmen. Sie dürfte sich aber im gleichen Rahmen bewegen wie in der westlichen Hälfte des Sees, da der Einfluss der Linth - wenn auch abgeschwächt - zweifellos noch wirksam ist und die Seez als Feststoffzubringer nicht unterschätzt werden darf.

4. SEDIMENTATIONSPROZESSE

4.1. "Pelagische" Sedimentation

Die zahlreichen Zuflüsse verfrachten Schweb- und Sinkstoffe in den Walensee, die nach dem Absinken den grössten Teil seiner Ablagerungen bilden. Im folgenden soll versucht werden, die durchschnittliche jährliche Menge des abgelagerten Materials abzuschätzen.

Das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft (EAW) in Bern führt seit 12 Jahren an den Zuflüssen Seez und Glarner Linth (ESCHER-Kanal) sowie am Ausfluss des Walensees (Linthkanal) hydrometrische Messungen durch. Dabei werden die Durchflussmengen kontinuierlich, der Schwebstoffgehalt und die Temperatur in regelmässigen Abständen (2-3 Tage) bestimmt. Aus den Daten, die uns freundlicherweise zur Verfügung gestellt werden, versuchen wir, eine Bilanz des Schwebstoffhaushaltes des Walensees zu ziehen. Da man dazu zwangsläufig auf Durchschnittswerte angewiesen ist, sind die folgenden Berechnungen mit entsprechenden Vorbehalten zur Kenntnis zu nehmen. Das EAW berechnet allerdings nicht die arithmetischen Durchschnittswerte, sondern gibt die monatlichen Medianwerte an. Dieses Vorgehen "entschärft" zwar allfällige Extremwerte und dürfte deshalb Resultate liefern, die eher dem statistischen Durchschnitt entsprechen. Aber die Maximalwerte können gerade für die Berechnung der Sedimentationsrate von Bedeutung sein:

Denn bei Hochwasser kann innerhalb weniger Stunden die Ablagerungsmenge eines Durchschnittsjahres erreicht werden (FOERSTNER et al., 1968). Deshalb scheint uns das arithmetische Mittel für unsere Bilanzrechnung geeigneter zu sein.

Für die Glarner Linth betrug der durchschnittliche Gehalt an Schwebstoffen während der Jahre 1964 - 1974 84,3 mg/l. Dies entspricht einer jährlichen Zufuhr von rund 66'400 Tonnen (t). Für die Seez (58,0 mg/l) ergibt sich eine Tonnage von 6'400 t/Jahr. Die Gehalte der übrigen Zuflüsse, die zusammen immerhin 31 % der gesamten Wasserzufuhr ausmachen, sind nicht bekannt. Da diese Wasserzufuhr etwa dem dreifachen Wert der Seez entspricht, das Einzugsgebiet jedoch ziemlich genau gleich gross wie dasjenige der Seez ist (220 km^2), wurde für die gesamte Schwebstoff-Führung der kleineren Zuflüsse etwa der dreifache Wert der Seez angenommen, also rund 19'000 t/Jahr. Zählt man nun diese Jahrestonnagen zusammen, ergibt sich folgende jährliche Summe der in den Walensee gelangenden Schwebefracht:

Escherkanal	66'400 t
Seez	6'400 t
übrige	19'000 t
Total	91'800 t

Ueber den Linthkanal verlassen durchschnittlich 4,0 mg/l Schwebstoff den See, was einer Jahressumme von 5'300 t entspricht.

Der Schwebstoffgehalt des gesamten Seewassers ist schwer abzuschätzen. In den Jahren 1964 und 1965 hat das EAW versucht, eine entsprechende Berechnung durchzuführen. Aus drei verschiedenen Messungen resultierte eine durchschnittliche Gesamtmenge von knapp 4'500 t. Dieser Wert fällt aber bei dieser Bilanzrechnung nicht ins Gewicht, weil er über längere Zeit als $\pm$ konstant betrachtet werden kann.

Subtrahiert man nun die jährlich über den Linthkanal weggeführte Menge von der gesamten Zufuhr, bleibt die jährliche Tonnage des zur Sedimentation im Walensee bestimmten Anteils zurück:

$$91'800\ t - 5'300\ t = \underline{\underline{86'500\ t}}$$

Bei einer Dichte von 2,5 g/cm^3 entspricht diese Menge einem Volumen von 34'500 m^3. Gleichmässig auf den Seegrund verteilt würde daraus auf einer Fläche von rund $2,0 \times 10^7\ m^2$ eine Schicht von 1,7 mm/Jahr entstehen. Allerdings gilt dieser theoretische Wert nur für trockenes Material ohne Zwischenräume. Da jedoch der Wassergehalt der Sedimente zwischen 30 und 80 Gewichts - % schwanken kann, ist die anhand der Bohrkerne errechnete Sedimentationsrate entsprechend etwa 4 x höher (7,5 mm/Jahr, s. Kap. 3). Man kann sich auch leicht ausrechnen, dass unter den gegenwärtigen Verhältnissen der Walensee (Volumen: $2,49 \times 10^9\ m^3$) in etwa 18'000 Jahren mit (feuchten) Sedimenten aufgefüllt würde.

Wie steht es nun mit der Verteilung und dem Transport der Schwebestoffe, die in den See gelangen ? Dazu ist zunächst einmal eine Relativierung des Begriffes "Schwebestoff" geboten: Gröbere Teilchen, die in einem Fluss dank hoher Strömungsgeschwindigkeit und Turbulenz noch "schweben", können im in erster Näherung als ruhend zu betrachtenden Seekörper sehr rasch nach dem Einmünden zur Ablagerung kommen (Deltabildung).

Mit dieser Fragestellung hat sich NYDEGGER (1967) anhand von Untersuchungen in sieben Schweizerseen eingehend befasst. In ruhendem Wasser (Viskosität η, Dichte ϱ_f) hängt die Sinkgeschwindigkeit u der Teilchen in erster Linie von ihrer Dichte ϱ_s und ihrer Korngrösse D ab. In diesem (idealen) Fall kann das Stokes'sche Gesetz

$$u = \frac{(\varrho_s - \varrho_f)\, g\, D}{18\, \eta} \qquad (1)$$

angewendet werden, das zwar streng genommen nur für einzelne Kugeln gilt und nicht für unregelmässig geformte Körper wie unsere Sinkstoffe. Dieser Einschränkung kann aber durch empirische Korrekturfaktoren begegnet werden (GRAF, 1971, S. 46 ff). Danach würde ein Teilchen von 10 μ Durchmesser etwa einen Monat bis zur tiefsten Stelle des Walensees unterwegs sein, ein 2 μ-Teilchen etwa 2 Jahre. Für Teilchen $< 2\ \mu$ kann allerdings die Brown'sche Molekularbewegung nicht mehr vernachlässigt werden.

Es muss bei solchen Ueberlegungen auch beachtet werden, dass Tonmineralien empfindlich auf den Ionengehalt des Wassers reagieren, da sie mit letzterem ein Kolloidsystem bilden: Schon bei geringen Elektrolytkonzentrationen werden die elektrostatischen Abstossungskräfte zwischen den Tonteilchen neutralisiert; die Teilchen ballen sich zusammen und können als Aggregate entsprechend schneller absinken ("Ausflockung"). Zur Zeit sind Untersuchungen des Amtes für Wasserversorgung der Stadt Zürich im Gange, um die Elektrolytgehalte des Walenseewassers in verschiedenen Tiefen zu bestimmen.

Nun ist aber der ideale Fall des ruhenden Seewassers wohl nur äusserst selten zu erwarten. Strömungen mannigfacher Entstehung (thermische Konvektion, Wind etc.) beeinflussen und überwiegen meistens die rein gravitative Bewegung der Teilchen, sodass diese Wasserbewegungen den wichtigsten Mechanismus für den Transport und die Verteilung der Schweb- und Sinkstoffe bilden. Die Komplexität dieses Problems ist durch die Arbeiten von NYDEGGER (1967) deutlich hervorgetreten. Trotz erheblichem Aufwand an Trübungsmessungen sowie einigen zeitraubenden und dennoch eher fragmentarischen Strömungsmessungen ist es ihm nicht gelungen, die Schwebstoffverteilung in Seen über längere Zeit befriedigend zu bestimmen.

Gerade die Frage der Strömungsverhältnisse im gesamten See-Wasserkörper konnte mit den ihm zur Verfügung stehenden Mitteln nicht

hinlänglich bearbeitet werden. Solange die messtechnischen Voraussetzungen dafür nicht gegeben sind, ist aber eine umfassende Abklärung der Schwebstoffmigration in Seen nicht denkbar.

Ueber Schwebestoffe im Walensee liegen Beobachtungen des Eidg. Amtes f. Wasserwirtschaft vor (Interner Bericht, April 1965). Danach liegt die durchschnittliche Konzentration bei 2 mg/l. Die Verteilung in der Vertikalen ist allerdings starken Schwankungen unterworfen.

Um diese Untersuchungen mit neueren Daten zu ergänzen, haben wir an der tiefsten Stelle des Sees in regelmässigen Abständen (monatlich) während eines Jahres Schwebstoffbestimmungen durchgeführt. Die Probenentnahmen erfolgten mit einer 5-Liter Schöpfflasche (System EAWAG) vom Schiff des Fischereiaufsehers, Herr W. Bälly, aus. Der Schwebstoffgehalt wurde durch Filtrieren ermittelt, wobei Membranfilter der Porengrösse 0.45 µ zur Anwendung kamen. Für weitere Einzelheiten über diese Filtertechnik sei auf NYDEGGER (1967) verwiesen.

Die Resultate dieser Schwebstoffbestimmungen sind in Fig. 14 zusammengestellt. Auffallend ist die regelmässige Verteilung in den Wintermonaten Dezember bis März. Eine sehr unruhige Verteilung ist im April zu beobachten, wo offenbar eigentliche "Trübungshorizonte" auftreten. Die Konzentration erreicht überdurchschnittliche Werte, aber erst im Mai ein Maximum, wobei sie mit zunehmender Tiefe stark ansteigt. Der Kurvenverlauf beruhigt sich

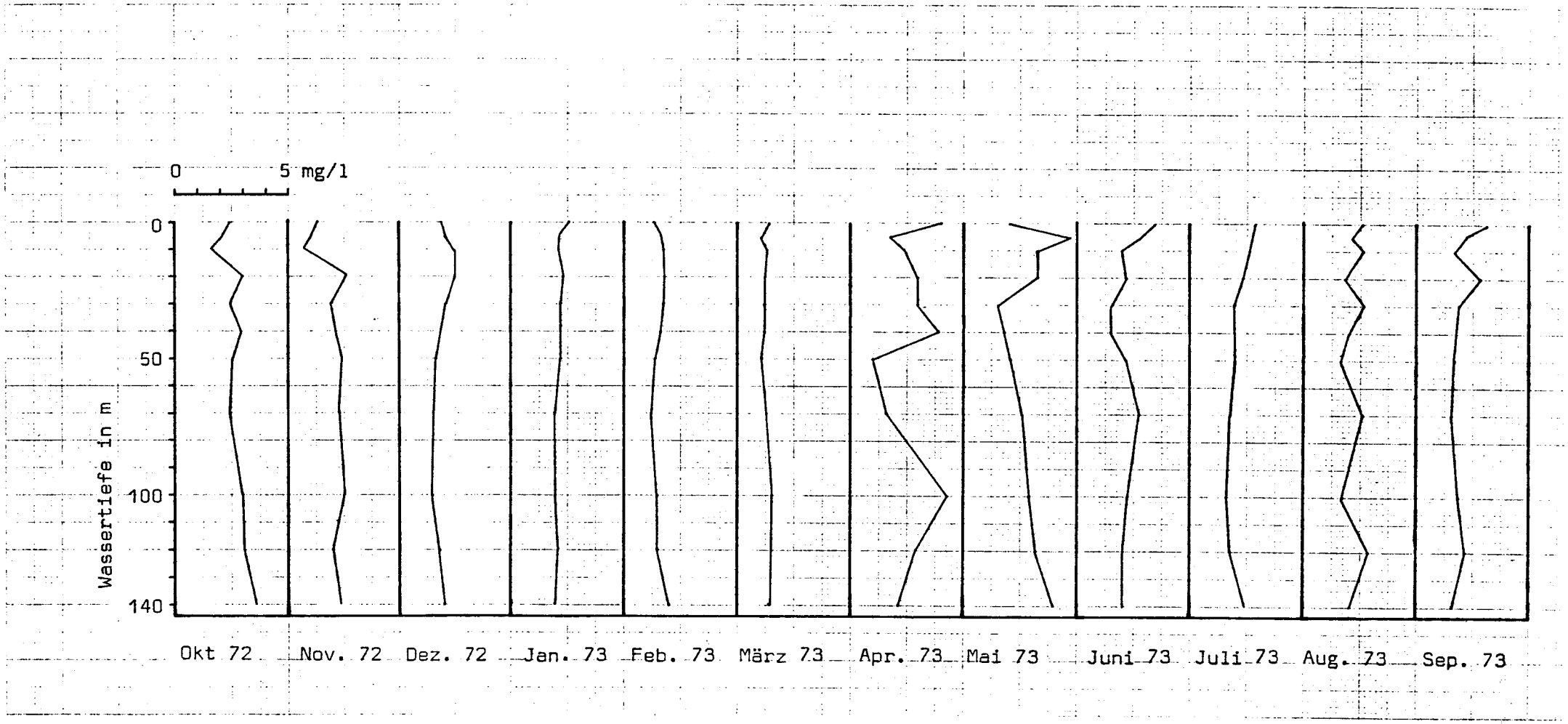


Fig. 14. Monatliche Schwankungen des Schweb- und Sinkstoffgehaltes in mg/l an der tiefsten Stelle des Sees (Koord.: 735 375/220 700).

in den Sommermonaten (Ausnahme August) wieder allmählich. Keine grossen Veränderungen sind in den Herbstmonaten zu beobachten, was sich in den auffallend ähnlichen Kurvenbildern äussert.

Interpretation: Diese Kurven widerspiegeln offenbar die jahreszeitlich bedingten Variationen im Zustrom der Feststoff-Fracht. Im Winter bleibt die Zufuhr auf ein Minimum beschränkt. Bei der Frühjahrs-Schneeschmelze wird aber bereits der Höhepunkt erreicht. Im Juni schwächt sich dieser"Trübungsstoss" allmählich ab. Die sommerlichen Regengüsse sorgen in dieser Jahreszeit für etwas Nachschub, was zum Beispiel in den August-Werten zum Ausdruck kommt. In den Herbstmonaten scheint sich ein Trübehorizont in etwa 20 m Tiefe (Sprungschicht) auszubreiten; ansonsten läuft in den tieferen Regionen offenbar bereits die Winter-Flaute an.

4.2. Sedimentation durch Turbiditätsströmungen

4.2.1. Rückblick und Problemstellung

Die im Kapitel 3 beschriebenen Sedimentbohrkerne zeichnen sich dadurch aus, dass sie zu einem grossen Teil aus gradierten Kies- bis Siltschichten bestehen. Da also diese Gradite massgeblich am Aufbau der Sedimentkolonne beteiligt sind, sei ihnen in diesem Abschnitt ein besonderes Augenmerk gewidmet.

Für die Entstehung vieler gradierter, detritischer Ablagerungen haben KUENEN und MIGLIORINI (1950) den Mechanismus des "turbidity currents" (Turbiditätsstrom) vorgeschlagen. Seither sind zahllose fossile und rezente Gradite - nicht immer unbestritten - als "Turbidite" beschrieben worden.

Bei diesen vieldiskutierten Turbidity Currents handelt es sich um spezielle Dichteströmungen: Die Ausgangslage besteht im allgemeinen aus einer subaquatischen, mit Sedimenten bedeckten, mehr oder weniger steilen Böschung. Durch irgend ein einmaliges Ereignis (Beben, Ueberschreiten des Böschungswinkels etc.) kann ein Teil der Ablagerungen instabil werden, ins Rutschen geraten (vergl. Lawinen) und dabei im umgebenden Wasser suspendiert werden (Trübewolke). Das entstehende Gemisch hat naturgemäss eine höhere Dichte als Wasser und wählt deshalb - der Gravitation folgend - den kürzesten Weg in die Tiefe. Auf diese Weise in Fahrt geratene Unterwasser-Sedimentlawinen können offenbar sehr

hohe Geschwindigkeiten erreichen: Für den vielzitierten Grand-Banks Turbidity Current wurden bis 60 km/h angegeben (HEEZEN & EWING, 1952). Dieser Wert konnte errechnet werden, weil der Turbiditätsstrom unterwegs alle vor der Küste Neufundlands verlegten submarinen Telegraphenkabel sukzessive zerriss. Der gewaltsame Unterbruch der jeweiligen Uebermittlungen ergab dann den Zeitpunkt des Durchganges des Strömungskopfes.

Nicht ganz so spektakulär dürfte es bei den Seeufer-Rutschungen von Zug und Horgen hergegangen sein, die bereits HEIM (1876) beschrieben hat und die von meinem Kollegen KELTS (1976) neu bearbeitet wurden.

Aber obwohl über das Thema Turbidity Currents - im Meer wie auch in Seen - Unmengen von Publikationen vorliegen, konnte dieses Phänomen bisher weder direkt in der Natur beobachtet, noch in überzeugender Art gemessen werden.

In Laboratorien durchgeführte Experimente (KEULEGAN, 1957; MIDDLETON, 1966; HAND, 1974) und einige theoretische Betrachtungen (BENJAMIN, 1968; KOMAR, 1971) konnten zwar etwas Licht auf den entsprechenden physikalischen Hintergrund werfen. Ueber die tatsächlich sich abspielenden Vorgänge in der Natur bleiben aber noch viele Fragen offen, die nur durch direkte Beobachtungen und/oder Messungen beantwortet werden können. Solche Untersuchungen scheiterten bisher meistens daran, dass das Auftreten von Turbidity Currents im ozeanischen Raum weder zeitlich noch örtlich voraussagbar ist.

Im Meer und in Seen können aber auch auf eine andere Art und Weise Suspensions-Dichteströmungen entstehen: Wie bereits FOREL (1892) bei der Einmündung der Rhone in den Genfersee beobachtete, kann schwebstoffbeladenes Flusswasser beim Einfliessen in einen See oder ins Meer dank höherer Dichte unter die Oberfläche tauchen, um als Trübestrom dem Grunde entlang in die Tiefe zu fliessen. Im englischen Sprachgebrauch spricht man in diesem Fall von einem "turbidity underflow". Im Gegensatz zum "turbidity current", der mit der abgegrenzten, durch Rutschung in Bewegung geratenen und dabei suspendierten Sedimentmenge auskommen muss, wird beim "turbidity underflow" die Suspension ständig nachgeliefert ("constant feeding"); dabei kann der Temperaturunterschied zwischen Zufluss und See (Meer) zusätzlich die Dichtedifferenz positiv oder negativ beeinflussen.

Bereits bei den ersten Versuchen, die Bohrkerne aus dem Walensee zu korrelieren, war uns aufgefallen, dass die Mächtigkeit und die Korngrössen einzelner "Turbidit"- Horizonte im Einflussgebiet grösserer Fluss- und Bachmündungen zunehmen. Die Vermutung lag nahe, dass diese gradierten Schichten als Ablagerungen zuflussbedingter Suspensions-Dichteströmungen zu deuten seien, zumal auch STURM & MATTER (1972) ähnliche Beobachtungen im Thunersee gemacht haben.

Die Strömungen selbst waren bisher zwar in Seen beobachtet worden (Lake Mead, GOULD, 1960); über physikalische Grössen dieser

"underflows" konnten aber keine zuverlässigen Angaben gemacht werden. Unsere direkten Strömungsmessungen sollten darüber näher Aufschluss geben.

4.2.2. Strömungsmessungen

Für moderne ozeanographische Untersuchungen sind in den letzten Jahren hochpräzise Strömungsmessgeräte entwickelt worden. Prof. F.P. SHEPARD von der Scripps Institution of Oceanography hatte sich bereit erklärt, drei dieser Geräte sowie einen seiner Mitarbeiter (Neil F. MARSHALL) für einen Monat zur Verfügung zu stellen. Die Messkampagne war 1973 für die Zeit der Frühjahrs-Schneeschmelze geplant worden, um mit optimalen Bedingungen für die Entstehung von Trübeströmungen rechnen zu können (Hochwasser). Die Messgeräte wurden in verschiedenen Seen, vor allem vor Flussmündungen, eingesetzt; aber nur die starken Bodenströmungen im Walensee konnten eindeutig als Suspensions-Dichteströmungen identifiziert werden.

Messmethode: Die verwendeten Geräte (Fig. 15) sind eine Konstruktion der Scripps Institution of Oceanography (ISAACS et al., 1966). Die Strömungsgeschwindigkeit wird über einen Savonius Rotor gemessen. Die Geräte werden zwischen einem Ankergewicht und einigen Auftriebskörpern in vertikaler Messposition gehalten, wobei die Sonde drehbar gelagert ist, damit sich das Ruder (5) in die Strömungsrichtung einpendeln kann. Nach abgelaufener Messzeit wird über einen "timer" (3) automatisch ein Sprengbolzen gezündet, der

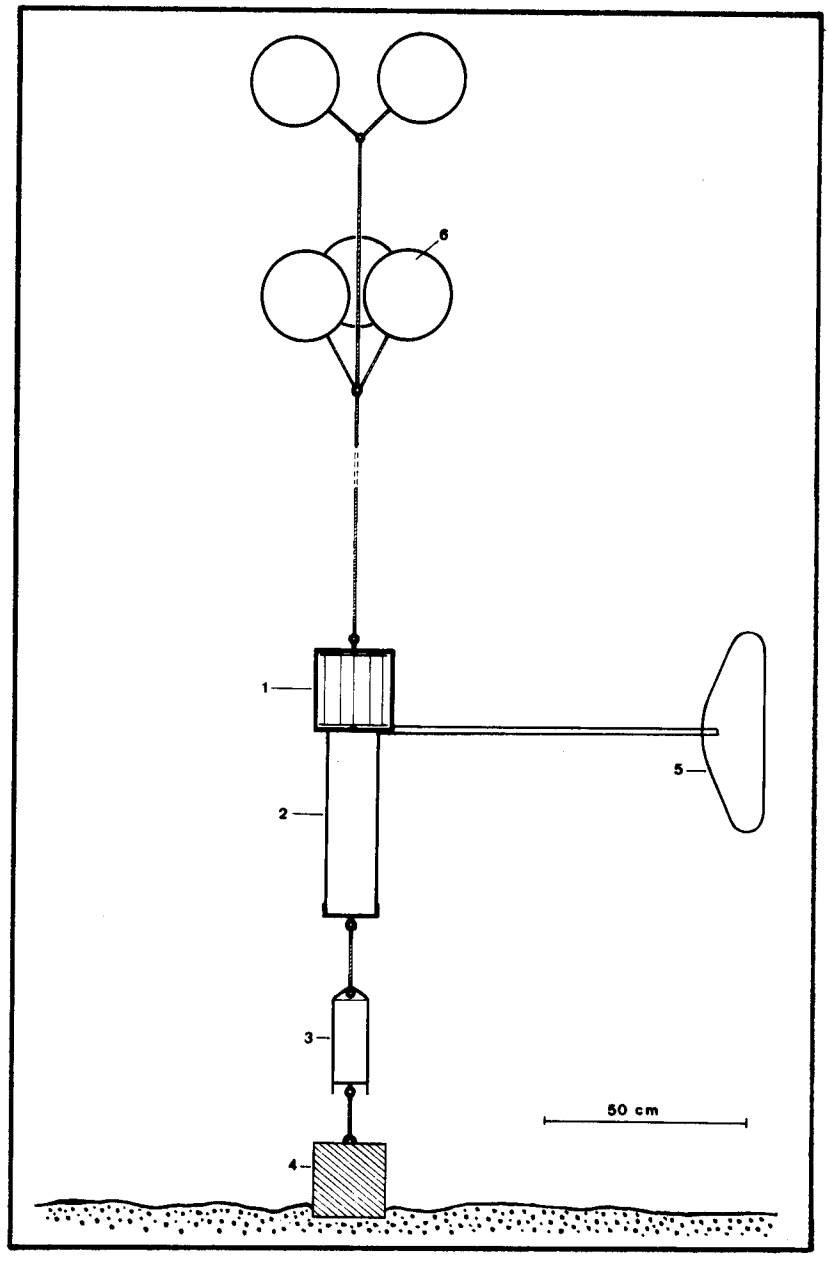


Fig. 15. Schema eines Strömungsmessgerätes im Einsatz auf dem Seegrund. 1 = Gehäuse mit Savonius-Rotor, 2 = Registriereinheit mit Kompass, 3 = Timer für Sprengbolzen, 4 = Ankergewicht, 5 = Ruder (richtet sich nach der Strömungsrichtung), 6 = Auftriebskörper.

das Gerät vom Ankergewicht befreit und im günstigsten Fall wieder zur Oberfläche zurücksteigen lässt. Die Sonden sind von hoher Präzision und selbstregistrierend, wobei die Daten (Strömungsgeschwindigkeit und -richtung) auf druckempfindliche Papierstreifen aufgezeichnet werden (siehe z.B. Fig. 20).

Die Auswertung unserer Daten erfolgte am Scripps Institut anhand bereits bestehender Computer-Programme. Dabei wird für jede Messung eine Geschwindigkeit/Zeitkurve für zwei beliebige, entgegengesetzte Komponenten aufgezeichnet (siehe z.B. Fig. 17). Weitere Einzelheiten betreffend die angewandte Messtechnik sind in SHEPARD et al., 1974, enthalten.

Resultate: Die Messungen wurden auf die Einflussgebiete der Murg und vor allem der Glarner Linth konzentriert, wobei die Geräte 1,5 m über Grund verankert worden waren. Ueber die Lage der Messpunkte orientieren die Figuren 16 A und B.

Während unserer Messungen erreichten die Bodenströmungen vor der Murg-Mündung maximale Geschwindigkeiten von 5,4 cm/sec (Fig. 17). Auf ihrem Weg in die Tiefe erfuhr die Strömung offenbar eine Richtungsänderung: im ersten Gerät (M-1) war sie noch nordostwärts gerichtet, im zweiten Gerät (M-2) bereits nordnordwestlich, in Richtung auf die tiefste Stelle des Sees.

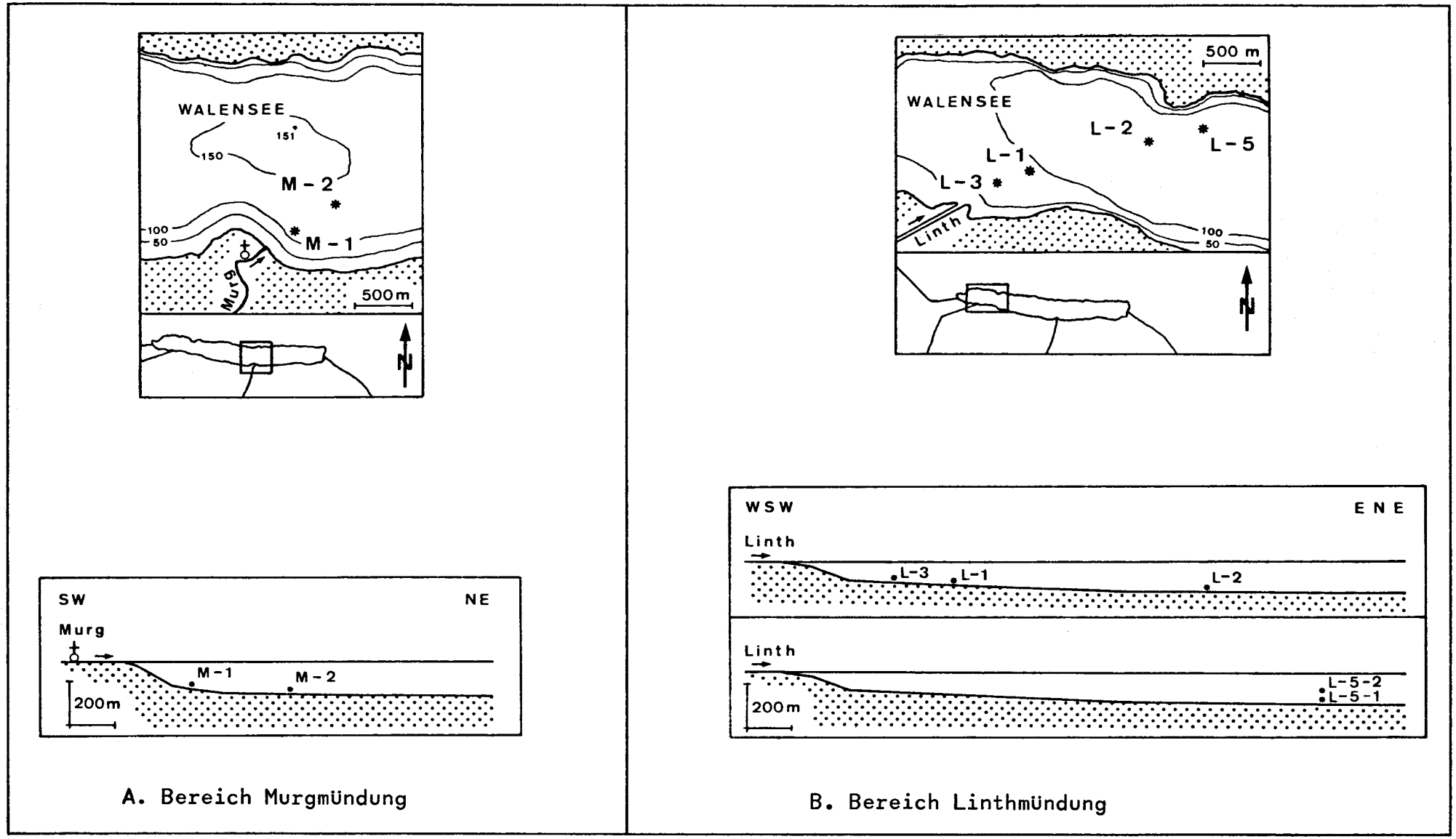


Fig. 16. Positionen der Strömungsmessstationen im Aufriss und im Profil. Tiefenangabe in Meter.

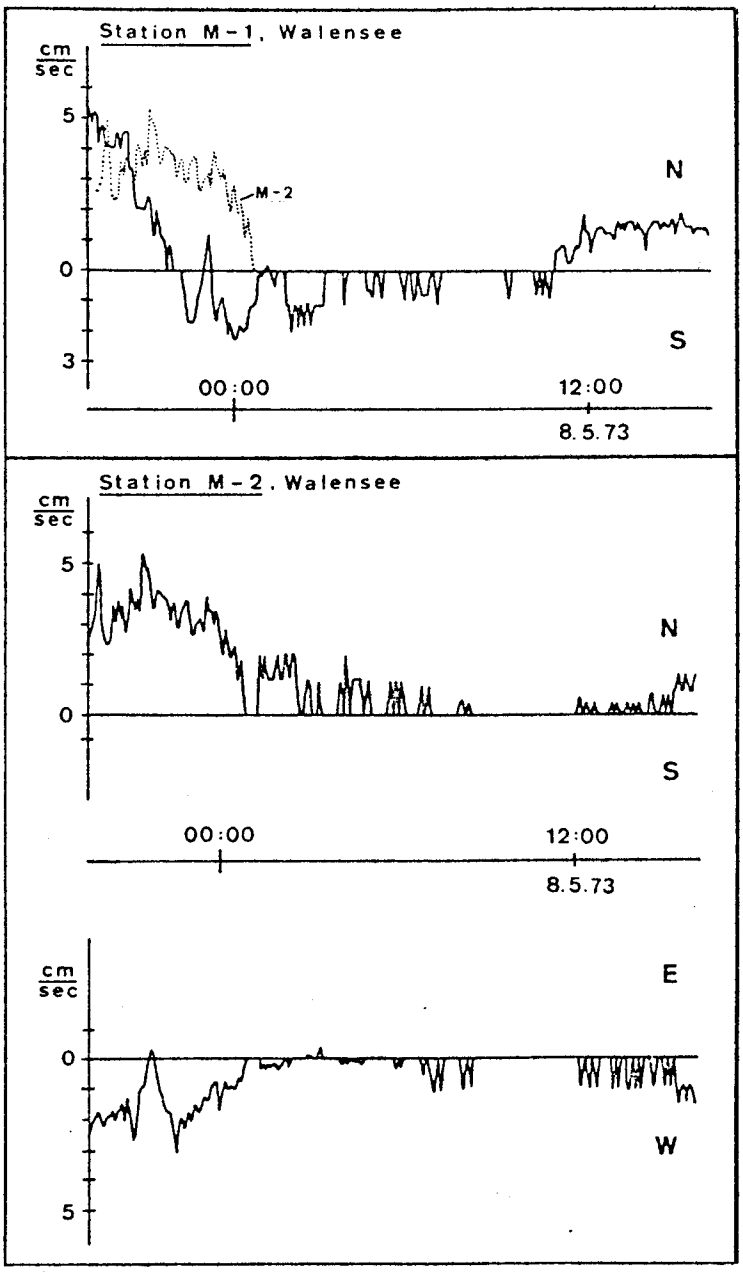


Fig. 17. Nord/Süd - Komponenten der Strömungsgeschwindigkeiten an den Stationen M-1 und M-2. Für M-2 wurden zusätzlich die Ost/West - Komponenten aufgetragen. Die punktierte Linie im obersten Diagramm entspricht dem Kurvenverlauf im M-2 - Diagramm (N/S - Komp.). Daraus wird ersichtlich, dass zwischen dem Erreichen der Höchstwerte (5,4 cm/sec) in beiden Geräten eine Zeitdifferenz von 2 h 20 Min besteht. Das unterste Diagramm dokumentiert die westwärtige Ablenkung der Bodenströmung auf ihrem Weg in die Tiefe.

Vor der Linth-Mündung (Fig. 18) vermochten Echolot- und "Mud-penetrator"-Aufnahmen eine Rinne in den Deltaablagerungen aufzuzeigen (Fig. 19). Dieser "channel" erstreckt sich über den gesamten "foreset"-Bereich, weist eine Tiefe von ca. 6 m auf und wird im "bottomset"-Bereich mit zunehmendem Abstand von der Mündung immer weniger ausgeprägt. Die Breite variiert zwischen 75 und 100 m.

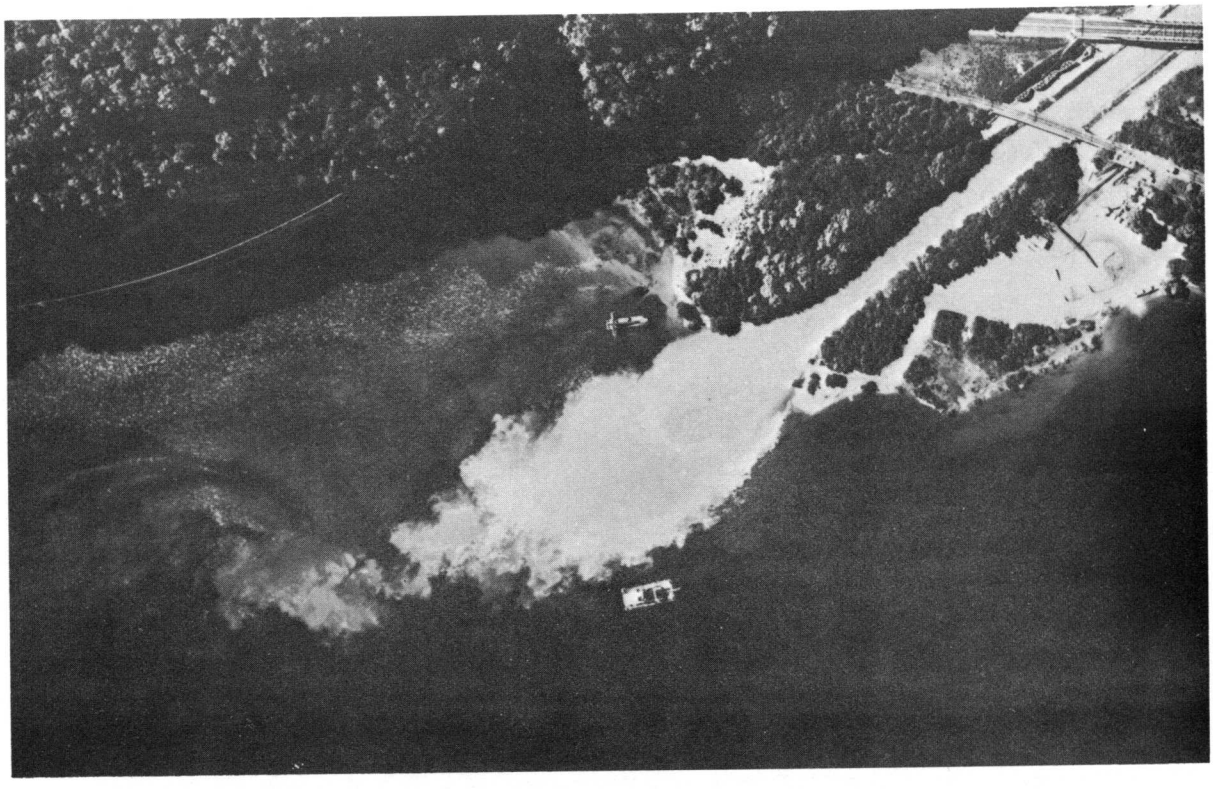


Fig. 18. Einmündung der schwebstoffbeladenen Glarner Linth in den Walensee. Die Trübe breitet sich nicht an der Oberfläche aus, sondern sinkt als grundberührender Suspensions-Dichtestrom in die Tiefe.
Aufnahme vom 9.6.1963; mit freundlicher Genehmigung des SWISSAIR - Bilderdienstes.

In der Annahme, die Trübeströmungen würden dieser Rinne folgen, wurden die Strömungsmessgeräte in der Rinnenachse plaziert (Vgl. auch Fig. 16 B), also in der Verlängerung des ESCHER-Kanals.

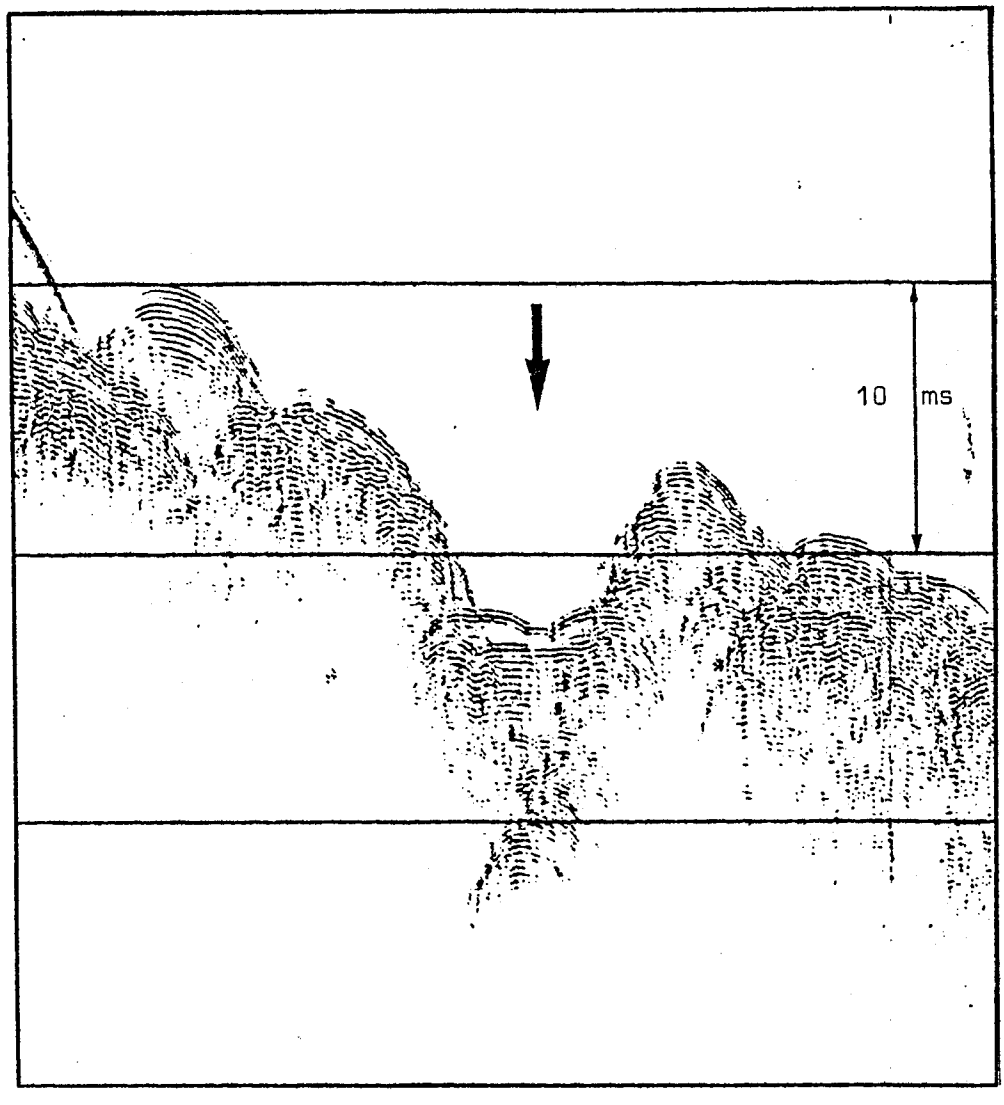


Fig. 19. Erosionsrinne (Pfeil) im Delta der Glarner Linth (Echogramm). Die Wassertiefe beträgt an dieser Stelle 75 m.

Die Stationen L-1, L-2 und L-3 waren gleichzeitig besetzt (Vgl. Tab. 1); Station L-5, bestehend aus zwei übereinander fixierten Sonden, sollte später einen Anhaltspunkt über die Mächtigkeit der Strömung geben.

Station	Wasser-tiefe	Höhe des Gerätes über dem Seegrund	Registrierungsdauer	Beginn
M-1	115 m	1,5 m	21 h 00 Min	7. Mai 1973, 19:00
M-2	145 m	1,5 m	20 h 30 Min	7. Mai " 19:00
L-1	100 m	1,5 m	63 h 50 Min	4. Mai 1973, 20:00
L-2	125 m	1,5 m	62 h 10 Min	4. Mai " 20:15
L-3	90 m	1,5 m	62 h 35 Min	4. Mai " 20:05
L-4	100 m	1,5 m	20 h 45 Min	7. Mai 1973, 20:00
L-5	131 m	7,5 m (L-5-2) 1,5 m (L-5-1)	193 h	21. Mai 1973, 20:05

Tabelle 1. Wassertiefe und Registrierungsdauer der Geräte während der Strömungsmessungen.

Station L-3: Die Messung der höchsten Strömungsgeschwindigkeit (> 30 cm/sec) konnte an dieser Stelle registriert werden. Die Geschwindigkeit blieb aber keineswegs konstant, sondern war Schwankungen unterworfen, was bereits auf der Originalregistrierung sichtbar wird (Fig. 20).

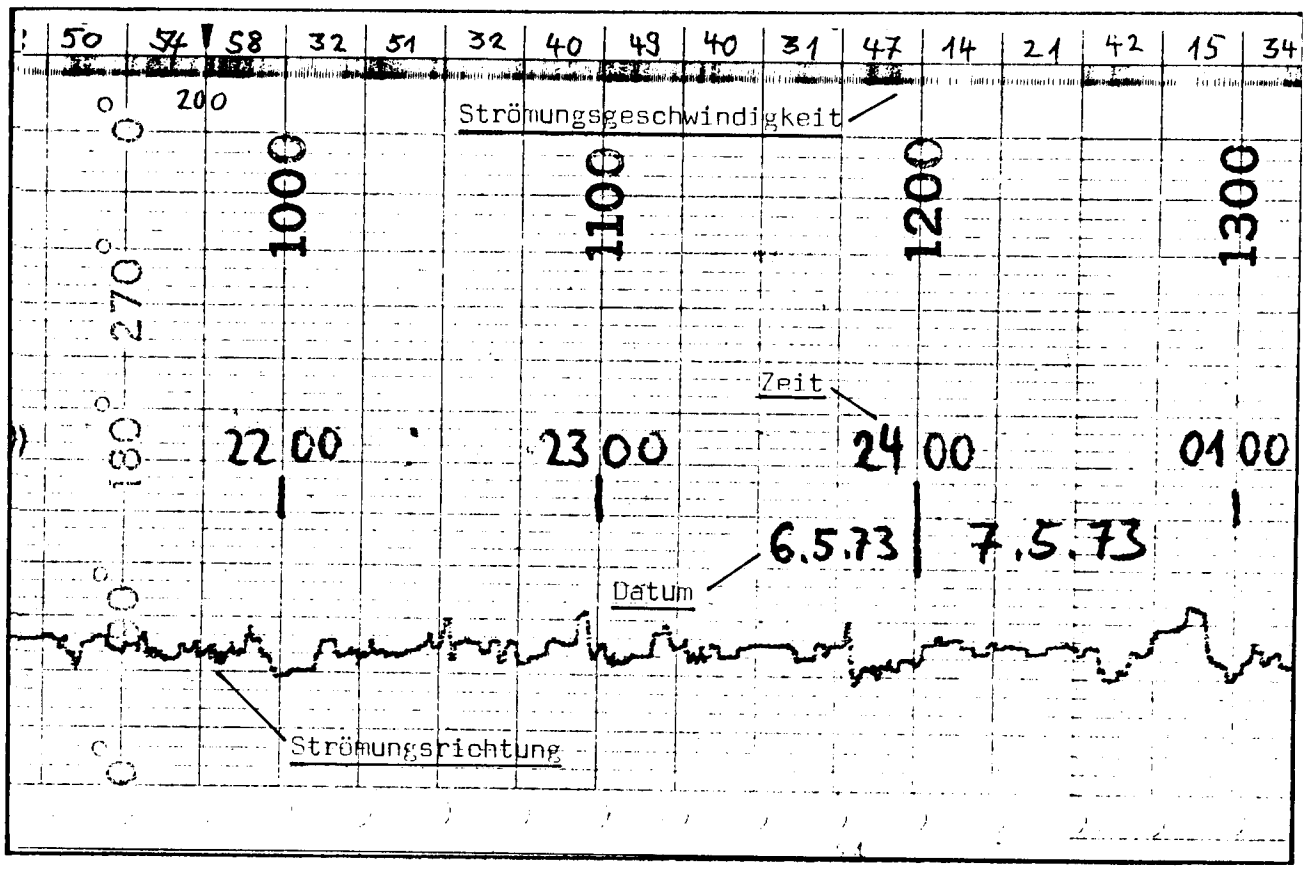


Fig. 20. Ausschnitt aus der Originalregistrierung der Station L-3. Die Strömungsgeschwindigkeit ergibt sich aus der Anzahl Strichmarken pro Zeiteinheit. Man beachte die periodische Scharung dieser Marken, welche eine pulsierende Strömung andeutet. Die Strömungsrichtung wird durch die Lage der gezackten Linie gegenüber dem Azimutnetz angegeben: ca. 75^{o} = ENE.

Weitere Anzeichen starker Strömungen waren Sandkörner und Grasreste, die man beim Einziehen der Sonden zwischen Rotor und Gehäuse fand. Es ist durchaus denkbar, dass diese Ablagerungen die Bewegungsfreiheit des Rotors gestört und deshalb zu einer Unterschätzung der Strömungsgeschwindigkeit geführt haben. Bemerkenswert ist jedenfalls, dass die Durchflussmengen im ESCHER-Kanal der Geschwindigkeit der Trübeströmung im See proportional sind (Fig. 21).

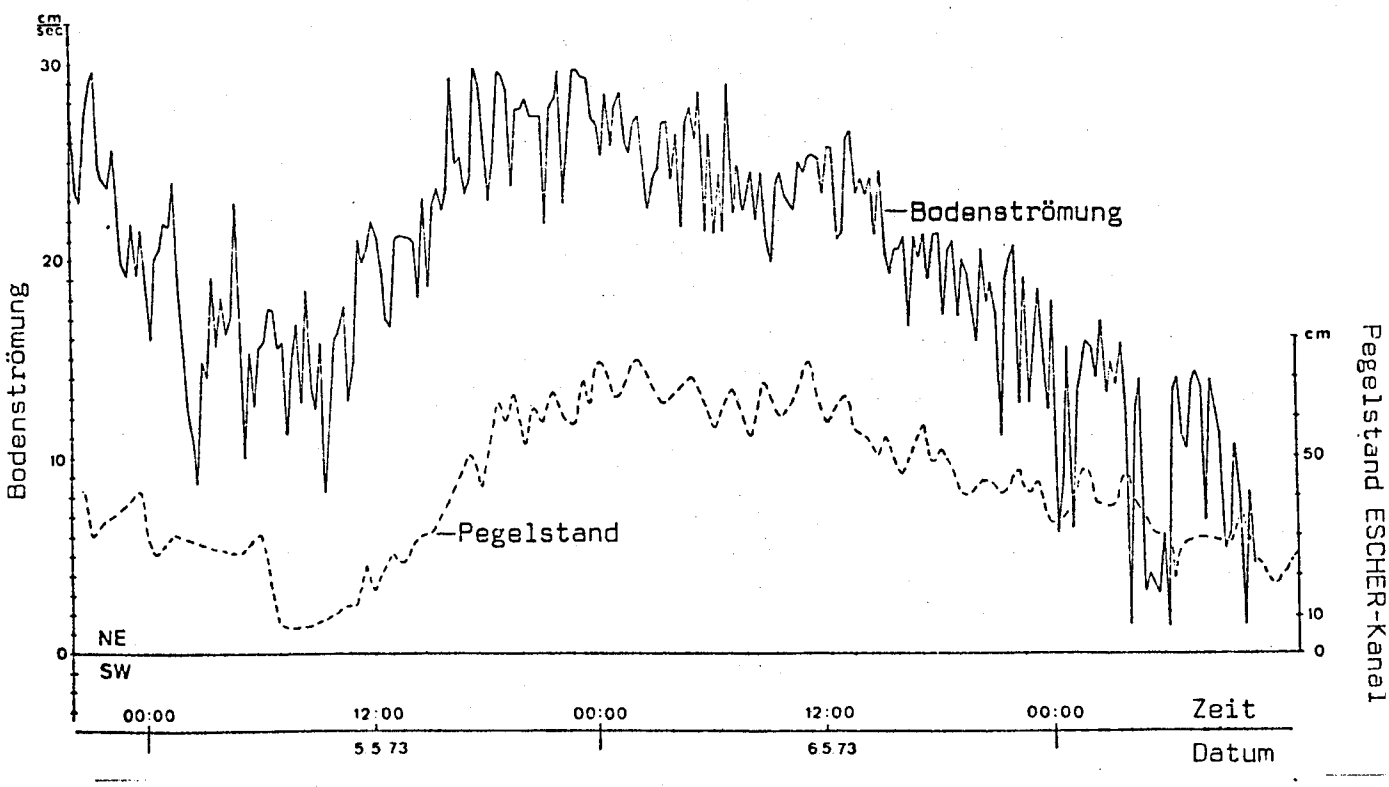


Fig. 21. Strömungsgeschwindigkeiten (NE/SW - Komponenten) aufgezeichnet an der Station L-3 (durchgehende Linie). Die gestrichelte Linie gibt den jeweiligen Pegelstand im ESCHER-Kanal an, also ein Mass für die Aenderung der Durchflussmenge.

Stationen L-1 und L-4: Leider blieb der Savonius Rotor der Sonde L-1 während der ganzen Messperiode blockiert, sodass wir von dieser Stelle keine Angaben über die Strömungsgeschwindigkeit besitzen. Dass aber starke Strömungen vorherrschend sein mussten, zeigt die konstante Strömungsrichtung (ebenfalls Ost) und die ebenfalls vorhandenen Sandkörner und Grasreste auf dem Registriergerät.

Dieses Gerät wurde 3 Tage später durch Sonde L-4 ersetzt, deren Resultate in Fig. 22 dargestellt sind. Die Höchstgeschwindigkeit betrug zwar immer noch 12 cm/sec, aber die Hochwasserperiode war bereits deutlich abgeklungen.

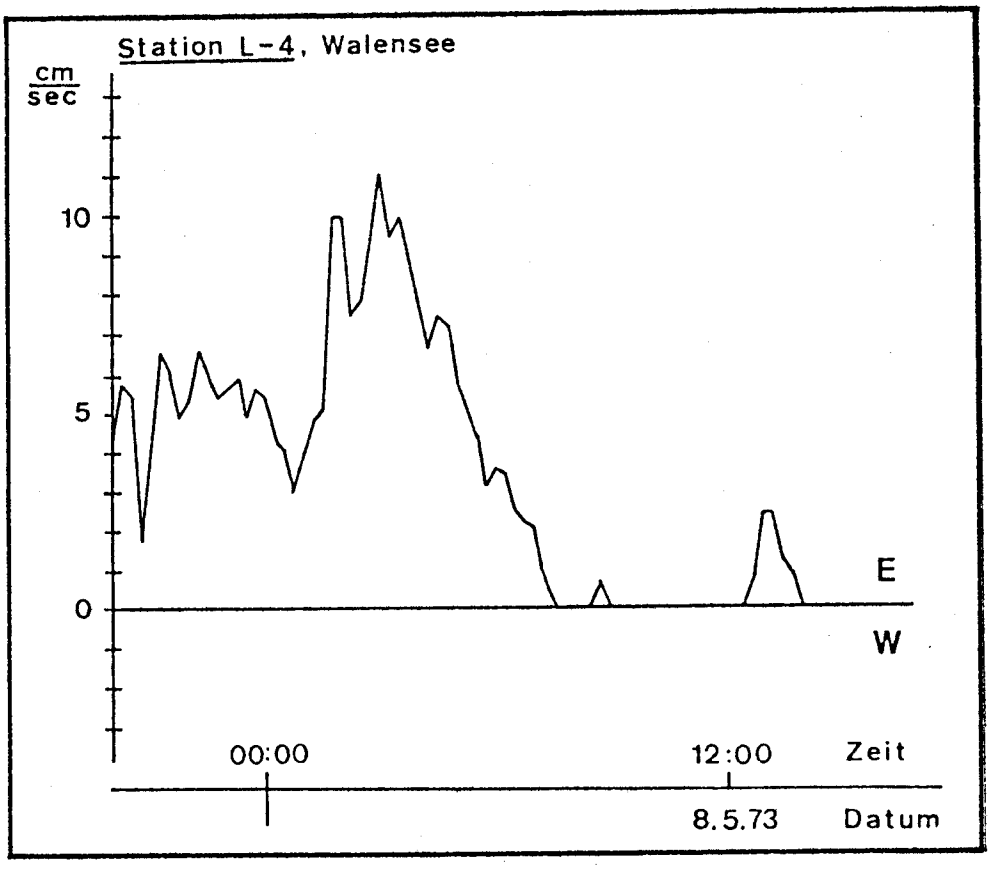


Fig. 22. Aufzeichnung der Strömungsgeschwindigkeiten (E/W - Komponenten) an der Station L-4.

Station L-2: An dieser Messstelle blieb die Strömungsgeschwindigkeit unter 5 cm/sec. Während der 40-Stunden-Registrierung wechselte die Strömungsrichtung zweimal von West nach Ost und umgekehrt (Fig. 23). Dieses Fliessverhalten steht im Gegensatz zu den bisher besprochenen Aufzeichnungen, wo die Strömung durchwegs östlich gerichtet war.

Um dieser Strömungs-"Umkehr" auf den Grund zu gehen, wurde 500 m östlich von L-2 die Station L-5 besetzt.

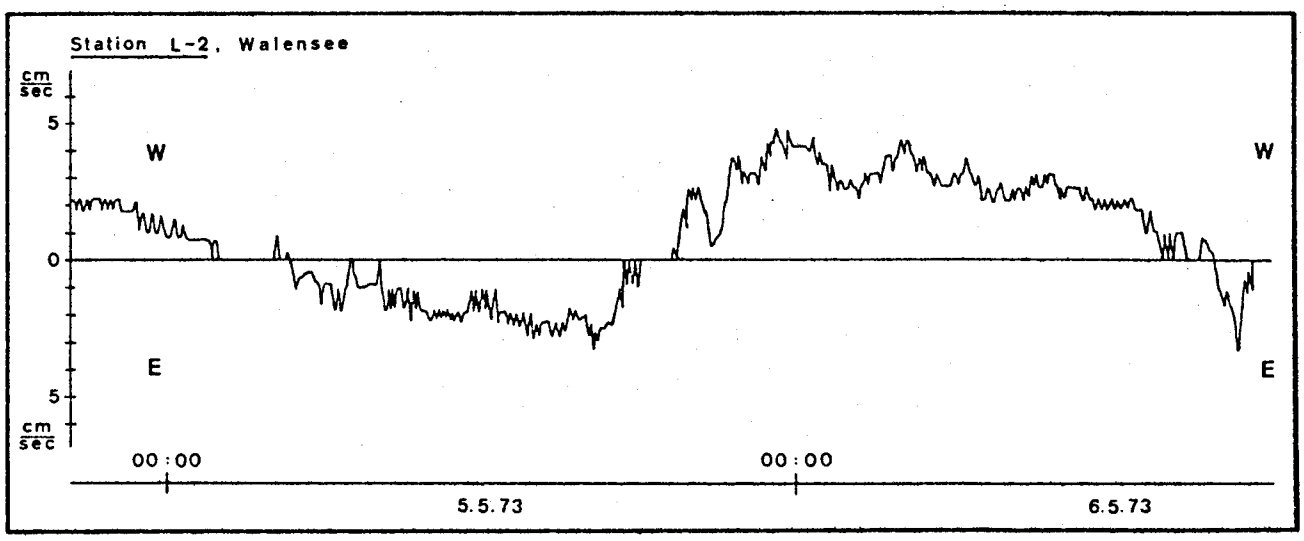


Fig. 23. Aufzeichnung der Strömungsgeschwindigkeiten (E/W-Komponenten) an der Station L-2.

Station L-5: Diese Station wurde mit zwei Sonden bestückt, welche mit einer vertikalen Distanz von 6 m übereinander angebracht waren. Das bodennahe Gerät arbeitete wie üblich 1,5 m über Grund (Tabelle 1). Die Geräte wurden als L-5-1 und L-5-2 bezeichnet (Fig. 24).

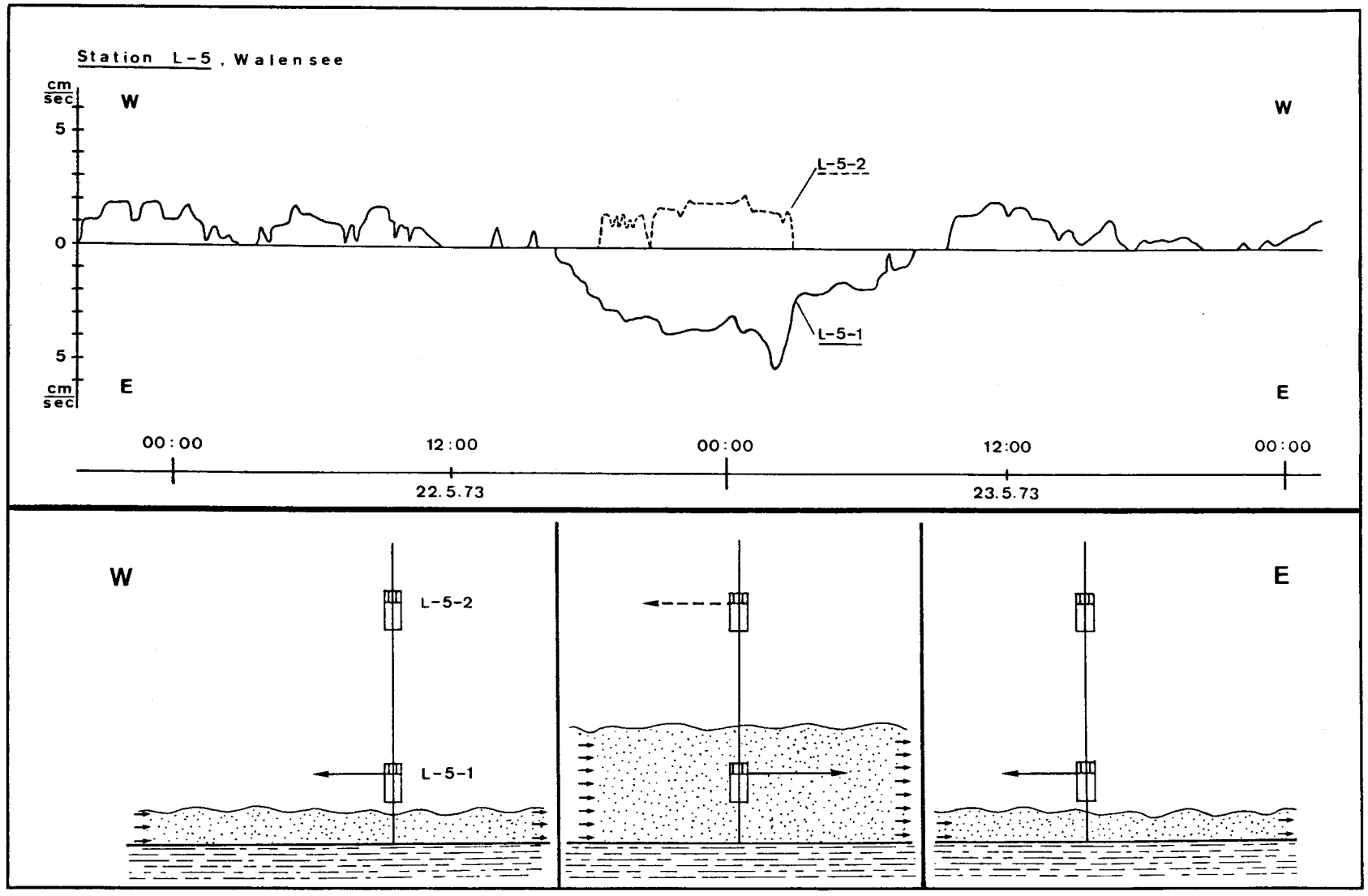


Fig. 24. Obere Bildhälfte: Aufzeichnung der Strömungsgeschwindigkeiten an der Station L-5 (2 Geräte). Untere Bildhälfte: Interpretation der Strömungsverhältnisse im Bereich der Station L-5. Vergleiche mit dem Text Seite

Die Aufzeichnung des bodennahen Gerätes lässt sich mit derjenigen von Sonde L-2 (Fig. 23) vergleichen: Zu Beginn war die Strömung westwärts gerichtet, bei einer Geschwindigkeit von 3 cm/sec. Während der folgenden 15 Stunden zeigte die Richtung jedoch nach Ostnordost mit einer Höchstgeschwindigkeit von 6 cm/sec, um danach erneut nach Westen zu fliessen (Fig. 24).

Die obere Sonde konnte während der Westströmung im unteren Gerät keine Wasserbewegung feststellen, zeichnete aber eine westwärts gerichtete Strömung auf, als beim bodennahen Gerät die Strömung nahezu entgegengesetzt gerichtet war.

4.2.3. Diskussion und Charakterisierung der gemessenen Strömungen

Dichte: Wichtig für die Charakterisierung einer Dichteströmung ist der Dichtegradient zwischen der Strömung und der umgebenden Flüssigkeit.

Die Dichtewerte des Sees und der Glarner Linth wurden anhand der Temperaturen und der Schwebstoffkonzentration errechnet (Tab. 2). Mangels entsprechender Werte für die Murg musste von einer solchen Berechnung für diesen Zufluss abgesehen werden.

Ueber die Seetemperaturen existieren exakte Messungen des Amtes für Wasserversorgung der Stadt Zürich. Daraus geht hervor, dass der Walensee zur Zeit unserer Messungen keine thermische Schichtung aufwies (Homothermie).

Glarner Linth						Walensee		
Station	Datum Mai 1973	Durchfluss m^3/sec	Schwebestoff mg/l	Temperatur ^oC	Dichte g/cm^3	Temperatur ^oC	Dichte g/cm^3	Dichtedifferenz g/cm^3
L-1,2,3	4	78.8	564	6,8		8,5		
	5	91.0		7,2		8,9		
	6	101.0	1'400	6,1	1,00134	7,4	0,99990	0,00144
	7	86.2		6,3		6,8		
L-4	8	69.8	386	5,9	1,00034	7,6	0,99990	0,00044
L-5	20	54.2		8,5		9,6		
	21	61.0	195	7,7	1,00005	9,5	0,99980	0,00025
	22	61.0		8,2		9,6		
	23	61.0		8,2		8,7		
	24	57.5	139	8,4		8,5		

Tabelle 2. Hydrometrische Daten der Glarner Linth (Station Mollis) und des Walensees während der Strömungsmessungen.

In der Glarner Linth führt das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft regelmässig Temperatur- und Schwebstoffbestimmungen durch. Die grösste Dichtedifferenz während der Messungen betrug zwischen Zufluss und See 0,0014 g/cm^3, als 1400 mg/l Schwebstoff in der Glarner Linth registriert wurden (Tabelle 2). Im Juli des gleichen Jahres wurden allerdings nach einem Gewitter 3026 mg/l ermittelt, was eine Dichtedifferenz von maximal 0,042 g/cm^3 zur Folge haben musste, wenn man für diesen Zeitpunkt Temperaturen von 9,5°C und 17,7°C für die Linth resp. den See einsetzt.

Strömungsrichtung: Die Strömungsrichtung wird offenbar in erster Linie von der Zuflussrichtung und von der Bathymetrie bestimmt. Dies ergibt sich deutlich aus der ostwärtigen Ablenkung der ursprünglich nach Nordost fliessenden Linthströmung. Die Strömungsrichtung steht dabei im wesentlichen immer normal zu den bathymetrischen Tiefenlinien. Wie bereits erwähnt, hat sich in der Hauptströmungsrichtung im engeren Deltabereich eine Rinne ausgebildet, deren Achse genau in der Verlängerung des ESCHER-Kanals liegt (Fig. 19).

Ein besonderes Problem stellt das Strömungsbild, welches aus den Messungen der Stationen L-2 und L-5 hervorgeht: Es sei daran erinnert, dass in beiden (bodennahen) Geräten die Strömungsrichtung innerhalb von 48 Stunden 3 bis 4 Mal um nahezu 180° gewechselt hat, wobei der Wechsel jeweils innerhalb kurzer Zeit (± 1 Stunde) erfolgte. Dazu kommt, dass in Station L-5 während 12 Stunden

in beiden Geräten gleichzeitig eine Strömung registriert wurde, aber in entgegengesetzten Richtungen.

Es sind zwei grundsätzlich verschiedene Deutungen denkbar: Entweder waren zwei in ihrer Entstehung vergleichbare Bodenströmungen verschiedener Herkunft beteiligt oder die Hauptströmung hat die Induzierung von Nebenströmungen bewirkt.

Für die erste Lösungsidee müssten wir zwei bodenberührende Dichteströmungen annehmen, die unter spitzem Winkel (ca. 30°) interferiert hätten. Dabei wäre die dichtere Strömung (Linth) unter die in der See-Längsachse fliessende, weniger dichte Strömung "gekrochen" und hätte diese gleichzeitig ins Niveau des oberen Messgerätes gehoben (Fig. 25).

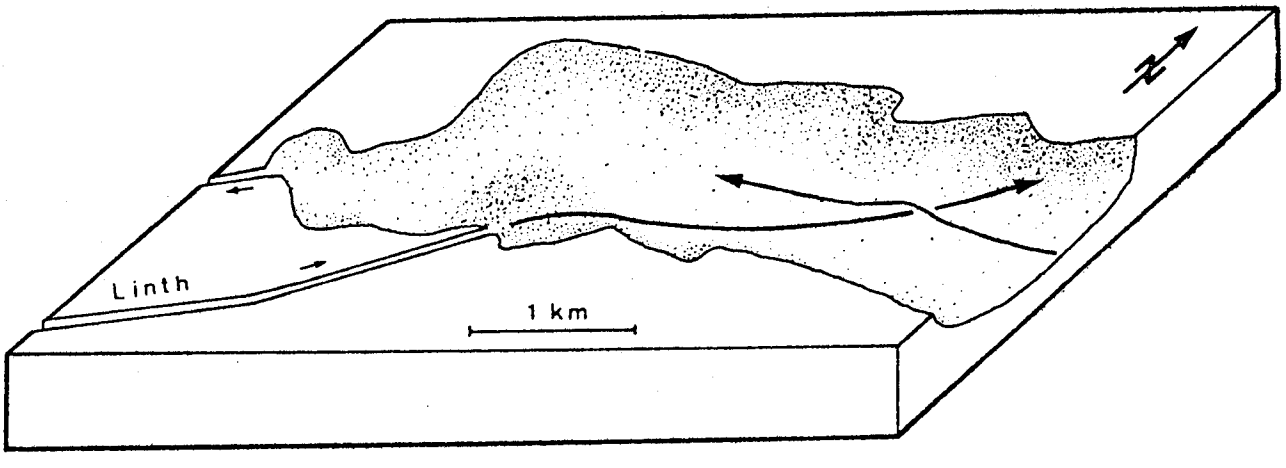


Fig. 25. Blockdiagramm zur Veranschaulichung der möglicherweise im Bereich der Station L-5 aufgetretenen Strömungen.

Die einzige in Frage kommende Quelle für die westwärts fliessende Strömung wäre aber die Seez, welche zwar ebenfalls erhöhte Durch-

flussmengen aufwies, deren Mündung jedoch ca. 11 km von der Station L-5 entfernt war. In der Annahme, die Seezströmung hätte mit einer Geschwindigkeit von ca. 6 cm/sec diese Distanz zurückgelegt, wäre sie rund 50 Stunden unterwegs gewesen. Es ist unter diesen Umständen schwer vorstellbar, wie die Seez für diese Bodenströmung verantwortlich gemacht werden könnte.

Gegen die Annahme, die im Walenseetal häufig vorherrschenden Westwinde hätten eine Zirkulation im Wasserkörper und deshalb eine ostwärtige Bodenströmung verursacht, sprechen die schwachen Windverhältnisse während der Messung und die geringe Mächtigkeit der Strömung (max. 7 m).

Die folgende Lösung erscheint uns plausibler; vor allem weil sie theoretisch formulierbar und experimentell überprüfbar ist (Fig. 28). Zwischen den verschieden dichten Wassermassen wirken Reibungskräfte. Deshalb entstehen durch die Relativbewegungen an der Grenzfläche Schubspannungen, die bewirken, dass eine Schicht des ruhenden Seewassers von der Dichteströmung mitgeschleppt wird. Die Kontinuität (Massenerhaltung) fordert, dass diese Wassermenge laufend ersetzt wird, was durch eine entgegengesetzte Bewegung des umgebenden Seewassers geschieht. Auf diese Weise kann es zu Strömungsbildern kommen, wie sie aus den Aufzeichnungen der Station L-5 hervorgehen (Fig. 24), denn die gemessene Erhöhung der Strömungsgeschwindigkeit muss - gleichbleibender Strömungsquerschnitt vorausgesetzt - auch eine Zunahme der Strömungsmächtigkeit zur Folge haben.

Strömungsquerschnitt: Die Breite der Strömungen im Bereich der subaquatischen Rinnen ist durch deren Querschnitt gegeben, d.h. 75 - 100 m, wobei man bedenken muss, dass die Strömung gegebenenfalls seitlich über die Rinnenränder "schwappen" kann. Da wir jedoch über die zugeführte Wassermenge Bescheid wissen, kann die Strömungsmächtigkeit mit Hilfe der Rinnenquerschnitte (ca. 370 m^2) und der Strömungsgeschwindigkeit angenähert werden: Mit der gemessenen Maximalgeschwindigkeit von 30 cm/sec können 110 m^3/sec durch die Rinne fliessen, ohne zu"überlaufen". Die im ESCHER - Kanal während der Strömungsmessungen bestimmten 108 m^3/sec (Tabelle 2) vermochten demnach die Rinne gerade ungefähr aufzufüllen; die Strömungsmächtigkeit betrug also ca. 5,5 m.

An den Messstellen L-2 und L-5, wo keine ausgeprägten Erosionsrinnen mehr zu erkennen sind, steht uns ein anderes Hilfsmittel zur Verfügung, um den Querschnitt der Strömung abzuschätzen: Wenn wir die Version akzeptieren, dass an diesen Stationen sowohl die Trübeströmung selbst als auch die von ihr induzierte Rückströmung gemessen wurde, impliziert dies eine maximale Strömungsmächtigkeit von ca. 6 m, da das obere Gerät in Station L-5 7,5 m über dem Grund angebracht war.

Auch in diesem Fall lässt sich anhand der Zuflussmenge und der Kontinuitätsbedingung die Breite der Strömung zumindest abschätzen: In der Annahme eines rechteckigen Strömungsquerschnittes mit der Höhe h = 6 m, eines Durchflusses Q = 61 m^3/sec (Tabelle 2),

bei einer Geschwindigkeit v = 0,05 m/sec ergibt sich die Breite b der Querschnittsfläche F nach der Gleichung

$$b = \frac{Q}{v \cdot h} \quad , \qquad (2)$$

also ungefähr 200 m, oder für F etwa 1200 m^2.

Dieses Resultat muss aber insofern verfälscht sein, als die Suspensions-Dichteströmung durch turbulente Zwangsvermischung mit Seewasser "verdünnt" und demzufolge "aufgebläht" wird.

Strömungsgeschwindigkeiten: Die höchsten Geschwindigkeiten (30 cm/sec) konnten von Station L-3 aufgezeichnet werden (Fig. 21). Das Gerät war auf dem ca. 2° geneigten "bottomset" des Linthdeltas, etwa 200 m vom Ende des "foresets" entfernt plaziert. Deshalb kann mit Sicherheit angenommen werden, dass die Strömungsgeschwindigkeiten am 20°-steilen "foreset" noch höhere Werte erreicht haben.

Die automatischen Pegelstand-Aufzeichnungen der hydrometrischen Station Mollis wurden mit den gemessenen Strömungen der Station L-3 verglichen (Fig. 21). Die Schwankungen der Durchflussmenge im ESCHER-Kanal spiegeln sich in den Registrierungen der Bodenströmungen deutlich wider.

Aus den Werten der Station L-3 geht weiter hervor, dass die Strömungsgeschwindigkeit während 26 Stunden 18 cm/sec übertraf. Dies ist aber der Schwellenwert, der strömendes Wasser befähigt, Sand zu erodieren und zu transportieren (Fig. 26).

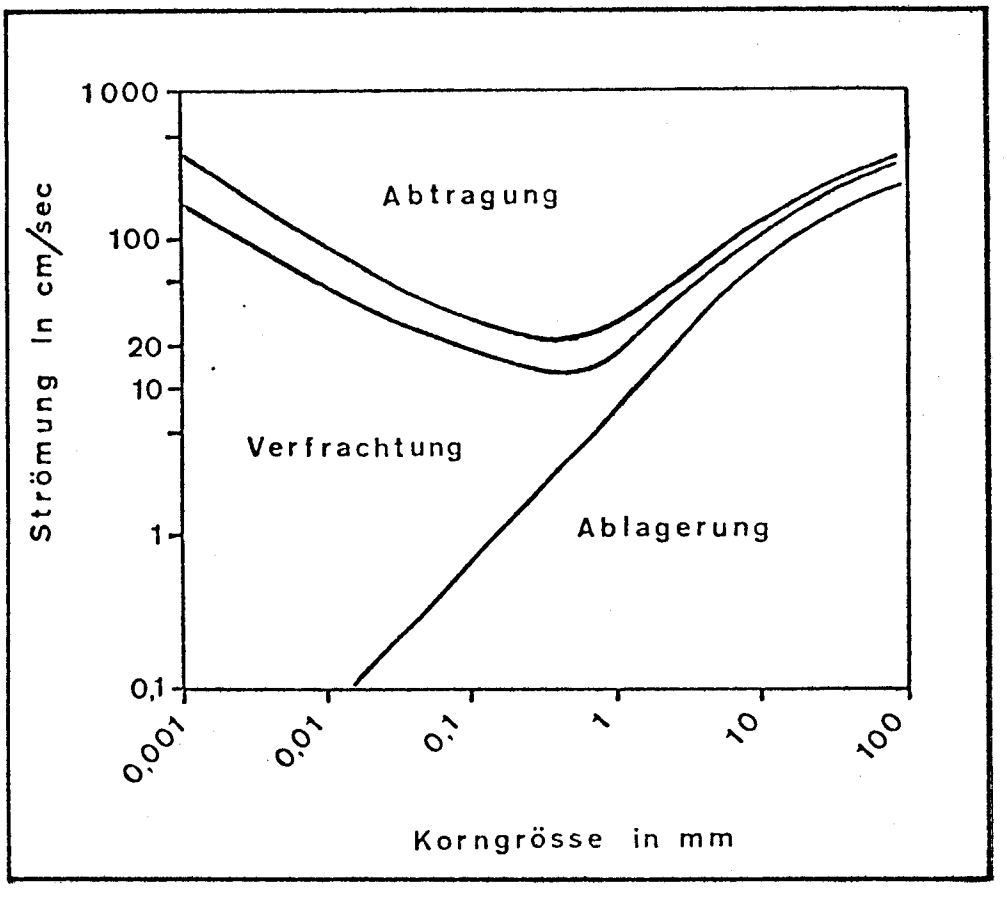


Fig. 26. Transport, Ablagerung und Erosion von gleichkörnigen Sedimenten in Abhängigkeit der Geschwindigkeit des strömenden Wassers (nach HJULSTRØM, 1939).

Die Erosionstätigkeit der Linth-Unterströmungen wird auch dadurch dokumentiert, dass die bereits erwähnten subaquatischen Rinnen zum Teil in grobkörniges, kiesiges Material eingearbeitet wurden.

An den weniger steilen Hängen oder auf dem horizontalen Seegrund verlieren die Strömungen rasch an Geschwindigkeit (vgl. die Stationen L-3 und L-2).

Die Murg-Unterströmungen erreichten zwar "nur" einen Spitzenwert von 5,4 cm/sec. Dieser Peak erscheint zuerst in Station M-2, dann in M-1, bei einer Zeitdifferenz von 2 h 20 min (Fig. 17).

Genauso lange würde eine (hypothetische) gleichförmig fliessende Strömung von 5,36 cm/sec brauchen, um die Distanz von 450 m zwischen den beiden Messgeräten zurückzulegen. Es scheint also, dass die Murgströmung keine Beschleunigung erfuhr, obwohl die Hangneigung $2,5^{o}$ beträgt. Dieser Wert entspricht offenbar dem kritischen Winkel θ_c, bei dem die verfügbare potentielle Energie der Strömung durch die zu überwindenden Reibungskräfte gerade aufgehoben wird (vgl. KERSEY & HSU, im Druck). Aus den Aufzeichnungen der Station L-5 geht hervor, dass die Geschwindigkeit der Linthströmungen 2,5 km von der Mündung entfernt noch gegen 6 cm/sec betragen hat. Noch steht nicht fest, wie gross die Reichweite der Strömungen sein kann. Weitere Messungen werden auf diese Frage Antwort geben. Die Korrelation von Turbiditeinheiten in den Bohrkernen lässt auf Transportdistanzen von mindestens 5 km schliessen.

Pulsierende Strömung: Auffallend an der Registrierung der Station L-3 sind die Schwankungen im Geschwindigkeitsablauf (Fig. 21). Die relativ schnellen Strömungen setzen sich aus einer Folge einzelner Stromstösse zusammen, deren Periodizität 15 - 20 Minuten beträgt. Die einzelnen Pulse sind aber nicht symmetrisch; die Geschwindigkeit steigt sehr rasch an und flaut relativ sanft wieder ab. Die naheliegendste Ursache für dieses pulsierende Fliessverhalten wäre in einem unregelmässigen Abfluss der Glarner Linth zu suchen. Die Schwankungen des Pegelstandes (und somit auch des

Durchflusses) haben aber Perioden in der Grössenordnung von 1 - 3 Stunden. Sie können also kaum für die kurzwelligeren Pulse der Dichteströmung verantwortlich gemacht werden, zumal deren Strömungsgeschwindigkeit im See um einen Faktor 10 kleiner ist als die Strömung im ESCHER-Kanal.

Eine andere Ursache könnte in den Abflussverhältnissen der Dichteströmung selbst zu suchen sein. In offenen Gerinnen werden zwei Arten des Fliessens unterschieden: überkritisch (schiessend) und unterkritisch (strömend). Dabei wird geprüft, ob die Geschwindigkeit u einer Strömung der Mächtigkeit h schneller oder langsamer als die Grundwellengeschwindigkeit $\sqrt{g\,h}$ ist. Handelt es sich um eine Dichteströmung, muss dieser Ausdruck densiometrisch geschrieben werden:

$$\sqrt{\frac{\Delta\varrho}{\varrho}\,g\,h}$$

wobei $\Delta\varrho/\varrho$ den Quotienten von effektiver Dichte zu Dichte der umgebenden Flüssigkeit bedeutet. Will man nun die beiden Geschwindigkeiten vergleichen, bildet man die Beziehung

$$\frac{u}{\sqrt{\frac{\Delta\varrho}{\varrho}\,g\,h}} = Fr \qquad (3)$$

die als (densiometrische) Froude'sche Zahl bekannt ist.

Wenn Fr $<$ 1 (u kleiner als die Grundwellengeschwindigkeit), bleibt das Fliessen strömend. Die kritische Geschwindigkeit u_c ist also gegeben durch

$$u_c = \sqrt{\frac{\Delta \varrho}{\varrho} g h} \text{ , oder } Fr = 1. \qquad (4)$$

Die schiessende Fliessbewegung zeichnet sich dadurch aus, dass sich irgendwelche Störungen (Wellen) stromabwärts bewegen. Es wäre nun denkbar, dass solche Störungen - z.B. durch Unregelmässigkeiten im Untergrund hervorgerufen - zu pulsierenden Strömungen geführt hätten, wie sie von unserem Gerät registriert wurden.

Eine Möglichkeit, dies zu überprüfen, wäre die Bestimmung der Froude'schen Zahl nach Gleichung (3). Im Fall unserer Dichteströmungen sind aber nur g, u und die Dichtewerte hinreichend bekannt, solange die zweifellos auftretenden Dichteänderungen durch Vermischung vernachlässigt werden. Als Unbekannte muss aber h bezeichnet werden, da Station L-3 nur mit einem Gerät bestückt war, und somit keine Möglichkeit besteht, die Mächtigkeit der Strömung abzuschätzen. Man kann allerdings für h einen mutmasslichen Maximalwert von ca. 5 m , wie wir ihn von den Resultaten der Station L-5 erwarten können, einsetzen, um wenigstens eine Grössenordnung der Froude'schen Zahl zu berechnen: Mit u = 30 cm/sec, $\Delta \varrho$ = 0,001 g/cm^3 und ϱ = 1 g/cm^3 und h = 5 m ergibt sich nach Gleichung (3) Fr = 1,3. Demnach wäre schiessendes Fliessen möglich

gewesen, da das Einsetzen kleinerer h-Werte, die ohnehin wahrscheinlicher sind, sogar noch höhere Froude-Zahlen ergäbe.

Die Anwendbarkeit solcher Formeln muss allerdings so lange in Frage gestellt werden, als die Geometrie der strömenden Wassermasse und die Dichteänderungen durch Vermischung nicht hinlänglich bekannt sind. Die Notwendigkeit von Messungen mit mehreren Geräten senkrecht zur mutmasslichen Strömungsrichtung - auch zur Abklärung der Geschwindigkeitsverteilung - ist deshalb leicht einzusehen.

Eine weitere Möglichkeit, die pulsierende Strömung zu erklären, hängt ebenfalls mit dem vorher beschriebenen unter- oder überkritischen Fliessen zusammen. Der Uebergang vom einen in den anderen Zustand kann nur über einen sog. hydraulischen Sprung geschehen (z.B. MASSEY, 1968). Wenn eine schiessende Strömung zum Beispiel von einem Hang mit relativ steilem Gefälle auf wenig geneigten oder gar horizontalen Untergrund wechselt, wird sie über einen hydraulischen Sprung in den strömenden Zustand übergehen. Derartige Erscheinungen in Turbiditätsströmungen hat KOMAR (1971) in einem theoretischen Artikel bearbeitet. Die im hydraulischen Sprung, insbesondere an seinem Rand auftretenden Turbulenzen und die damit verbundenen kurzfristigen Mächtigkeitsschwankungen könnten für unser Problem der pulsierenden Strömung verantwortlich sein: Da das Messgerät L-3 nur 200 m vom Hangknick (Uebergang "foreset" zu "bottomset") entfernt verankert war, ist es durch-

aus denkbar, dass es sich innerhalb des hydraulischen Sprungs, nahe der Grenzfläche der beiden verschieden dichten Flüssigkeiten befand und deshalb nur periodisch in die eigentliche Dichteströmung geriet.

4.2.4. Vergleich mit anderen Dichteströmungen

Lake Mead: Der Lake Mead ist ein künstlicher See im Südwesten der USA, wo der Colorado River aufgestaut wird. In den 40-er Jahren war dieses Staubecken Gegenstand zahlreicher Untersuchungen, die sich unter anderem mit der Verringerung des Speichervolumens durch abgelagertes Material befassten (GOULD, 1960). Hauptlieferant dieser Sedimente ist natürlich der Colorado River, der an seiner Mündung ein rapid wachsendes Delta aufgebaut hat. Im Zusammenhang mit Dichtemaxima (bis 1,02 g/cm^3) im Zufluss wurden innerhalb von sieben Jahren auch insgesamt zwölf "underflows" beobachtet. Da offenbar noch keine geeigneten Messgeräte vorhanden waren, musste die Strömungsgeschwindigkeit aus der Zeitdifferenz zwischen dem Eintauchen der Trübe in Mündungsnähe und dem Aufprallen am Hoover-Damm errechnet werden. Diese Geschwindigkeitswerte bewegen sich im gleichen Rahmen wie diejenigen der Linthströmung im Walensee. Im Durchschnitt betragen sie 10 - 20 cm/sec mit Maxima von 30 cm/sec in Deltanähe und Minima um 7 cm/sec in den flacheren Teilen des Stausees (BELL, 1942). Bemerkenswert ist allerdings das geringe Gefälle von ca. 0,1°, dafür aber auch die wesentlich höhere Sedimentbelastung des Colorado.

Submarine Canyons: In marinen Canyons, die mit einem Zufluss in Verbindung stehen, sind Strömungsmessungen leider selten. Underflows entstehen im Meer wegen der relativ hohen Dichte des Salzwassers nur bei sehr hohen Feststoffkonzentrationen. Eine der wenigen Messungen einer derartigen Dichteströmung wurde von GENNESSEAUX et al. (1971) im submarinen Var - Canyon (Südfrankreich) durchgeführt. Während der Var Hochwasser führte, wurden Strömungsgeschwindigkeiten von über 110 cm/sec registriert. Die Aufzeichnungen deuten ebenfalls auf pulsierendes Fliessen hin. Das (einzige) Messgerät war an einem 6^{o}-steilen Hang, etwa 1,5 m über dem Grund - wie im Walensee - verankert worden.

Eine Messung am Grund des submarinen Kongo-Canyon ergab überraschenderweise, dass die Hauptströmung Canyon-aufwärts gerichtet war (SHEPARD & EMERY, 1973). Offenbar reichte die Sedimentbelastung des Kongo während der Messperiode nicht aus, um einen "underflow" entstehen zu lassen. Der "overflow" des einmündenden Süsswassers muss aus Kontinuitätsgründen eine grundberührende Strömung des Meerwassers in entgegengesetzter Richtung zur Folge gehabt haben.

Die submarinen Canyons, welche nicht oder nicht mehr mit einem Zufluss in Verbindung stehen, sind in Bezug auf ihre Strömungsverhältnisse seit DALY (1938) intensiver diskutiert und untersucht worden. Besonders an den ozeanographischen Instituten Scripps und Woods Hole haben sich Spezialisten mit diesen Fragen

auseinandergesetzt. Die in diesen Rinnen registrierten Strömungsgeschwindigkeiten liegen im allgemeinen durchaus in der gleichen Grössenordnung, wie sie uns aus dem Lake Mead oder aus dem Walensee bekannt sind. Die Ursachen dieser Strömungen sind allerdings wesentlich verschieden. In den Canyons wurden Strömungen gemessen, die abwechslungsweise auf- und abwärts in der Rinnenachse geflossen sind, und die sich mit den Gezeitenzyklen korrelieren lassen (SHEPARD et al., 1974). Daraus schliessen die Autoren, dass die meisten "normalen" Canyon-Strömungen auf interne Wellen und nicht auf Dichteströmungen zurückzuführen sind.

Es sind aber auch einzelne Fälle von kurzfristig stark erhöhten Geschwindigkeiten beschrieben worden: Aus dem Scripps Canyon berichten INMAN et al. (1970) von Strömungsgeschwindigkeiten von über 160 cm/sec. In der benachbarten Rinne (La Jolla Canyon) wurden auch von SHEPARD & MARSHALL (1973) Messungen durchgeführt. Dabei wurde ein Messgerät weggeschwemmt und später, mit Hilfe eines Tauchgerätes, 500 m tiefer wieder aufgefunden. Die Registrierung zeigt einen plötzlich einsetzenden starken Geschwindigkeitsanstieg bis 50 cm/sec, dann bricht die Aufzeichnung ab. In diesem Zeitpunkt wurde nach Ansicht der Autoren das Gerät von einem "turbidity current" erfasst und mitgerissen.

Diese wenigen Beispiele machen deutlich, dass auf diesem Gebiet noch ein weites Arbeitsfeld zu erschliessen ist, denn es bleiben noch viele Fragen - besonders hydrodynamischer Art - offen.

Weitere Untersuchungen werden notwendig sein, wobei Messungen in Seen einen wesentlichen Beitrag zum Verständnis der Suspensions-Dichteströmungen leisten können.

Den Sedimentologen interessiert natürlich primär die Frage nach den Ablagerungsmechanismen. Die Sedimentation durch Turbiditätsströmungen, welche aus subaquatischen Rutschungen hervorgehen, ist anhand vieler Feldbeobachtungen in fossilen Ablagerungen (z.B. Flysch) und vor allem durch die Experimente von BAGNOLD (1962) und MIDDLETON (1966) weitgehend geklärt und als Ursache vieler gradierter Schichten erkannt worden.

Viel weniger bekannt sind die Verhältnisse bei den eigentlichen "turbidity underflows" oder "constant feeding turbidity currents", wie sie von GENNESSEAUX et al. (1971) im Mittelmeer und zum Beispiel von uns im Walensee gemessen worden sind. Der Grund ist wahrscheinlich der, dass dieses Phänomen im Meer wegen der erforderlichen hohen Feststoffkonzentrationen relativ selten in Erscheinung tritt. In der neueren Literatur sind aber für die Erklärung einiger fossiler "turbiditischer" Sedimente "underflow"-artige Mechanismen vorgeschlagen worden (HARMS, 1974).

Offenbar muss also auch im marinen Bereich mit einer stärkeren Verbreitung dieser Erscheinung gerechnet werden, als bisher vermutet wurde; nicht jede gradierte Schicht muss unbedingt mit einer Rutschung oder gar einem Erdbeben in Verbindung gebracht werden.

4.2.5. Sedimentation

Fassen wir das Wichtigste über die im Walensee gemessenen Strömungen zusammen:

- Sie sind direkt vom Zufluss abhängig (Durchflussmenge, Feststoffzufuhr).
- Die Strömungsgeschwindigkeit nimmt mit wachsender Entfernung von der Mündung ab. Die gemessenen Geschwindigkeiten liegen durchschnittlich zwischen 5 und 20 cm/sec mit Spitzen von 30 cm/sec.
- Die Dauer kann mehrere Tage betragen.

Transport, Erosion, Ablagerung: Den grössten Teil der vom Trübestrom transportierten Sedimentmenge machen die suspendierten Feststoffe aus, denen die Strömung ihre Existenz überhaupt verdankt. Wie ein Fluss vermag aber ein "underflow" dank seiner Kompetenz ausserdem noch gröberes, nicht suspendiertes Material am Grunde mitzuschieben (KOMAR, 1970). Dabei gelten im Prinzip die gleichen Gesetzmässigkeiten wie bei der fluviatilen Abtragung und Sedimentation (Fig. 26).

Bei der Einmündung wird der Zufluss stark abgebremst. Dafür verantwortlich ist einerseits der Widerstand des Seewassers. Anderseits breitet sich der einfliessende Strahl fächerförmig aus (Fig. 18), sodass durch die Vergrösserung des Strömungsquerschnittes die Geschwindigkeit abnehmen muss. Wegen des dadurch bedingten

Verlustes an Transportkraft werden die gröbsten Geschiebeteile abgelagert und führen zur Deltabildung. Der untertauchende Trübestrom folgt dem Gefälle des Deltas und erfährt wahrscheinlich eine Beschleunigung an der Deltafront. Leider sind wir über die Strömungsverhältnisse in diesem Teil (Mündung bis und mit Hangknick) nicht genau orientiert, da hier noch keine Messungen durchgeführt wurden.

Die Existenz einer Erosionsrinne dokumentiert aber die grosse Abtragungstätigkeit der überkritisch fliessenden "underflows". Beim Uebergang zum "bottomset" erfolgt der bereits erwähnte hydraulische Sprung mit hoher Turbulenz und entsprechend starker Erosionsfähigkeit, welche möglicherweise den scharfen Hangknick (18^{o}) im Linthdelta zu erklären vermag. Die turbulente Zwangsvermischung mit dem umgebenden Seewasser bewirkt zusammen mit dem stark reduzierten Gefälle und der damit verbundenen Vergrösserung des Strömungsquerschnittes eine nachhaltige Verringerung der Strömungsgeschwindigkeit und damit der Erosions- und Transportkraft. Der Trübestrom breitet sich noch weiter aus und beginnt zu sedimentieren. Auf Echogrammen sind in diesem Deltaabschnitt keine Erosionsrinnen mehr zu erkennen.

Durch die fortschreitende Bremsung der Strömung entsteht zunächst einmal eine Progradierung, d.h. eine Abnahme der Korngrösse in horizontaler Richtung mit zunehmender Entfernung.

Die vertikale Gradierung der Ablagerungen (Abnahme der Korngrösse nach oben) lässt sich durch das Abflauen des Zuflusses und der damit verbundenen Verringerung der Reichweite der Dichteströmung erklären, weil die Körner einer bestimmten Korngrösse mit abnehmender Strömungsgeschwindigkeit immer weniger weit transportiert werden. Es stellt sich in diesem Zusammenhang natürlich die Frage, weshalb denn bei anschwellender Strömung nicht eine verkehrte Gradierung entsteht. Nun ist es allerdings so, dass bei immer stärker werdender Strömung die eben abgelagerten Körner gleich wieder wegtransportiert werden (vgl. Fig. 26). Das heisst also, dass die unterste (gröbste) Lage einer gradierten Schicht zeitlich dem Beginn des Abflauens der Strömung entspricht. Dafür sprechen auch die offensichtlichen Erosionserscheinungen an der Basis einiger Gradite (z.B. Fig. 9).

Die Entstehung und Aufrechterhaltung von "underflows" hängt stark von den Bedingungen im entsprechenden Zufluss ab. Die im Laufe eines Jahres auftretenden Strömungs- und Ablagerungsverhältnisse im Einflussgebiet der Glarner Linth können grob in drei Stadien eingeteilt werden:

Stadium 1

Im ESCHER-Kanal: Normaler Durchfluss, Anteil der Trübstoffe relativ gering. Im Flussbett sammelt sich sandiges Material.

Im See: Einschichtung der Trübstoffe in entsprechend dichtes

Seeniveau ("over"- oder "interflows"), vorwiegend "pelagische" Sedimentation, keine grundberührenden Trübeströme.

Dieser Zustand ist im Sommer, Herbst und Winter vorherrschend. Im Sommer kann er gelegentlich durch kurzfristige Gewitter-Hochwasser unterbrochen werden.

Stadium 2

Im Kanal: Erhöhter Durchfluss mit bedeutendem Anteil an Trübstoffen. Die Sandfraktion im Bett des unteren Flusslaufes wird aber noch nicht mobilisiert.

Im See: Dank erhöhter Feststoffkonzentration werden nebst "interflows" grundberührende Suspensionsströmungen ermöglicht. Der Transport von Sand ist noch kaum zu erwarten.

Dieser Zustand kann im Frühjahr bei gemässigter Schneeschmelze, im Sommer und Herbst nach lang andauernden Landregen eintreten.

Stadium 3

Im Kanal: Plötzlich stark erhöhter Durchfluss (z.B. rasche Schneeschmelze bei Föhneinbruch, heftige Gewitter). Das in ruhigeren Zeiten (Stadium 1) abgelagerte sandige Material wird hochgewirbelt und mitgerissen.

Im See: Je nach Stärke des Hochwassers kann der entstehende Trübestrom grössere Mengen Sand transportieren und gradiert wieder zur Ablagerung bringen. Wahrscheinlich hält der Sandtransport nur so lange an, bis das sandige Material im Flussbett aufgebraucht ist.

Da bereits KUENEN (1951) der Ansicht war, "turbidity currents" seien die Hauptagenzien der Warvenbildung, möchte ich an dieser Stelle auf das Problem der Entstehung der laminierten Schichten eingehen.

PETTIJOHN (1975) unterscheidet drei verschiedene Arten laminierter Schichtung:

1) Wechsellagerung von Schichten mit Partikeln verschiedener Korngrösse,
2) Alternierende Pigmentierung, meist durch organisches Material
3) Wechsel von Karbonat- und Siltlagen.

Die rein detritisch bedingte Wechsellagerung im Walensee (Fig. 12) repräsentiert Typ 1), und ich möchte mich auf die Problematik ihrer Entstehung beschränken, die in CHURCH & GILBERT (1975) gut zusammengefasst ist.

Die klassische Theorie über die Bildung der Warven in periglazialen Sedimentationsräumen besagt, dass während der Eisschmelze die relativ grobkörnigen "Sommer"-Lagen entstehen, und dass während der Kaltzeit nur feinkörniges Material zur Bildung der "Winter"-Schicht zur Verfügung steht.

Was jedoch den eigentlichen Ablagerungsmechanismus betrifft, stehen sich zwei verschiedene Ansichten gegenüber:

1) Allmähliches Absinken der mehr oder weniger in Oberflächennähe eingeschwemmten, suspendierten Feststoffe.

2) Verteilung der Sedimente durch grundberührende Suspensionsströmungen.

Wie erwähnt befürwortet KUENEN (1951) die zweite Version, die jedoch zum Beispiel von ANATEVS (1951) bezweifelt wird. In den 60-er Jahren fand aber KUENENs Ansicht weitere Unterstützung durch die Arbeiten von LAJTAI (1967).

Es soll nun anhand der laminierten Walenseeschichten versucht werden, einen Beitrag zur Lösung dieser Kontroverse zu leisten. Dazu wollen wir zunächst einmal zusammenfassen, was in diesem Zusammenhang über den Walensee bekannt ist:

1) Wie aus Kapitel 3 hervorgeht, ergab die Auszählung der Laminationen über dem Linthschnitt, dass pro Jahr im Durchschnitt 2,1 Schichtpaare abgelagert wurden. Es handelt sich also nicht um Jahresschichten oder Warven im Sinne von De GEER (1912).
2) Die Durchflussmenge in den verschiedenen Zuflüssen ist im Laufe eines Jahres grösseren Schwankungen unterworfen. Ebenso verhält es sich mit den Schwebstoffen: die Zufuhr erfolgt zwar ohne Unterbruch, aber in stark wechselnden Mengen. Die stärksten Feststoffschübe sind normalerweise auf das Frühjahr und den Hochsommer konzentriert.
3) Die Einschichtung der eingeschwemmten Trübe erfolgt manchmal oberflächennah, meistens aber innerhalb des Wasserkörpers (vgl. Fig. 18).

4) Das eingeschwemmte Material muss relativ rasch absinken, sonst müsste der Schwebstoffgehalt im See immer grösser werden.
5) Für die Zeit der Frühjahrsschneeschmelze sind grundberührende Suspensionsströmungen nachgewiesen worden.

Beim Eintritt in den thermisch stratifizierten See wird sich die einfliessende Suspension in dasjenige Niveau einschichten und ausbreiten, das ihrer Dichte entspricht ("interflow"), gegebenenfalls auch dem Grunde entlang ("underflow") oder an der Seeoberfläche ("overflow").
Wenn der See keine Dichteschichtung aufweist (Homothermie), können nur "over"- oder "underflows" entstehen, es sei denn, die einfliessende Suspension hätte genau die gleiche Dichte wie der See.
Es ist also jeweils nur von der Dichte des einfliessenden Wasser/Schwebstoffgemisches abhängig, ob sich die Suspension an der Oberfläche, im Innern oder am Grunde des Sees ausbreitet. Deshalb kann man sich gut vorstellen, dass bei den starken Schwankungen der Schwebstoffkonzentration diese Einschichtungsvorgänge leicht ineinander übergehen können. Beobachtungen, welche diese Ansicht unterstützen, hat GILBERT (1973) im Lillooet Lake gemacht, und auch Gail ASHLEY (1975) interpretiert die Sedimente des Lake Hitchcock in ähnlicher Weise.
Damit ist eigentlich der vorher erwähnten Kontroverse die Substanz

entzogen, da die Bildung detritisch bedingter laminierter Schichten weder ausschliesslich "pelagisch" noch durch Turbiditätsströmungen erklärt werden kann. In Wirklichkeit herrscht je nach Saison die eine oder die andere der beschriebenen Sedimentationsarten vor.

Im Walensee dürften zumindest im Frühjahr die "underflow"-artigen Vorgänge die dominierende Rolle spielen, wobei auch in den höheren Wasserschichten eingeschwemmte Feststoffe relativ rasch absinken können, denn für die Existenz einer Sinkstoff-Falle im Sinne NYDEGGERs (1967) besteht kein Indiz, da um diese Jahreszeit im See weitgehend Homothermie herrscht.

Ob im Sommer nach heftigen Gewittern auch grundberührende Suspensions-Dichteströmungen auftreten, muss mit weiteren Strömungsmessungen erst abgeklärt werden. Sie sind aber aufgrund der berechenbaren Dichteunterschiede mit grosser Wahrscheinlichkeit zu erwarten.

Kiestransport: Wie steht es nun mit der Kompetenz dieser Suspensionsströmungen, d.h. ihrer Fähigkeit, grobes Material am Grunde mitzuschieben oder zu rollen? KOMAR (1970) hat sich mit diesen Fragen auseinandergesetzt und quantitativ zu erfassen versucht.

Anhand zweier Beispiele - eines fossilen und eines rezenten Turbidites - hat er seine Formeln geprüft und als anwendbar befunden:

Damit ein Korn vom Durchmesser D (D > 7 mm) von der Strömung erfasst und transportiert werden kann, ist die kritische Beanspruchung τ_c gegeben durch

$$\tau_c = 0{,}06\ (\varrho_s - \varrho_t)\ g\ D \qquad (5)$$

wobei ϱ_s = Dichte des Korns und ϱ_t = Dichte der Suspensionsströmung bedeutet. Der Faktor 0,06 ist der relative Stress

$$\Theta_t = \frac{\tau_c}{(\varrho_s - \varrho_t)\ g\ D} \qquad (6)$$

der für Körner mit D > 7 mm konstant bleibt (Fig. 3 in KOMAR, 1970).

Die Beanspruchung, die ein Trübestrom der Mächtigkeit h auf seine Unterlage ausübt, kann durch Ableitung der entsprechenden Formel für Flüsse wie folgt berechnet werden:

$$\tau_c = \frac{(\varrho_t - \varrho)\ g\ h\ \sin\beta}{1 + a} \qquad (7)$$

ϱ_t = Dichte des Trübestroms, ϱ = Dichte des umgebenden Wassers, β = Hangneigung. $(1 + a)$ ist ein Korrekturfaktor, der die Verminderung der Beanspruchung durch die Reibung an der Grenzfläche zwischen den verschieden dichten Flüssigkeiten berücksichtigt. Verschiedene Experimente haben für a einen Wert um 0,5 ergeben (MIDDLETON, 1966).

Fasst man die Gleichungen (5) und (7) zusammen, lässt sich für eine gegebene Suspensionsströmung der grösste Durchmesser der noch transportierbaren Körner berechnen:

$$D = \frac{(\varrho_t - \varrho)\, h \sin \beta}{0{,}09\, (\varrho_s - \varrho_t)} \qquad (8)$$

Nehmen wir zum Beispiel eine Strömung mit einer Dichte von 1,002 g/cm^3, einer Mächtigkeit h von 2 m auf einem Hang von $\beta = 20^\circ$ (Linthdelta). Nach Gleichung (8) können noch Körner (ϱ_s = 2,6 g/cm^3) vom Durchmesser D = 9,5 mm transportiert werden.

Da die Bohrkerne im Einflussgebiet der Linth keine Komponenten > 7 mm geliefert haben, können wir aber Gleichung (8) nicht anhand der von der Linth abgelagerten Sedimente prüfen.
Auf der Höhe der Mündungen von Rotbach und Meerenbach konnten wir mit den Sondierungen 8 und 6 schöne Kieslagen an der Basis von Turbiditen durchbohren (Fig. 9). Die gröbsten Komponenten haben Durchmesser zwischen 20 und 25 mm.
Auf Grund der Hangneigung kann man sich nun überlegen, welche Dichte der transportierende Trübestrom haben musste, um diese Kiese an ihren Ablagerungsort bringen zu können.

Die grösste Hangneigung der Schuttfächer beträgt beim Rotbach ca. 20°, beim Meerenbach ca. 25°. Entscheidend für die Rechnung

ist jedoch das Gefälle im Bereich der Kernbohrungen No 8 ($\beta = 4^{o}$) und No 6 ($\beta = 2{,}5^{o}$).

Für die Mächtigkeit h der Strömung nehmen wir wieder den vernünftigen Wert von 2 m an. Eine Vergrösserung dieses Wertes hätte ohnehin eine Erhöhung der Kompetenz zur Folge. Für den Rotbach müsste nach Gleichung (8) die Dichte der Turbiditätsströmung $\varrho_t = 1{,}025\ g/cm^3$ betragen haben und für den Meerenbach $\varrho_t = 1{,}035\ g/cm^3$.

Diese Dichtewerte mögen auf den ersten Blick etwas hoch erscheinen, können aber mit einer Trübstoffkonzentration von etwa 3 g/l erreicht werden. Solche Konzentrationen sind zum Beispiel im ESCHER-Kanal registriert worden (17. Juli 1973: 3026 mg/l). Wenn man ausserdem bedenkt, dass diese Kiese wahrscheinlich mit Murgang-artigen Vorgängen in den erwähnten Bächen im Zusammenhang stehen, ist die Annahme solcher Dichtewerte durchaus realistisch. Dass es sich bei derartigen Einschwemmungen aber um ausserordentliche Ereignisse handelt, zeigt ihr seltenes Vorkommen in den Bohrkernen.

4.2.6. Häufigkeit von "underflows"

Ueber die Häufigkeit von Unterströmungen der Linth im Walensee lässt sich folgendes sagen: Im Kern No 4 konnten seit dem "Linthschnitt" rund 40, zwischen 1 und 50 cm mächtige, sandige Turbidite ausgezählt werden, d.h. dass in den vergangenen 160 Jahren

durchschnittlich alle 4 Jahre eine sandtransportierende Trübeströmung aufgetreten ist. Auf Grund unserer Messungen scheint die Häufigkeit einfacher Trübeströmungen ohne Sandfracht höher zu sein, konnten doch innerhalb von nur drei Wochen zwei "underflows" registriert werden. In den meisten Fällen sind aber diese Strömungen nur stark genug, um toniges und vielleicht auch siltiges Material transportieren zu können.

4.2.7. Ueber die Wirkung von Fluss-Unterströmungen auf die Seen

Der Kanderschnitt: Als die Kander 1714 in den Thunersee geleitet wurde, veränderte sich der Zustand des Sees in relativ kurzer Zeit von eutroph zu oligotroph. Dies kommt sehr deutlich in der Veränderung des Sedimentbildes zum Ausdruck, das anhand von Lotbohrkernen studiert werden kann (STURM & MATTER, 1972):
Unter dem "Kanderschnitt" sind vor allem dunkle Schlamme in Reduktionsfazies mit Eisenmonosulfidlagen zu erkennen. Darüber folgen hellgraue bis graue Sedimente in Turbidit-und Warvenfazies.
Offensichtlich bewirkte die Kanderkorrektion eine bessere Durchlüftung des vorher grösstenteils anaeroben Seebeckens. An dieser Zustandsänderung sind die periodischen Intrusionen von "underflows" der Kander massgeblich beteiligt. Die Wirkung erfolgt einerseits auf chemischem Weg durch Zufuhr von frischem, O_2-reichem Flusswasser in schlecht durchlüftete Zonen, anderseits

physikalisch durch Anregung einer Zirkulation in den stagnierenden Bodenwässern. Die Ursache dieser Zirkulation lässt sich auf relativ einfache Weise in einem Tankexperiment qualitativ nachweisen.

Experiment: Die Versuchsanordnung ist in Fig. 27 schematisch dargestellt: Aus Tank B überläuft mit konstanter Geschwindigkeit und konstantem Durchfluss Q eine schwach blau gefärbte NaCl-Lösung der Dichte ϱ_2 in den Tank A, der mit klarem Leitungswasser der Dichte ϱ_1 gefüllt ist. Den Nachschub an Salzlösung besorgt Reservoir E. Da $\varrho_2 > \varrho_1$, folgt die einfliessende Salzlösung der schiefen Ebene D, dann dem horizontalen Tankboden C. Der Pegelstand in Tank A bleibt wegen Ueberlauf G konstant. Das Hauptproblem bestand darin, einen gleichförmig fliessenden Dichtestrom zu erreichen und ein Aufprallen desselben am Tank-Ende zu verhindern, um eine von Rückschwällen ungestörte Beobachtung zu ermöglichen. Man einigte sich darauf, den Dichtestrom im Rohrsystem F des Experimentierkanals "verschwinden"zu lassen. Dies entspricht keineswegs den natürlichen Gegegebenheiten im See, erwies sich aber als experimentelle Notwendigkeit und erlaubt eine ungestörte Beobachtung während ca. 20 Minuten, bis die Durchmischung allmählich zu wirken beginnt. Durch Zugabe einzelner wasserlöslicher Farbpartikel im Tank A können die Strömungsvorgänge auf einfache Art sichtbar gemacht werden: Die entstehenden farbigen Trajektorien werden durch die

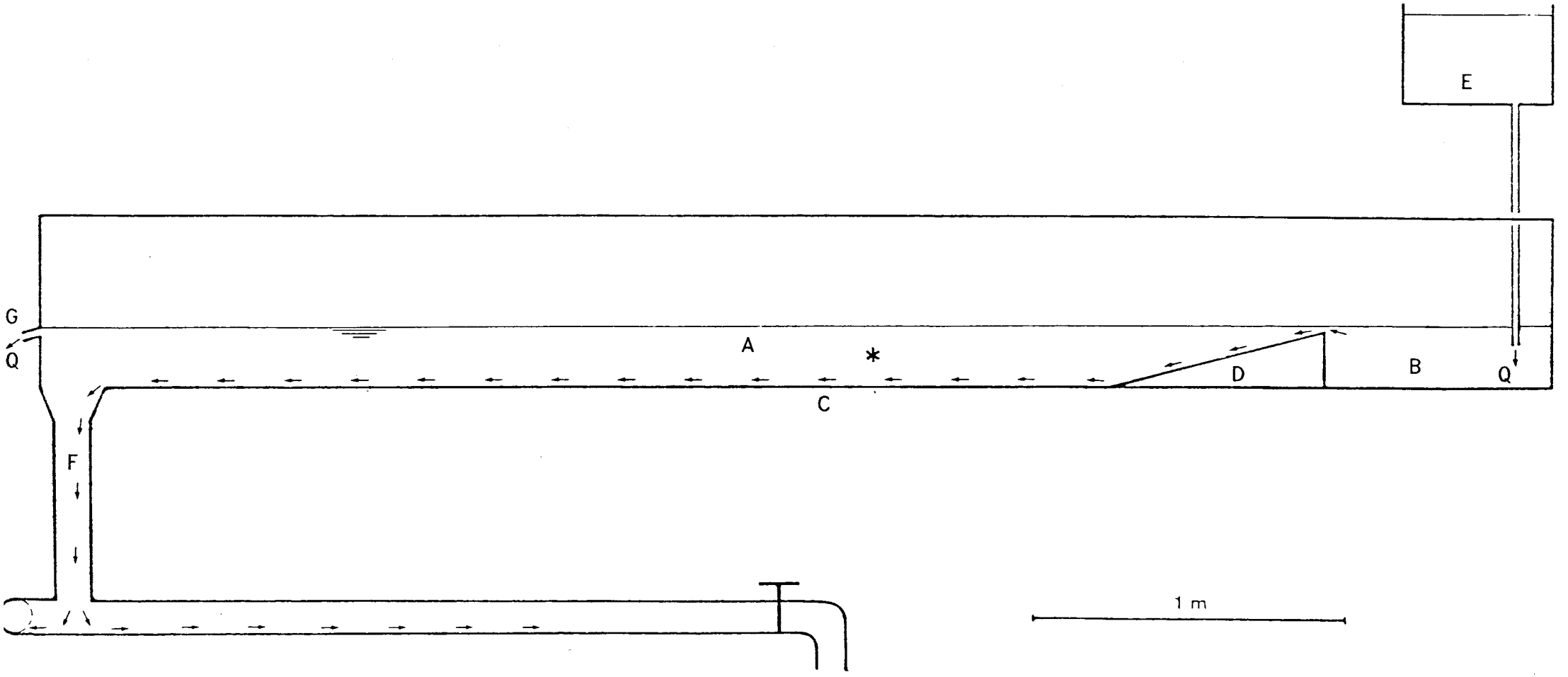


Fig. 27. Schematischer Längsschnitt durch den Versuchskanal des Geologischen Institutes der ETH. Erklärung der Symbole im Text.

Wasserbewegung unterschiedlich verformt und ergeben ein anschauliches und für die Interpretation recht präzises Bild.

Resultate: Der Dichtestrom war im Bereich der schiefen Ebene ca. 5 mm mächtig. Beim Uebergang in den horizontalen Teil des Kanals konnte ein deutlicher hydraulischer Sprung beobachtet werden, mit einer Mächtigkeitszunahme von ca. 15 mm. Die nach dem Sprung erhaltene Mächtigkeit behält der Dichtestrom bis zum Abflussrohr praktisch unverändert bei.

Durch die verformte Farbspur ist die Geschwindigkeitsverteilung im gesamten Vertikalprofil deutlich wiedergegeben (Fig. 28).

Im Punkt A bleibt die Geschwindigkeit Null, während sie bei B

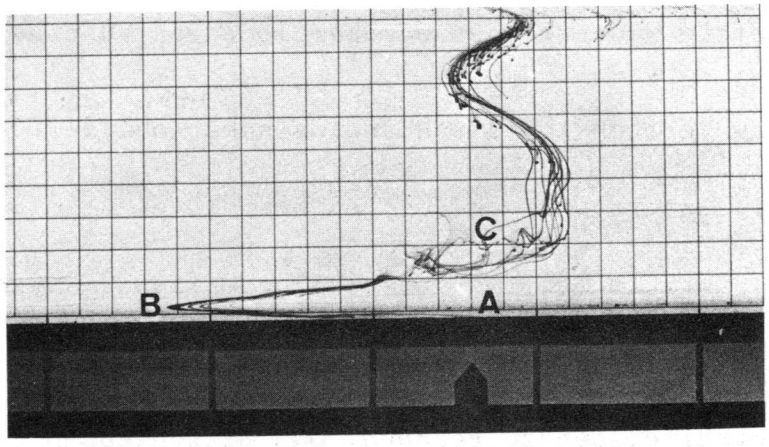


Fig. 28. Laborversuch mit grundberührender Dichteströmung. Ihre Mächtigkeit wird durch den horizontalen Pfeil markiert. Die Strömungsverhältnisse werden durch die Verformung der Farbtrajektorien sichtbar gemacht (Strömung von rechts nach links). Für die Erklärung der Symbole A, B und C siehe im Text. Die Aufnahme stammt aus dem ersten Drittel des horizontalen Tankteils (* in Fig. 27).

ein Maximum erreicht (Grenzfläche Salzwasser/Süsswasser). Ueber dieser Grenze nimmt die Geschwindigkeit wieder linear ab - symmetrisch zur Grenzfläche - und fängt an, bei C in die Gegenrichtung zu zeigen.Diese Rückströmung ist mit abnehmender Intensität bis zur Oberfläche zu beobachten.

Interpretation: Zwischen den verschieden dichten Flüssigkeiten wirken Reibungskräfte. Deshalb entstehen an der Grenzfläche Schubspannungen, die bewirken, dass eine Schicht Süsswasser von gleicher Mächtigkeit wie der Dichtestrom von diesem mitgeschleppt wird. Die Kontinuität (Massenerhaltung) fordert, dass diese wegbewegte Wassermenge laufend "ersetzt" wird, was durch eine entgegengesetzte Bewegung des darüberliegenden Süsswassers geschieht.

Für diesen Versuch lag die Reynolds'sche Zahl der Dichteströmung in der Grössenordnung von 10^2; es herrschten also laminare Verhältnisse vor. Im See, wo für die "underflows" Reynolds'Zahlen in der Grössenordnung von 10^5 zu erwarten sind, ist mit turbulenten Verhältnissen zu rechnen. Das Mitschleppen der ruhenden Flüssigkeit erfolgt in diesem Fall nicht mehr durch viskose Haftung, sondern durch "Einverleiben" in den Dichtestrom (turbulente Zwangsvermischung). Der resultierende Massenaustausch bewirkt die vorher erwähnte Zirkulation, welche für den Stoffhaushalt in Seen von Bedeutung sein kann. Im Walensee konnten die Bodenströmung und die entsprechende Rückströmung in den Stationen L-2 und L-5 registriert werden.

4.2.8. Ausblick

Obwohl die beschriebenen Strömungsmessungen und Experimente uns im Verständnis der Unterströmungsmechanismen einen Schritt weiter gebracht haben, bleiben zwei wesentliche Fragen unzulänglich beantwortet:

1. Die Frage nach der Geometrie der Strömungen, d.h. deren Querschnitt und Reichweite und
2. nach dem Einfluss der turbulenten Zwangsvermischung auf die Verminderung des Dichtegradienten.

Die zweite Frage liesse sich bereits durch Beantwortung der ersten indirekt lösen, indem durch die Querschnittsvergrösserung und Anwendung der Kontinuitätsgleichung der Grad der Vermischung prozentual bestimmt werden kann. Bei weiteren Messungen sind aber zusätzlich auch direkte Dichtebestimmungen vorgesehen.

Der Kenntnis der Vermischungsintensität kommt nicht nur bei theoretischen Betrachtungen grosse Bedeutung zu, sondern vor allem auch für eventuelle praktische Anwendungen von Suspensions-Dichteströmungen, die - auch im marinen Bereich - ins Auge gefasst werden. Die Möglichkeit, mit künstlich erzeugten Turbiditätsströmungen Industrie- und andere Abfälle zwecks "Beseitigung" in die Tiefsee fahren zu lassen, ist zum Beispiel von TESAKER (1972) aufgegriffen worden.

Vor der Realisierung derartiger Projekte wären zumindest Grossversuche mit harmlosen Mischungen angebracht, um die Tauglichkeit

einer solchen Anwendung und vor allem die zu erwartende Umweltbelastung abschätzen zu können. Solche Experimente liessen sich zum Beispiel sehr gut in Seen durchführen, die sich als grossräumige Versuchsbecken bewährt haben.

Literaturverzeichnis

ANATEVS, E. (1951): Glacial clays in Steep Rock Lake, Ontario, Canada. - Bull. Geol. Soc. Amer. 62, 1223 - 1262.

ASHLEY, G. (1975): Rhythmic Sedimentation in Glacial Lake Hitchcock, Mass.-conn. - In: Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation (Ed.: A.V. Jopling & B.C. McDonald), Soc. Ec. Pal. & Min. Spec. Publ. No 23, 304 - 320.

BAGNOLD, R.A. (1962): Auto-suspension of transported sediment; turbidity currents. - Royal Soc. London Proc., ser. A, 265, 315 - 319.

BELL, H.C. (1942): Density currents as agents for transporting sediments. - J. Geol. 50, 512 - 547.

BENJAMIN, T.B. (1968): Gravity currents and related phenomena. J. Fluid Mech. 31/2, 209 - 248.

CHURCH, M. & GILBERT, R. (1975): Proglacial fluvial and lacustrine environments. - In: Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, Soc. Ec. Pal. & Min., Spec. Publ. No 23, 22 - 100.

DALY, R.A. (1936): Origin of submarine "canyons". - Am. J. Sci. 31. 401 - 420.

De GEER, G. (1912): A geochronology of the last 12'000 years. Int. Geol. Congr. C.r. 11, 241 - 253.

FINCKH, P. & KELTS, K. (1976): Geophysical Investigations into the Nature of Pre-Holocene Sediments of Lake Zurich. - Eclogae geol. Helv. 69/1 139 - 148.

FLORIN, J. (1972): Ergebnisse aus Benthos-Untersuchungen am Walensee, Schweiz. - Verh. Intern. Verein. Limnol. 18, 461 - 466.

FOREL, F.A. (1892): Le Léman (Tome I). - F. Rouge, Lausanne.

FOERSTNER, U., MUELLER, G. & REINECK, H.E. (1968): Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee. - N. Jb. Min. Abh. 109, 33 - 62.

GENNESSEAUX, M., GUIBOUT, P. & LACOMBE, H. (1971): Enregistrement de courants de turbidité dans la vallée sous-marine du Var (Alpes-Maritimes).-C.r. hébd. séanc. Acad. Sci., Paris, 273, 2456 - 2459.

GILBERT, R. (1973): Processes of underflow and sediment transport in a British Columbia mountain lake. - Natl. Res. Council of Canada, Assoc. Comm. Geodesy and Geophysics, Subcomm. Hydrology, Proc. Hydrology Symp., No 9, 493 - 507.

GOULD, H.R. (1960): Turbidity currents. In: Comprehensive Survey of Sedimentation in Lake Mead, 1948 - 1949. Prof. Pap. U.S. geol. Survey, 295, 201 - 207.

GRAF, W.H. (1971): Hydraulics of Sediment Transport. - McGraw-Hill, New York/Toronto/London.

HAND, B. (1974): Supercritical flow in turbidity currents. - J. sediment. Petrol. 44/3, 637 - 648.

HANTKE, R. (1968): Die Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans (Kt. St.Gallen) und die spätglazialen Gletscherstände in der Walenseetalung und im Rheintal. - Mitt. aus dem Geol. Inst. ETH u.d. Univ. Zürich N.F. No 102.

HARMS, J.C. (1974): Brushy Canyon Formation, Texas: A Deep-Water Density Current Deposit. - Bull. geol. Soc. Am. 85/11, 1763-1784.

HEEZEN, B.C. & EWING, M. (1952): Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks Earthquake. - Am. J. Sci. 250, 849 - 873.

HEIM, Alb. (1876): Bericht und Expertengutachten über die im Februar und September 1875 in Horgen vorgekommenen Rutschungen. 20 S.

HEIM, Alb. (1894): Die Entstehung der alpinen Randseen. - Vierteljahrsschrift d. natf. Ges. Zürich 39.

HEIM, Alb. (1906): Ueber die Verbauungen am Flibach. - Schw. Bauzeitung, 251 - 253.

HERB, R. (1967): Weesen - Amden (Exkursion 34 a), in: Geol. Führer d. Schw., Heft 7, Wepf & Co, Basel.

HINZ, K., RICHTER, I. & SIEBER, N.P. (1970): Reflexionsseismische Untersuchungen im Zürichsee. Teil I: Geophysik. - Eclogae geol. Helv. 63/2, 511 - 523.

HJULSTRØM, F. (1939): Transportation of detritus by moving water. In: Recent Marine Sediments. Am. Ass. Petr. Geol. 5 - 31.

INMAN, D.L. (1970): Strong currents in submarine canyons. - Abstr. Transact. of Am. Geophys. Union, 51, 319.

ISAACS, J.D., REID, J.L., SCHICK, G.B. & SCHWARTZLOSE, R.A. (1966): Near bottom currents measured in 4 km depth off Baja California coast. - J. geophys. Res. 71, 4297 - 4303.

JAECKLI, H. (1972): Elemente einer Anthropogeologie. - Eclogae geol. Helv. 65/1, 1 - 19.

KELLER, G.H., LAMBERT, D., ROWE, G. & STARESINIC, N. (1973): Bottom currents in the Hudson Canyon. - Science, 180, 181 - 183.

KELTS, K. (1976): Diss. ETH (in Vorbereitung)

KERSEY, D.G. & HSU, K.J. (1977): A physical approach to the flow density currents. (In Vorbereitung).

KEULEGAN, G.H. (1957): Thirteenth progress report on model laws for density currents. An experimental study of the motion of saline water from locks into fresh water channels. - U.S. Bur. Standards Rept. 5168, 21 p.

KLAEY, J.R. (1969): Quartärgeologische Untersuchungen in der Linthebene. - Diss. ETH, No 4254.

KLINGENFUSS, B. (1973): Erster Erfolg in der Rinquelle. - Höhlenpost, No 32.

KOMAR, P.D. (1970): The competence of turbidity current flow. - Bull. geol. Soc. Amer. 81, 1555 - 1562.

KOMAR, P.D. (1971): Hydraulic Jumps in turbidity currents. - Bull. geol. Soc. Amer. 82/6, 1477 - 1488.

KUENEN, P.H. (1951): Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents. - Geol. Fören. Förh., Stockholm, 73, 69 - 84.

KUENEN, P.H. & MIGLIORINI, C.J. (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding. - J. Geol. 58, 91 - 127.

LAJTAI, E.Z. (1967): The origin of some varves in Toronto, Canada. - Can. J. Earth Sci. 4, 633 - 639.

MANGIN, J.Ph. (1975): Classification des Gradoclastites. - Résumés des publications, IX^{me} Congr. Int. de Sédimentologie, Nice.

MASSEY, B.S. (1968): Mechanics of fluids. 2nd edn, 508 pp. Van Nostrand Reinhold, New York.

MIDDLETON, G.V. (1966): Experiments on density and turbidity currents. II. Uniform flow of density currents. - Can. J. Earth Sci. 3, 527 - 637.

MUELLER, G. (1966): Die Sedimentbildung im Bodensee. - Die Naturwissenschaften 10, 237 - 247.

NYDEGGER, P. (1967): Untersuchungen über Feinststofftransport in Flüssen und Seen, über Entstehung von Trübungshorizonten und zuflussbedingten Strömungen im Brienzersee und einigen Vergleichsseen. - Beitr. Geol. Schweiz, Hydrologie 16, 92 S.

PETTIJOHN, F.J. (1975): Sedimentary Rocks, 3rd edn. - Harper & Row Publ., 628 p.

ROEMER, Ad. (1918): Durch Natur und Kultur bedingte landschaftliche Veränderungen im unteren Linthgebiete. - Diss. Univ. Zürich.

RYF, W.H. (1965): Geologische Untersuchungen im Murgtal. - Diss. Univ. Zürich.

SCHARDT, H. (1924): Zum Felssturz bei Mühlehorn. - Neue Zürcher Zeitung, 16. Nov.

SHEPARD, F.P. & EMERY, K.O. (1973): Congo Submarine Canyon and Fan Valley. - Am. Ass. Petrol. Geol. 57, 1679 - 1691.

SHEPARD, F.P. & MARSHALL, N.F. (1973): Storm generated current in La Jolla Submarine Canyon, California. - Marine Geol. 15, 10 - 24.

SHEPARD, F.P., MARSHALL, N.F. & McLOUGHLIN, P.A. (1974): "Internal Waves" advancing along submarine canyons. - Science, 183, 195 - 198.

STAUB, R. (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. - Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 69, Abh. 1.

STURM, M. & MATTER, A. (1972): Sedimente und Sedimentationsvorgänge im Thunersee. - Eclogae geol. Helv. 65, 563 - 590.

TESAKER, E. (1972): Uniform turbidity current experiments. - Bull. 13 E, River and Harbour Lab., Techn. Univ. Norway, Trondheim.

TRUEMPY, Chr. (1774): Neuere Glarner Chronik. - Winterthur.

TRUEMPY, R. (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. - Eclogae geol. Helv., 62/1, 105 - 142.

ZUERCHER, J. (1971): Seismische Untersuchungen im Walenseegebiet, inklusive geologische Korrelationsprofile. - Unveröffentl. Diplomarbeit, dep. am Geophysikalischen Institut ETH.

Geologische Karten

OBERHOLZER, J. (1920): Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1 : 50'000. - Schweiz. Geol. Kommission, Spezialkarte 63.

OBERHOLZER, J. & HEIM, Alb. (1910): Geologische Karte der Glarner Alpen, 1 : 50'000. - Schweiz. Geol. Kommission, Spez. Karte 50.

Geologische Karte der Schweiz, 1 : 500'000 (Ausgabe 1972). - Schw. Geol. Kommission.

Legende zu den Bohrprofilen (Tafeln I - IV)



Kiese (mit Angabe der maximalen Korngrösse)


Sande


Tonige Silte ("Lehme")


Tone


Gradierung

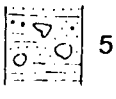

Feinblätterige Wechselschichtung


Diffuse Schichtung

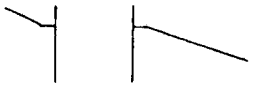

Schichtverbiegungen (Slumps?)

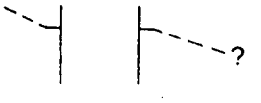

Holzstücke


Organische Resten (Blätter, Nadeln, Nüsse etc.)



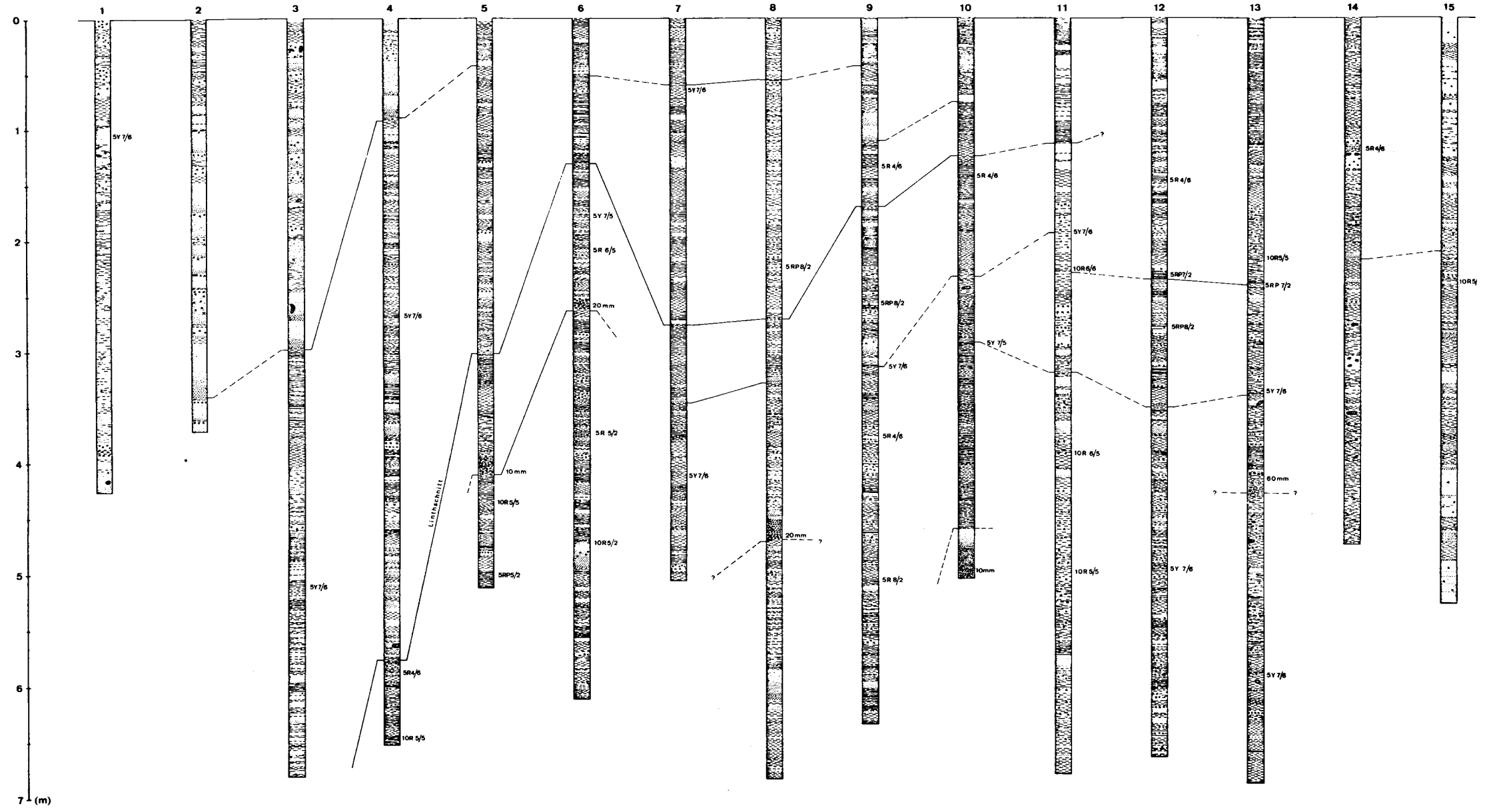
Farbangabe nach der Rock-Color Chart

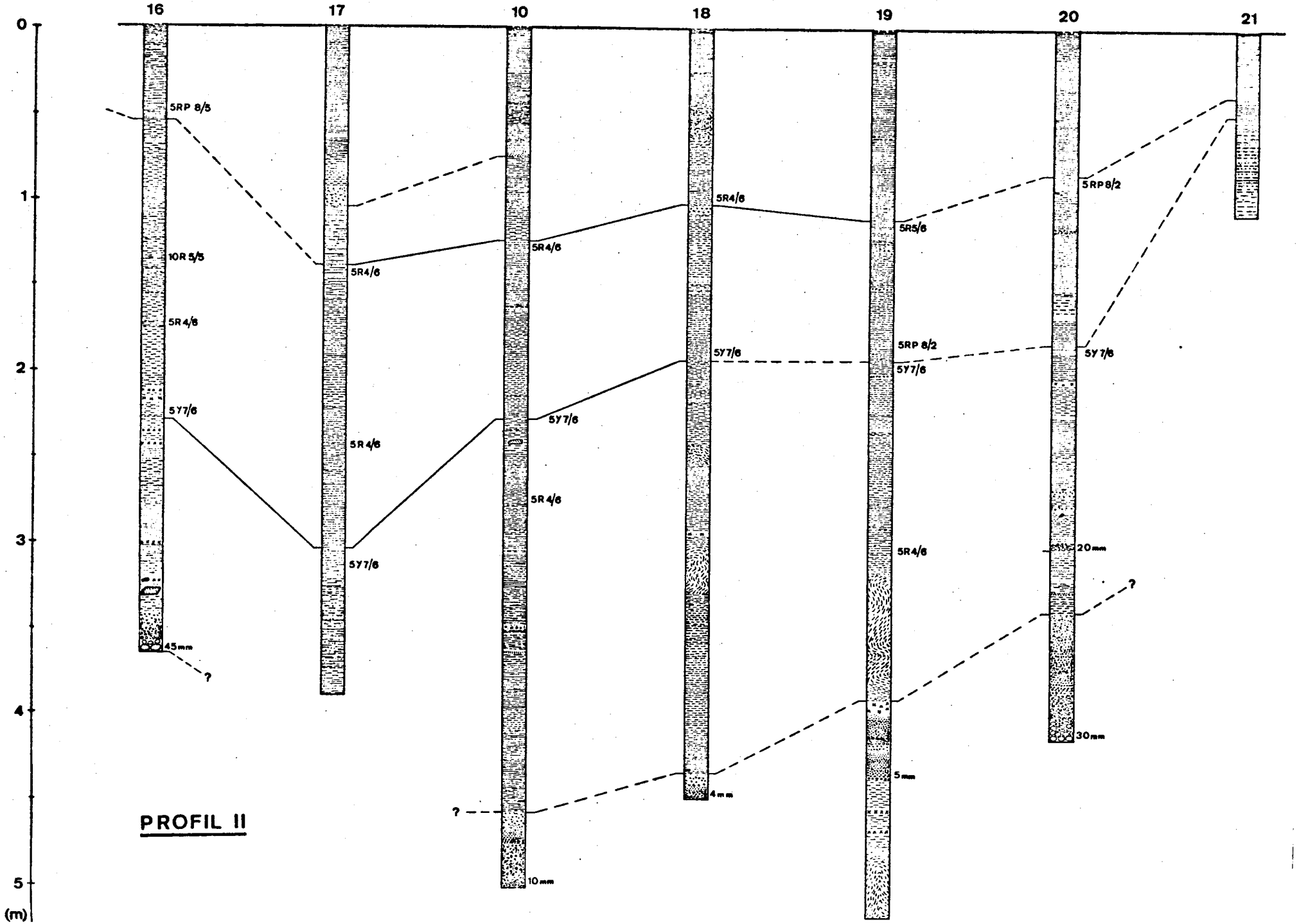

Korrelation sicher

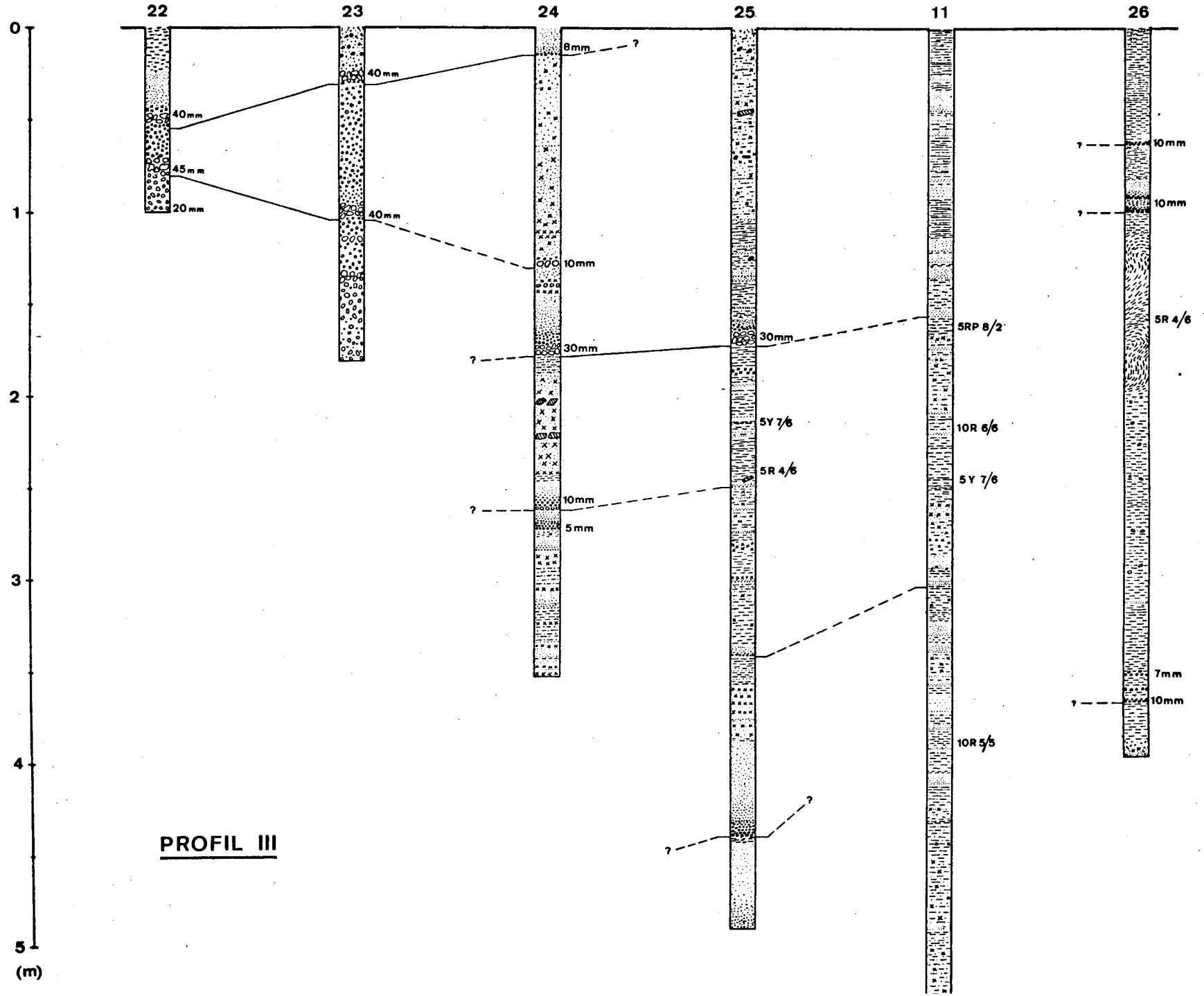


Korrelation vermutet

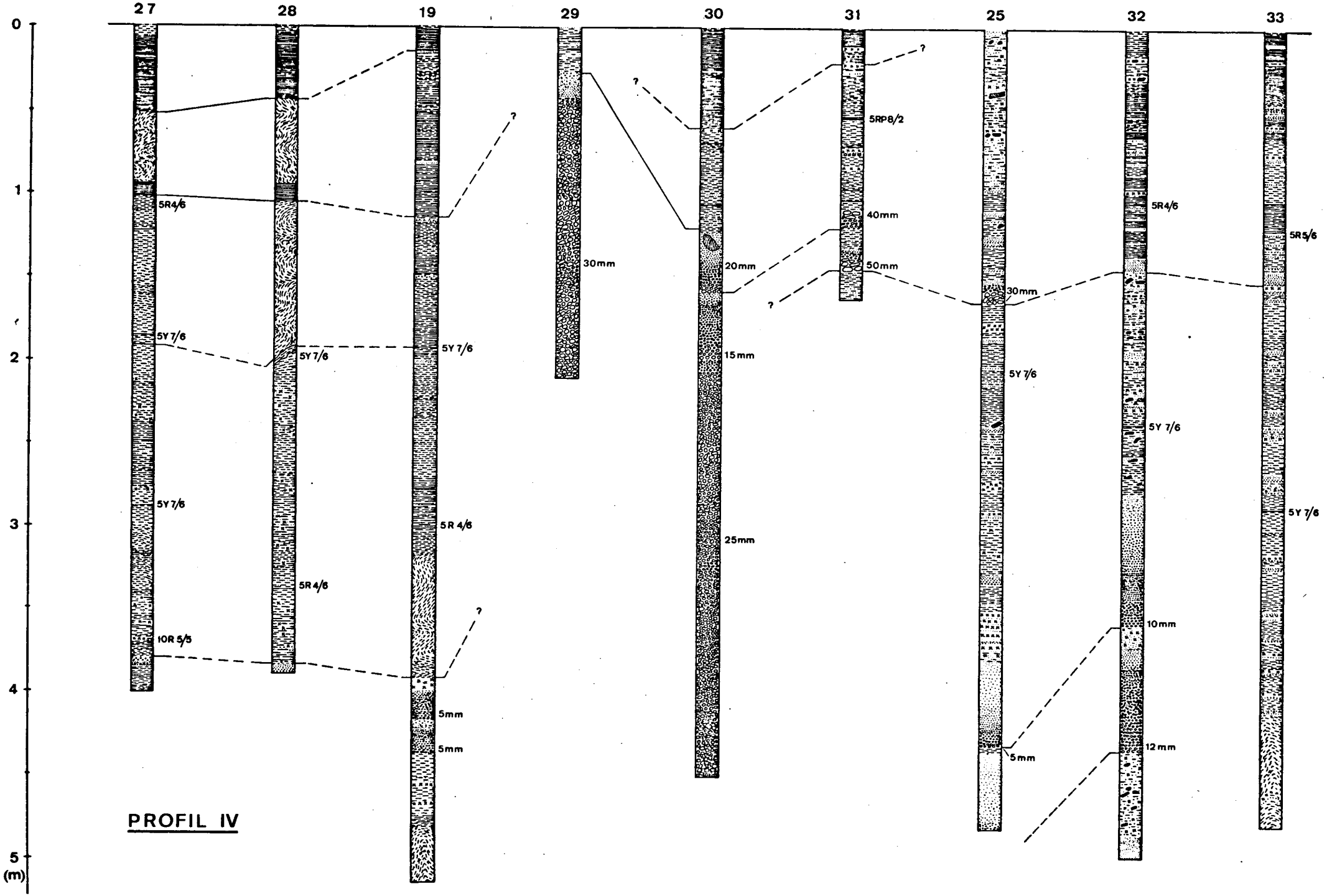
PROFIL I


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
0
1
2
3
4
5
6
7 (m)
5Y 7/6
5Y 7/6
5Y 7/6
5R4/6
10R 5/5
Lithischnitt
10 mm
10R5/5
5RP5/2
5Y 7/5
5R 6/5
20 mm
5R 5/2
10R5/2
5Y7/6
5RP8/2
20mm
5R 4/6
5RP8/2
5Y 7/6
5R 4/6
5R 8/2
5R 4/6
5Y7/6
10R6/6
5RP7/2
5RP8/2
5Y 7/5
10R 8/5
10R 5/5
5R4/6
5RP7/2
10R5/5
5RP 7/2
5Y 7/6
60 mm
5Y 7/6
5R4/6
10R5/


16
17
10
18
19
20
21
0
1
2
3
4
5
(m)
5RP 8/5
10R 5/5
5R4/6
5Y7/6
5R4/6
5Y7/6
45mm
?
5R4/6
5Y7/6
5R4/6
5Y7/6
5R4/6
?
10mm
5R4/6
5R5/6
5RP 8/2
5Y7/6
5RP 8/2
5Y7/6
5R4/6
4mm
5mm
5RP 8/2
5Y7/6
20mm
30mm
?
PROFIL II


22
23
24
25
11
26
0
1
2
3
4
5
(m)
40mm
45mm
20mm
40mm
40mm
8mm
?
10mm
30mm
?
5Y 7/6
5R 4/6
10mm
?
5mm
30mm
5RP 8/2
10R 6/6
5Y 7/6
10R 5/5
?
?
?
10mm
10mm
?
5R 4/6
7mm
?
10mm

PROFIL III


27
28
19
29
30
31
25
32
33
0
1
2
3
4
5
(m)
5R4/6
5Y 7/6
5Y 7/6
5Y 7/6
5R 4/6
10R 5/5
5Y 7/6
5R 4/6
5mm
5mm
30mm
20mm
15mm
25mm
5RP8/2
40mm
50mm
30mm
5Y 7/6
5mm
5R4/6
5Y 7/6
10mm
12mm
5R5/6
5Y 7/6
PROFIL IV

Lebenslauf

Am 11. Mai 1947 wurde ich in Baden (Kt. Aargau) geboren. Während fünf Jahren besuchte ich die Gemeindeschule in Wettingen und anschliessend daselbst während vier Jahren die Bezirksschule. Die Kantonsschule Baden verliess ich nach dreieinhalb Jahren mit dem Maturitätszeugnis (Typ C). 1967 schrieb ich mich an der Abteilung für Naturwissenschaften der ETH Zürich ein (Fachrichtung Geologie) und schloss 1971 mit dem Diplom ab. Seither war ich als Assistent von Herrn Prof. K. Hsü am Labor für experimentelle Geologie mit der Ausarbeitung der vorliegenden Dissertation beschäftigt.