



Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Bericht vom 31. Mai 1911.

Inhalt: Vorgänge an der Anstalt: Ernennung von H. Beck und H. Vettters zu Assistenten ad pers. — Eingesendete Mitteilungen: G. Götzingers: Die Sedimentierung der Lunzer Seen. — Literaturnotizen: F. Schafarziks.

NB. Die Autoren sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Vorgänge an der Anstalt.

Se. Exzellenz der Minister für Kultus und Unterricht hat mit Erlaß vom 4. Mai 1911, Z. 19777, die Praktikanten Dr. H. Beck und Dr. H. Vettters ad personam zu Assistenten der k. k. geologischen Reichsanstalt vom 1. Juli 1911 an ernannt.

Eingesendete Mitteilungen.

Dr. Gustav Götzingers. Die Sedimentierung der Lunzer Seen.

Vor fünf Jahren wurde dem Verfasser von seiten der von Dr. Karl Kupelwieser neu gegründeten und von ihm tatkräftigst geförderten Biologischen Station in Lunz die hydrographische Aufnahme der drei Lunzer Seen zugewiesen. Die in der Folge ausgeführten Arbeiten umfaßten aber nicht allein die eigentliche Hydrographie, von welcher Disziplin in erster Linie die Schaffung der wichtigsten Vorarbeiten für die eigentlichen biologischen Studien zu erwarten war — so wurden die Wasserstands-, Wasserhaushalt-, Temperatur-, Strömungs-, Eis- und optischen Verhältnisse studiert; es mußte der Verfasser auch eine kartographische Neuaufnahme der Seen vornehmen, woraus ebenso wie aus den entsprechenden morphologischen Beobachtungen die morphologischen Verhältnisse der Seen und ihres Einzugsgebietes erschlossen werden konnten, womit die Frage der Entstehung der Seen im Zusammenhang steht. Das Studium der Morphologie hatte wieder eine geologische Aufnahme des Einzugsgebietes der Seen zur Voraussetzung.

Aus dem im Laufe der letzten fünf Jahre gesammelten, beträchtlich angewachsenen Beobachtungsmaterial, dessen Verarbeitung im Laufe dieses und des nächsten Jahres in zwei Teilen an anderer

Stelle¹⁾ erscheinen soll, sei hier im Sinne des am 4. April gehaltenen Vortrages das Thema der Sedimentierung der Lunzer Seen herausgehoben.

I. Genetische Bemerkungen.

Zur allgemeinen Orientierung sei bemerkt, daß die drei Seen stufenförmig sich im Hirsch- (Seebachtal) anordnen; der Obersee hat eine Höhe von 1113 m, ein Areal von 0·08 km², eine Tiefe von etwas über 15 m bei Niederwasserstand; der Mittersee liegt in einer Höhe von 765 m mit einem Areal von 0·025 km², mit einer Tiefe von 2—3 m, je nach dem Wasserstand; der Untersee ist der größte der Seen, 0·68 km², in einer Seehöhe von 608 m gelegen, mit einer Tiefe von fast 34 m, auf Niedrigwasserstand bezogen. Vor Besprechung der Sedimentierungsformen der Seen ist es wichtig zu wissen, daß die Seen geologisch sehr junge Bildungen darstellen. Der Unter- und Obersee stellen Wasseransammlungen in Felsbecken dar, die ihre heutige Form erst durch die Erosion des letzteiszeitlichen Gletschers erhalten haben. Der Obersee ist vollends in eine mehrfache undulierte, mit mehreren Kolken versehene Felswanne eingesenkt, ebenso wie auch der Untersee nicht etwa durch Moränen gestaut wird, die sich erst knapp vor Lunz selbst finden; auch er erfüllt eine in den Fels erodierte Wanne, deren Längserstreckung in einer gewissen Abhängigkeit von dem Streichen der weichen Lunzer Sandsteine und Schiefer steht. Der Mittersee ist, wie schon an anderer Stelle ausgeführt wurde²⁾, etwas komplexer Entstehung. Die von ihm bedeckte glaziale Felswanne wurde nach dem Rückzug des Eises verschottert und nahe dem Nordende durch einen Bergsturz und eine Schutthalde überschüttet, so daß der Mittersee als ein Stausee zu betrachten ist. Jedenfalls ist aber auch er erst in der Postglazialzeit entstanden. Alle zu besprechenden Sedimente gehören demnach durchaus nur der Postglazialzeit an.

Die drei Seen haben nach dem Schwinden des Eises aus dem Tal, wenn wir hier zunächst von der subaquatischen Sedimentierung absehen, auch supraaquatisch durch Verlandung eine Einbuße in ihrer Ausdehnung erfahren. Am augenfälligsten ist sie beim Obersee; wie schon die Figur 1 lehrt, erstreckte sich derselbe weiter gegen S und SO, er hatte damals ein Areal von 0·14 km², im Vergleich zum heutigen (0·08 km²) also um 0·06 km² größer. Die ganze Fläche zwischen der heutigen und der alten Umrißlinie ist von einem Moor eingenommen, das randlich schwimmt, während es weiter gegen S und SO schon festes „Land“ geworden ist. Nur ein großes Loch ist im südlichen Teil in diesem Moor ausgespart geblieben, weil hier eine tiefe Stelle von 6 m vorliegt. Sicher wächst das Moor noch heute fort, insbesondere haben wir beobachtet, daß es sich jetzt

¹⁾ Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie. Supplementhefte. Verlag Dr. Werner Klinkhardt, Leipzig.

²⁾ Der Lunzer Mittersee, ein Grundwassersee in den niederösterreichischen Kalkalpen. Internationale Revue d. ges. Hydrobiol. und Hydrogr. 1908. I. Band, S. 153 ff.

an die, nur im äußersten NO aus einem kleinen Felsbuckel bestehende Insel ansetzt und weiter in der Richtung nach SW wächst. Eine Zone von *Potamogeton*, die jetzt einen Keil in der Richtung nach SW erstreckt, wird die Verlandung durch Vermoorung sehr befördern. Da die Umrisse des Moores in Anbetracht des raschen Wachstums sich im Laufe weniger Jahre und sicher von Jahrzehnten geändert haben werden, wurde die Vermessung so genau durchgeführt, damit bei

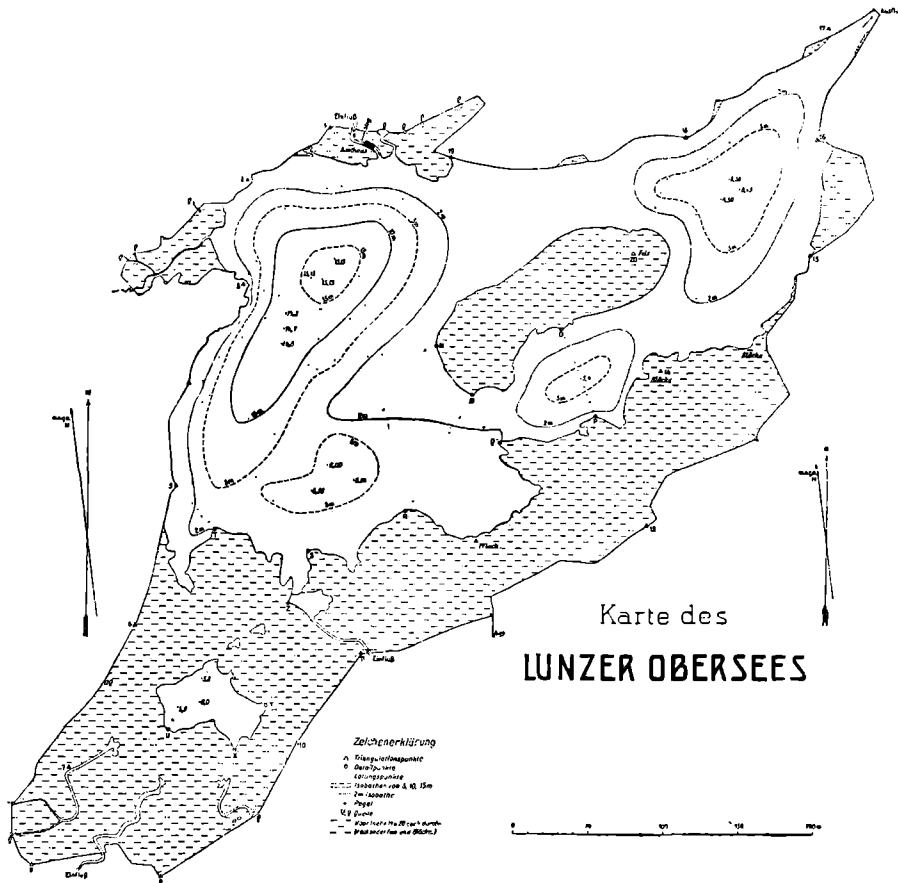


Fig. 1.

Maßstab: 1:5000.

einer Neuvermessung der Moorumrisse der Betrag der vegetativen Verlandung seit der Aufnahme vom Jahre 1908 ersehen werden kann.

Im Gegensatz zum Obersee erfolgt beim Untersee die Verlandung durch Zufuhr von Schotter und Sand durch den in den See mündenden Seebach. Beim Obersee ist diese Art der fluviatilen Verlandung nicht vorhanden; die schwachen Zufüsse, welche in

das Gebiet des Sees im S eintreten, bringen sehr wenig Schotter und verschwinden im Moor. Die O vom Untersee gelegene Schotterfläche ist dagegen offenbar in der letzten Zeit von dem Seebach aufgeschottert worden; die flächenhafte Aufschüttung wurde gefördert durch die mehrfachen Verzweigungen des Seebaches, der auch heute noch an zwei freilich schon stark regulierten Stellen in den See mündet: im sogenannten Kanal und im eigentlichen Einfluß. (Vgl. Karte pag. 177.) Von der Geschwindigkeit der Verlandung durch Schotterakkumulation im östlichen Teil des Sees zeugt am besten der Umstand, daß der heute vom See zirka 600 m entfernte Seehof, die alte Karthause, im XVII. Jahrhundert hart am See gelegen ist.

Wenden wir uns nun der Sedimentierung, vor allem im Untersee zu, da hier die Sedimentierungserscheinungen typisch sind, wie überhaupt auch dieser See den Typus eines normalen Alpenflußsees darbietet. Man kann drei Hauptfazies des Bodens unterscheiden: die Schotter-, Sand- und Schlammfazies, von welchen aber namentlich die Sandfazies aus den unten zu besprechenden Gründen sehr zurücktritt.

Die Entnahme der Bodensedimente erfolgte zum Teil schon bei der Lotungsarbeit im Untersee, die im Winter vom Eis aus entlang von bestimmten Profilen¹⁾ (es waren im ganzen 20) vorgenommen wurde, da dann die kartographische Fixierung des Lotungspunktes (auf der Karte durch Punkte bezeichnet) und der Bodenprobe ganz genau ermöglicht war, während die kartographische Fixierung des Lotungspunktes im Sommer von einem der Abtrift stark ausgesetzten Boot ungenau ist. Der zähe Schlamm blieb meist schon an dem Lotgewicht der Richterschen Lotmaschine haften, sonst wurde der bekannte Forelsche Schlammtrichter verwendet²⁾ und später die Schlammproben mittels einer in den Seeboden durch ein Schwergewicht eingerammten Schlammröhre (von der Firma Altmann in Berlin) entnommen. Zur Gewinnung von Proben des Sandes und des Schotters genügten diese Trichter und Röhren nicht, es konstruierte dafür Dr. Ruttner, der stellvertretende Direktor der biologischen Station Lunz, einen eigenen zangenartigen Bodengreifer, der nach dem ähnlichen Prinzip eingerichtet ist wie der bekannte Bodengreifer des Fürsten von Monaco. Er besteht aus zwei Halbzylindern, die von einander abstehend, also geöffnet, hinuntergelassen werden; trifft der Bodengreifer am Grunde auf, so wird ein Querstift gelockert, der die beiden Arme der zwei Halbzylinder beim Hinunterlassen auseinanderhält und diese klappen zusammen, so daß die Bodenprobe eingeschlossen wird. Dieser Bodengreifer hat sich auch sehr bewährt, um Proben der Vegetation, die bis zu einer Tiefe von etwa 12 m nach den Untersuchungen der Biologen den Seeboden bedeckt, heraufzuholen. Bei Aufnahme der Bodenfazieskarte haben wir mit ihm

¹⁾ Es sind 15 Profile durch jeden 100. Punkt des Längsprofils vom Seebach im O zum Bootschuppen beim Ausfluß im W und außerdem das 1260. Profil und 4 schiefe Profile im mittleren Teil des Sees.

²⁾ Vgl. F. A. Forel, Le Léman. Monographie limnologique. Lausanne I. Bd. 1902.

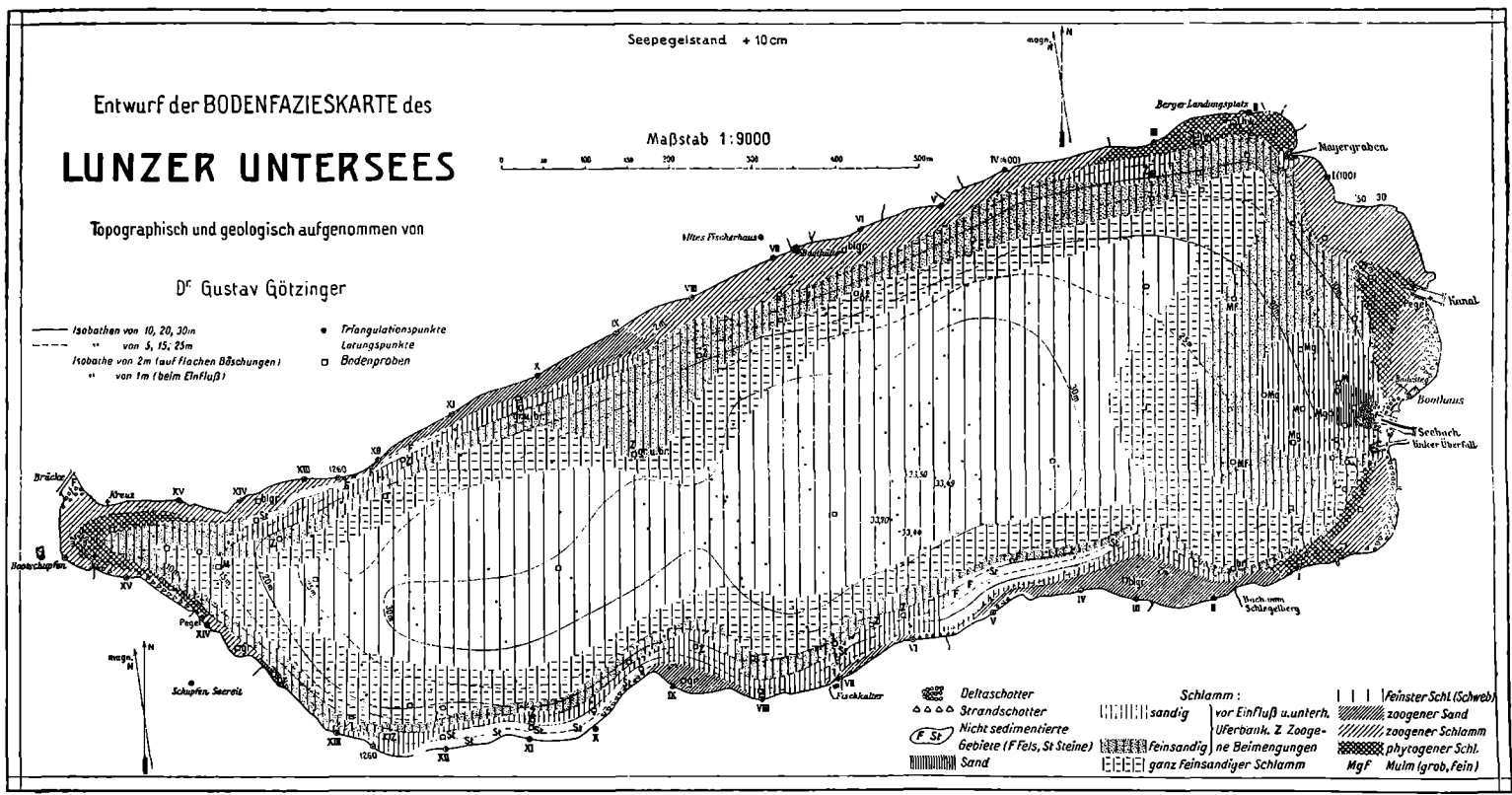


Fig. 2. Reduktion der Originalbodenfazieskarte 1:3000 auf 1:9000.

durchaus mit gutem Erfolg gearbeitet. Nur wenn felsiger Grund anstand, brachte diese Bodenzange nichts herauf.

Die drei Bodenfazies haben im See verschiedene regionale Verbreitung und der verschiedenen Ausbreitung entspricht auch bei jeder Fazies eine spezifische Sedimentierungsform. Die Schotterfazies nimmt den schmalen östlichen Streifen des Untersees ein, während der überwiegende Teil von Schlamm eingenommen ist. Es liegt in der Natur der Sache, daß die Fazies des durch den Seebach aufgeschütteten Schotters ungleichmäßig im Gegensatz zur gleichmäßigen Schlammdecke am Boden ausgebreitet ist. Sonst findet sich nur noch etwas Schotter oder besser Schutt am Südufer, wo er aus den aus Schutthalden bestehenden Gehängen ausgewaschen ist; auch zwischen dem Seebach und dem Kanal kommen am Boden Schotter vor, die aus den benachbarten Alluvialschottern ausgewaschen sind. Die auf der Bodenkarte vorgenommene Unterscheidung zwischen Delta- und Strandschotter ist danach verständlich (vgl. pag. 177).

Der vom Seebach aufgeschüttete Schotter überwiegt unter der Schotterfazies bei weitem im See. Er nimmt den Abfall des östlichen Seegehanges ein und gibt sich nach dem Verlauf der Isobathen sogar noch bis etwa 10 m Tiefe zu erkennen. Der Schotter stammt vom Seebach, der das Material bei Hochwasser in den See schiebt und dort auch ablagert. Da die Mündung des Seebaches selbst schon im Laufe der letzten Jahre mehrfach variiert, so verändert sich damit auch die Ablagerungsstelle des Schotters im See. Während heute noch ein frisches Schotterdelta vor der Mündung des Seebaches weiter aufgeschüttet wird, können wir nördlich und insbesondere südlich davon alte Schotterdeltas erkennen, die heute nicht mehr überschüttet werden, und die stark mit Vegetation bedeckt sind, so mit *Chara* und der erst seit wenigen Jahren (seit 1904) eingewanderten¹⁾ *Elodea canadensis*, die jetzt im See überall wuchert und daher mit Recht Seepest genannt wird. Dieses alte Schotterdelta ist auch sonst, wo die Vegetation fehlt, stark überkrustet infolge der Kalkausscheidung bei der Assimilationstätigkeit der Vegetation und durch Organismen. Nach dem Verlauf der Isobathen im östlichen Teil des Sees sind im ganzen drei Deltas deutlich zu erkennen. Das gegenwärtige Delta wurde auch in den letzten Jahren einmal außer Funktion gesetzt, indem der Seebach bei dem Hochwasser 1906 eine gewaltige Schotterbarre vor seine Mündung schüttete. Der Bach fiel damals nach rechts über, wo etwas frischer Schotter über den alten Schotterkegel aufgehäuft wurde. Solche Verlegungen der Bachmündung, wie sie heute erfolgen, mußten natürlich auch schon früher geschehen sein, als der Seebach noch nicht reguliert war. Infolge dieser häufigen Verlegungen wurde aber auch die Aufschüttung des Schotters an mehreren Stellen ermöglicht. Wegen der lokalen Aufschüttung der Geschiebe des Schotterdeltas, deren Größe durchschnittlich etwa 10 cm beträgt, sind selbstverständlich bei

¹⁾ K. v. Keißler, Verh. d. Zool.-botan. Ges. Wien 1900. Vgl. auch R. Woltereck, Mitteil. a. d. Biologischen Station Lunz, Biolog. Zentralblatt XXVI, pag. 466 f.

diesem Sediment die Mächtigkeiten stellenweise sehr groß, um seewärts gleich sehr abzunehmen.

Das in den See hinausgebaute Delta bietet in seiner Form den Typus der Seedelta. Die subaquatische Böschung ist bis 13 m 33° geneigt; die Böschung ist so steil, daß große Steine von selbst über dieselbe hinabkollern, wie ich mich durch Versuche überzeugen konnte. Würde dieses Delta fossil sein, wenn wir uns so ausdrücken können, würde es als geologischer Aufschluß erscheinen, so würde es eine Wechsellagerung von gröberen und feineren Schottern aufweisen, die alle gleichmäßig im mittleren Teil nach W, randlich nach NW, resp. SW einfallen würden. Diese schräge subaquatische Deltaschichtung wird aber gegen oben hin gegen die Wasseroberfläche durch fast horizontale Schichtung abgeschnitten. Hier auf der Deltaterrasse fließt eben der Seebach noch wie auf dem Land, wie auch die dachziegelartige Anordnung der Geschiebe lehrt. Am Ende der Deltaterrasse stürzt er erst in die Tiefe des Sees — fast das ganze Jahr wegen der Dichtedifferenzen zwischen Seebach- und Seewasser, wie auch aus den Temperaturmessungen erhellt — und er läßt hier sein Geschiebe über die Deltaböschung fallen. Es werden daher die Geschiebe in immer neuen Kegelmantelflächen abgelagert werden, je weiter der Seebach auf der Deltaterrasse in den See hinaus vordringt.

Die Sandfazies fehlt dem Untersee fast vollständig; die Schotterfazies setzt sich fast direkt von der Schlammfazies ab ohne Einschaltung einer eigentlichen reinen Sandfazies¹⁾. Das ist ein sehr merkwürdiges Verhalten, das aber in folgendem seine Erklärung findet. Bei Niedrigwasser führt der Seebach nur wenig Sand und vorwiegend Schlamm als Trübung und dieses Sandmaterial wird gleich über dem Deltakegel zwischen den Schottern aufgefangen. Der Sand aber, den der Seebach neben Geschieben bei Hochwasser führt, wird auch nicht weit vom Delta abgelagert werden können, da der sandführende Bach sich nicht oberflächlich über den See ergießt, sich nicht deckenartig über dem See ausbreitet, sondern auch in die Tiefe stürzt, wobei die Transportkraft des Seebaches beim Untertauchen unter das Seewasser rasch gelähmt wird. Mag der Seebach bei seinem Eintritt in den See mit noch so starker Strömung fließen, sobald er die Deltaterrasse verläßt, ist er wegen seiner im Frühjahr und Sommer im Vergleich zum See kälteren Temperatur und wegen des dadurch und durch die Führung der suspendierten Teilchen verursachten größeren spezifischen Gewichtes gezwungen, in die Tiefe des Sees zu tauchen, was sich an der Oberfläche deutlich durch zahlreiche Trichterbildungen zu erkennen gibt²⁾, während in geringer Entfernung davon das Wasser schon ganz ruhig ist. Vergleichende thermometrische Messungen bestätigten dieses Verhältnis sehr klar. Bei dieser Stauwirkung von Seebach- und Seewasser wird alles grobe und sandige Material niedergeschlagen und nur der feinere Schlamm dem Seewasser als Trübung mitgeteilt. In der Regel wird dann bei

¹⁾ Wie unten erwähnt wird, enthält dieser „Sand“ prozentuell viel mehr Schlammteilchen als Sandkörner.

²⁾ Sie sind besonders vom Genfer- und Bodensee bekannt.

einem nächsten starken Hochwasser, das ja ebenso wie bei einem Wildbachkegel auch hier die größten Massenanhäufungen verursacht, die mit etwas Sand vermengte Feinschottererschicht des Niedrigwassers von dem größeren Geschiebe des Hochwassers begraben, so daß der Gegensatz zwischen der Schotterfazies der Deltaböschung und der Schlammfazies des Seebodens nur noch vergrößert wird. Infolge des Weiterwachsens des Deltas entwickelt sich das eigentümliche Verhältnis, daß der Schotterkegel auf der Schlammfläche darauf sitzt¹⁾; Übergänge zwischen Schotter- und Schlammfazies sind kaum vorhanden.

Die den Seeboden fast vollständig bedeckende Schlammfazies können wir in mehrere Fazies unterteilen, die sich am besten jedoch unter die drei Sedimentformen unterordnen lassen: Uferbank, Seehalde und Schweb. Unter letzterem verstehen wir die zentrale Aufschüttungsfläche des Schlammes, die fast horizontal ist und bei den großen Alpenseen, zum Beispiel am Genfer- und Bodensee, sehr schön entwickelt ist, wo sie auch Schweb genannt wird. Wir haben daher den Ausdruck für die horizontale Aufschüttungsfläche auch des Untersees übertragen, wo, wie die Lotungskarte lehrt, in der mittleren Region des Sees sich der Boden auf eine Entfernung von über 800 m in der Längsachse des Sees gleichmäßig zwischen 30—33·70 m hält (s. Karte pag. 177).

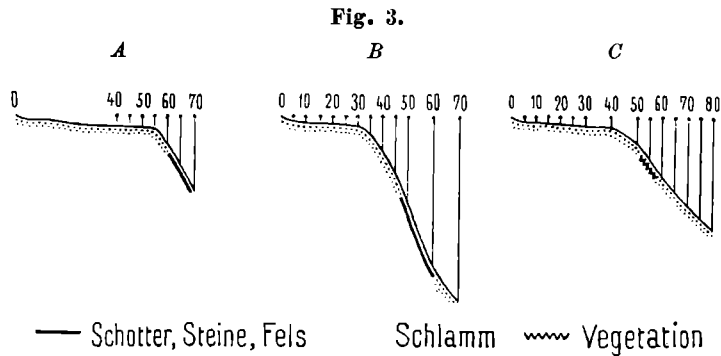
Diese drei Sedimentierungsformen weisen große Unterschiede in bezug auf ihren morphologischen, petrographischen und chemischen Charakter auf, wie unten gezeigt wird. Natürlich sind auch deren hypsometrische Verhältnisse verschieden.

Bevor wir jeden dieser drei Faziesbezirke besprechen, seien die Komponenten des eigentlichen Seeschlammes erörtert. Er ist das Sediment aus der allgemeinen Trübung des Seewassers, die sich aus den mineralischen und organischen Substanzen zusammensetzt. Die mineralische Komponente stammt in erster Linie beim Untersee vom Seebach, zum geringen Teil auch von den Ufern, die von den Wellen gespült werden, zum geringsten Teil vom Wind. Als organische Bestandmassen sind zu nennen: das Zoo- und Phytoplankton, ferner die durch den Wind und den Seebach in den See gebrachten pflanzlichen Bestandteile, wie Blätter, Humus, Pflanzenmoder, Nadeln u. dgl. und organisch entstandene mineralische Bestandteile, wie der Kalkschlamm, der aus der Zerreibung der Schalen von Schnecken an den Flachufeln sich bildet. Beim Untersee dominieren die mineralischen, beim Obersee die organischen Bestandmassen in der Trübung des Seewassers; als die Hauptquelle der Versorgung des Wassers mit Trübung ist beim Untersee der Seebach zu bezeichnen, während die Zuführung von Sinkstoffen durch Wirkung der Wellen nur eine zeitweilige ist; diese sozusagen per-

¹⁾ Diese starke Belastung des Schlammes von seiten des Deltas wird daher an manchen Stellen ein Aufquetschen des schlammigen Untergrundes am Rande des Deltas zur Folge haben können, wenn wir auch bisher durch die Lotungen eine aufgequetschte, „gefaltete“ Zone vor dem Schotterdelta noch nicht nachgewiesen haben.

manente Zuführung von Sinkstoffen, die durch den Seebach verursacht wird, ist maßgebend für die allgemeine Trübung des Seewassers, die wieder dessen Durchsichtigkeit beeinflußt.

I. Uferbank. Die Sedimentierung in Ufernähe, in der Form der Uferbank findet in folgender Weise statt: die Wellen, die im Untersee vorwiegend durch den SW—W-Wind erzeugt werden, schlagen an das Ufer und untergraben dieses, so daß ein Kliff entsteht, wie es uns am N- und S-Gehänge des Sees zuweilen entgegentritt. Es wird dadurch eine Erosionsplattform geschaffen, besonders wenn ein weiches Gestein, wie am Nordufer der Lunzer Sandstein oder, wie am Ostufer, wenig widerstehende Alluvialschotter anstehen. Die Wellen beladen sich dabei mit dem feinen Detritus, sie rühren auch den Strand



Uferbankprofile nach Dr. Ruttners Messungen.

Längenmaßstab: 1:3000. — Tiefenmaßstab: 1:1000.

A. Im III. Querprofil Südufer. — B. Uferbank bei IX. Südufer.

C. Uferbank bei VII. Nordufer.

auf und nehmen die feinen Bestandteile als Trübung mit sich fort. Die rücklaufende Bewegung der Wellen, der „Sog“, führt diese feinen Bestandteile in Suspension fort¹⁾. So lange das Wasserprofil eng ist, das heißt, die Wassertiefe gering ist, die Wellen also den Boden noch aufrühren können, wird nichts abgelagert, und die Wasserbewegung ist hinreichend stark, um die feineren Bestandteile schwebend zu halten; sobald aber das Wasserprofil beim Übergang von der litoralen in die tiefere pelagische Region des Sees größer wird, mindert sich die Wasserbewegung, die Sinkstoffe können nicht mehr schwebend erhalten bleiben, sie werden sedimentiert, und zwar ebenso wie bei dem Delta unter dem Neigungswinkel loser Aufschüttungen, also gleichfalls in Form von Deltaschichtung, nur mit dem Unterschied, daß dort das Schottermaterial durchaus überwiegt, während hier selbst das sandige Material zurücktritt. Es

¹⁾ F. A. Forel, Handbuch der Seenkunde, pag. 30.

ist naturgemäß, daß die Aufschüttung am Knick zwischen der Uferbank und der Seehalde seewärts um so mehr vorschreiten wird, je mehr feines Material die Sogströmung liefert, was also vor allem von der Gesteinsbeschaffenheit des Ufers abhängt. Der Untersee bietet dafür einige sehr lehrreiche Beispiele. Wir geben hier einige Beispiele nach Dr. Ruttners Messungen (vgl. Figur 3). Das Nordufer ist im westlichen Teil aus Opponitzer Kalk, sonst durchaus aus Lunzer Sandstein zusammengesetzt. Das letztere Gestein wird leicht durch die Brandung zerstört, so daß sich hier eine breitere Erosionsterrasse ausbilden kann, als im harten Opponitzer Kalk, der der Zerreibung in hohem Maße widersteht. Nach unseren, von Eis aus vorgenommenen Lotungen, beträgt die Breite der Uferbank am Nordufer im Bereiche der Lunzer Sandsteine sicher über 40 m (vgl. Karte pag. 177), während die Bank vor dem Opponitzer Kalk ganz aufhört. Wegen dieser engen Abhängigkeit zwischen der Uferbankentwicklung und Gesteinsbeschaffenheit setzt die Uferbank am Untersee wiederholt aus. An dem mit Ausnahme der Umgebung des Seereit, wo Lunzer Sandstein und Moränen anstehen, aus Reiflinger Kalken bestehenden Südufer, fehlt sie fast vollständig; nur auf der Ostseite der kapartigen Vorsprünge beim IX. und IV. Querprofil stellt sie sich ein. Sie ist hier wohl im Schutze der Kaps, im Lee des herrschenden Windes abgelagert, also in einem stillen Winkel, in welchem sich die durch die Wellenbewegung des herrschenden Westwindes getrüben Wasserschichten ihrer Sinkstoffe entledigen können.

Die Sedimentform der Uferbank liegt, wie sich nach den Lotungen herausstellt, verschieden tief unter Mittelwasserstand. Im O und SO-Teil reicht sie 1—1½ m Tiefe, dagegen im S-Teil im Schutze der Kaps und am Nordufer bloß ½—1 m. Da der Westwind die herrschende Windrichtung ist, hat das Ostufer höhere Wellen als das Südufer, zumal im Lee der Kaps. Die Beziehung zwischen der Tiefe der Uferbank und der Wellengröße ist daher eine offenkundige.

Würde uns die durch die Lotungen erschlossene Sedimentform „fossil“ erhalten sein, würde namentlich bezüglich der Struktur (Deltaschichtung) des Schlammes eine Analogie mit dem Schotterdelta bestehen. Es fehlen aber der Uferbank die horizontalen Schichten der Deltaterrasse, weil sie sofort der Abrasion durch die Wellen zum Opfer fallen würden, da die Uferbank auch bei niedrigem Wasserstand stets unter Wasser sich befindet. Beim Delta wie bei der Schlammbank läßt sich aus der Höhe des „Ausgehenden“ der mit Deltaschichtung abgesetzten Schichten auf die Spiegelhöhe der Wasseransammlung schließen zur Zeit, als jene die Sedimentierung verursachte¹⁾. Nur ist zur Schlammbankhöhe dabei ein mehr oder minder unbedeutender Betrag dazuzuzählen, der, wie erwähnt, von der Größe der durchschnittlichen Wellen abhängig ist; er ist an Stellen, welche sich eines besonderen Wind- und Wellenschutzes erfreuen, minimal.

Eigentümlicherweise besteht die Uferbank des Untersees an

¹⁾ Darauf hat wohl zuerst Grove Karl Gilbert in seinem monumentalen Werke Lake Bonneville aufmerksam gemacht.

ihrer Oberfläche nicht aus dem Zerreibsel des am Ufer anstehenden Gesteins, sondern zum überwiegenden Teil aus einem sandigen kreidigen Kalkschlamm, in dem zahlreiche Schneckenschalen, meist deren Detritus, stecken. Dieser Kalkschlamm ist organischer Entstehung: er wird von den Kalkschnecken und Algen ausgeschieden, wie er auch aus der Zerreibung der Schalen entsteht. Die Oberfläche des Uferbanksediments ist also organogener Natur; wegen der überreichen Kalklieferung durch die Organismen tritt der lokale Schlamm, aus der Zerreibung des Ufergesteins gebildet, zurück. Dieses organogene Sediment sitzt erst der durch die Wellenwirkung geschaffenen Erosionsplattform auf, die aus dem anstehenden Gestein jedenfalls besteht und in der obigen Weise zu erklären ist.

II. Schweb. Während man auf die große Rolle der Uferbank als der litoralen Fazies bei der Sedimentierung von Seebecken bisher wohl wenig aufmerksam gemacht hat, ist die zentrale Aufschüttungsfläche (vgl. die folgenden Profile pag. 194), die Schwebfläche, allgemein als die typische lakustrine Sedimentierungsform bezeichnet worden. Ja, dies ging so weit, daß ziemlich horizontale Aufschüttungsflächen überhaupt zuweilen als Zeugen von alten Seebecken angesprochen wurden, ohne dabei zu bedenken, daß auch ganz flache, am Land abgesetzte Schotter- oder Sandkegel eine alte Schwebfläche morphologisch vortäuschen können.

Die Schwebfläche unterscheidet sich genetisch von der Uferbank dadurch, daß sie die Sedimentierungsform der Trübung des Seewassers darstellt, die durch den Seebach in den See gerät, während die Uferbank aus den durch die Wellenwirkung vom Nachbarufer und vom Strand dem Seewasser mitgeteilten Sinkstoffen sedimentiert wird. Es hängt also die Schwebbeschaffenheit vom Seebach, die der Uferbank von dem Ufergestein und vom Strand ab. Nun beteiligen sich an der Bildung der Uferbankoberfläche im Untersee besonders Kalkschnecken. Während so die Uferbank des Untersees aus einem oft sandig sich anfühlenden, gröberkörnigen, weißlichgrauen, kreidigen Kalkschlamm besteht, stellt der Schweb einen sehr zähen, außerordentlich feinkörnigen, sehr tonigen braungrauen Schlamm dar. Dieser petrographische Unterschied in den beiden Fazies wird auch erhärtet durch die von dem Chemiker der biologischen Station, von Dr. Guido Mulley vorgenommenen Analysen. (Siehe die Tabelle pag. 184.)

Während nämlich die beiden Uferbänke, die sich untereinander gleich verhielten, gleichgültig, ob sie, wie am Nordufer, im Bereich der Lunzer Sandsteine und Opponitzer Kalke oder, wie am Südufer, im Bereich der Reiflinger Kalke liegen, wie die Tabelle lehrt, durch den hohen Kalkgehalt (infolge der organogenen Kalklieferung), geringen Kieselsäure-, geringen Magnesia-, geringen Fe_2O_3 - und geringen Al_2O_3 -Gehalt charakterisiert sind, ist beim Schlamm des Schweb der Kalkgehalt gering, dagegen sind alle anderen Elemente sehr groß, so besonders der Kieselsäuregehalt (jedenfalls unter dem Einfluß der planktonischen Diatomeen), der Al_2O_3 -Gehalt und, was mir sehr charakteristisch erscheint, der MgO -Gehalt. Durch den Seebach, der zwischen

Schlammanalysen von Dr. G. Mulley¹⁾.

	Tiefe in Metern	Si O ₂	Ca O	Mg O	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃
U n t e r s e e .							
Uferbank, Nordufer .	1	4·23	51·94	1·07	—	—	2·00
Uferbank, Südufer .	1	4·18	51·89	0·84	—	—	2·68
Nahe Einfluß (zirka 150 m vom Ostufer)	26	23·77	21·47	5·89	3·93	13·84	—
Schweb (Seemitte) .	33	27·94	17·50	5·91	6·90	11·97	—
Nahe Seende (Seereit)	16	34·23	12·28	6·41	10·37	17·99	—
O b e r s e e .							
Schlammuferbank .	1	13·28	25·26	0·30	—	—	6·82
Zwischen Insel und Ausfluß	7	29·36	4·29	0·97	15·29	5·29	—
Schweb, tiefster Kolk	15	36·25	8·75	1·37	22·54	6·25	—

dem Mittersee und Untersee dolomitische Kalke, beim Mühlberg sicher Dolomit durchfließt, gelangt viel *MgO* in den See und damit in den Schwebeschlamm, so daß also die Schwebzusammensetzung abhängig ist von den durch den Seebach hereingebrachten Substanzen, während die die Sedimentierung der Uferbank verursachenden Wellen an beiden Ufern an magnesiaarmen Gesteinen erodieren. So haben wir durch den verschiedenen Chemismus beider Faziesgebiete ihre verschiedene Genese (Seebach und Strand) bestätigt.

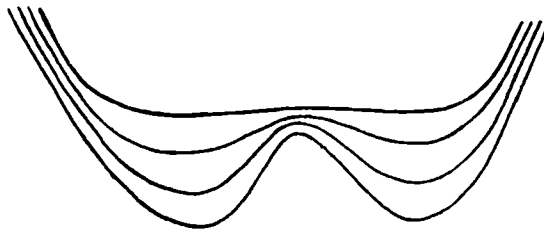
Auch bezüglich der Konsistenz scheint ein Unterschied zwischen Uferbank- und Schwebeschlamm obzuwalten. Der Schlamm der Uferbank ist an der Oberfläche fest gepreßt unter dem Einflusse der Wellenwirkung, innen aber weich, so daß hier eine Art von schlammigem „Schwimmsand“ entwickelt ist, während der Schlamm des Schweb gerade in den tieferen Schichten sehr kompakt ist und die oberste Schlammschicht ganz locker erscheint. Es ist jedenfalls die Schicht, die sich eben erst sedimentiert. Das verschiedene Verhalten bezüglich der Konsistenz ist wohl mit auch in der verschiedenen petrographischen Beschaffenheit begründet, indem der Uferbankschlamm aus gröberem sandigem Kalkschlamm, der Schweb aus einem sehr bindigen Ton besteht.

Der Schweb ist das Ergebnis der ruhigen Sedimentation. Sie erfolgt hier auf die Fläche ziemlich gleichmäßig, weil jede einzelne Wassersäule für sich ihre Trübung mehr oder minder vertikal sedimentiert. Das ist natürlich nicht im strengsten Sinne zu verstehen, wie es nur möglich wäre bei einer völligen Strömungslosigkeit des Sees. Strömungen sind auch im See vorhanden, nur sind sie im Vergleich zur Wassermasse unbedeutend. Jede einzelne Wassersäule sedimentiert ihre durch den Seebach in den See gebrachte und durch Wellengang und Strömungen über das ganze Seewasser mitgeteilte

¹⁾ Hier sind nur die von den obersten Schlammschichten zusammengestellt. Mit der Schlammröhre wurden bis 25 cm mächtige Proben gewonnen, deren mittlere und unterste Partie gleichfalls analysiert wurde.

Trübung auf den Boden. Da ist einleuchtend, daß die mächtigere Wassersäule zu gleicher Zeit mehr Sinkstoffe niederschlagen wird, als die weniger mächtige Wassersäule in geringerer Tiefe. Würde das Felsrelief des Sees schwach unduliert sein, so würde über einer tieferen Rinne in der gleichen Zeit etwas mehr sedimentiert werden als über einer Schwelle. Wie die schematische Zeichnung (Fig. 4) lehrt, wird dann jede neu sedimentierte Schicht die vorhergehende und damit das Erosionsrelief immer weniger nachahmen, bis eine nur ganz wenig undulierte schlammige Aufschüttungsfläche entsteht. Nun sehen wir aber bei der Schwebfläche auch diese Undulationen ganz vernichtet (vgl. die Lotungsprofile); hat die Sedimentierung schon seit längerer Zeit gewirkt oder liefert sie jährlich starke Beträge, so ist die Schwebfläche typisch entwickelt, das heißt ganz eben. Diese Horizontalität bildet sich aus der undulierten Schlammoberfläche wohl durch das Abgehen von Rutsch- und langsamen Gleitbewegungen in dem lockeren Schlamm aus. Die gleichmäßige Ausbreitung des lockeren Schlammes wird jedenfalls auch gefördert durch die im Herbst bis

Fig. 4.



Schema der Entstehung der Schwebfläche.

auf den Grund reichenden Windströmungen¹⁾ und wohl auch durch die als Seiches bekannten Schaukelbewegungen des Seewassers, die im Gegensatz zur oberflächlichen Wellenbewegung die ganzen Wassermassen in Bewegung bringen können. Der Einfluß der Einströmung des Seebaches auf die Ausgleichung des Sediments am Boden des Untersees ist aber wohl überhaupt nur im östlichen Teil von Bedeutung.

Da die Menge der trübenden Substanzen, die sich im Schweb niederschlagen, von der Wasserführung des Zuflusses abhängt, muß die Sedimentierung des Schwebs nach Jahren und auch nach Jahres-

¹⁾ Die Strömungen reichen im Herbst bis auf den Grund des Sees, weil dann das Wasser bei Homothermie gleiche Dichte hat und ein starker Wind an der Oberfläche eine ihm entgegengesetzte Strömung in der Tiefe verursachen muß. Im Sommer werden die tiefen Schichten in der Mitte des Sees nicht durch Windströmungen beeinflusst, weil sich dann das tiefere kältere, daher dichtere Wasser in einer deutlichen „Sprungschicht“ gegen das obere wärmere, daher leichtere Wasser abgrenzt und dieses leichte Wasser nicht in eine Gegenströmung im Bereich des dichteren kälteren Wassers gezwungen werden kann. Die durch Wind verursachte Gegenströmung hält sich dann auch im Sommer noch innerhalb der wärmeren leichteren, daher leichter beweglichen Wasserpartien oberhalb der Sprungschicht.

zeiten verschieden erfolgen. Bei starker Wasserführung wird der Seebach viel mehr Sinkstoffe dem Seewasser zuführen; die Niederwasserzeiten, besonders im Herbst und Winter, bringen dagegen sehr wenig trübende Sinkstoffe in den See. Die meiste Trübung gelangt also im Frühjahr nach der Schneeschmelze und im Hochsommer zur Hauptregenzeit und zur Zeit der starken Wolkenbrüche in das Seewasser. Wird dann die Frage, daß zur Zeit der größten Sinkstofflieferung auch die größte Sinkstoffsedimentierung eintritt, in bejahendem Sinne beantwortet, so können wir sagen, daß der Schwebeschlamm quantitativ fast nur aus Frühjahrs- und Sommerschichten besteht.

Um sowohl den jährlichen wie den jahreszeitlichen Betrag der Sedimentierung im Bereich des Schweb zu messen, haben wir nach der Methode von Albert Heim im Untersee Schlammkasten versenkt. Auf die hierbei gewonnenen praktischen Erfahrungen aufmerksam zu machen, können wir uns hier versagen. Nach Hebung des Schlammkastens ließen wir den Schlamm in einem Gefaße ruhig absetzen, worauf das sedimentierte Volumen von Dr. Ruttner gemessen wurde.

Aus dem Schlammvolumen und der Auffangfläche des Schlammkastens ergibt sich durch Division die Schlammhöhe. Ein Schlammkasten lag über dem Schweb des Untersees vom 31./XII. 1907 bis 2./VIII. 1909 in über 33 m Tiefe. Es sedimentierten sich in dieser Zeit 350 cm^3 im nassen Zustand; das gibt bei einer Auffangfläche des Schlammkastens von 2500 cm^2 (50 cm Länge und 50 cm Breite), eine Sedimentation von 1.4 mm pro $1\frac{1}{2}$ Jahre, also rund 1 mm pro Jahr. Hierauf lag der Schlammkasten an derselben Stelle vom 10./IX. 1909 bis zum 14./XII. 1909; er ergab 66 cm^3 , das heißt in den 65 Tagen seiner Exposition 0.26 mm Schlammniederschlag. Dieser letztere Betrag würde, auf ein Jahr umgerechnet, 1.46 mm ausmachen, also einen ähnlichen Betrag wie 1908/09 unter der Voraussetzung, daß der Niederschlag ganz gleichmäßig erfolgt, was aber, wie die folgenden Messungen ergaben, nicht zutrifft¹⁾.

In den ersten sieben Monaten 1910 schlugen sich nieder: Über dem Schweb $80 + 285 \text{ cm}^3 = 365 \text{ cm}^3$ (Auffangfläche 2500 cm^2). Dabei ist zu bedenken, daß die Sommersedimentation, wie wir noch sehen werden, schon fast vorbei war; schätzen wir den Rest derselben und die herbstliche auf etwa 70—80 cm^3 , eher 80 cm^3 , nach Analogie mit dem Herbst 1909, so erhalten wir einen Betrag von rund 450 cm^3 auf 2500 cm^2 Auffangfläche pro 1910. Das würde 1.8 mm Gesamtsedimentation ausmachen. Das Jahr 1910 lieferte also etwas mehr Sediment als 1908. Immerhin differieren die Werte nicht sehr.

Der jährliche Betrag der Sedimentierung im Schweb ist danach trotzdem ein recht geringer, wenn wir die Sedi-

¹⁾ Die 65 Tage der Exposition des Schlammkastens fallen zum größten Teil in den Herbst, der wegen der Niederwasserstandsverhältnisse des Seebaches wenig Trübung dem Seewasser verleiht. Immerhin war Ende September 1909 ebenso wie am 11. Oktober Hochwasser, so daß der erhaltene Wert der Sedimentierung etwa einen mittleren durchschnittlichen Betrag darstellt.

mentierungswerte dagegen halten, die bei den Beobachtungen mit Schlammkasten in zahlreichen Schweizer Seen gewonnen wurden¹⁾.

Daß die Sedimentierung im Untersee so gering ist, hat vor allem darin seine Ursache, daß das Einzugsgebiet des Sees im Vergleich zu seinem Areal nicht groß ist und der Seebach meist eine geringe Wasser- und daher Schlammführung hat. Es verhält sich hier das Seearéal zum Areal des Einzugsgebietes etwa wie $0.6 \text{ km}^2 : 24 \text{ km}^2$, also 1:40. Dabei ist noch zu bedenken, daß nur höchst selten das wirkliche Einzugsgebiet des Sees, was die Zuführung von Sinkstoffen anlangt, über dem Mittersee hinaufreicht. Nur bei besonders starkem Hochwasser erhält der Mittersee einen oberflächlichen Zufluß vom Obersee her, sonst besteht nur eine unterirdische Verbindung zwischen Ober- und Mittersee, da der Ausfluß des Obersees mehrfach im Fels und im Schotter verschwindet und nur sein im Schotter filtriertes Wasser als Grundwasser in dem Mitterseeboden in zahlreichen Quellen hervortritt. Der Mittersee hat als Quellsee natürlich ein sehr reines Wasser, der ihm ent quellende Seebach wird also erst auf dem kurzen Wege zum Untersee von den Ufern und aus seinem Bachbett etwas Trübung aufnehmen können. Auch die Zufüsse des Seebaches zwischen Mitter- und Untersee sind, wie der Schreier- und Lochbach sowie der Bach vom „Kazim“ (Mühlgraben) Karstquellbäche. Sie führen daher sehr wenig Trübung in den Seebach hinein. So stammt also eigentlich die meiste im Unterseeschweb sedimentierte Trübung aus einem noch geringeren Einzugsgebiet, nämlich vom Mittersee abwärts, so daß sich Seearéal zum Areal des Einzugsgebietes gar nur mehr wie $0.6 \text{ km}^2 : 13 \text{ km}^2$, also rund 1:20 verhält.

¹⁾ Ausführlich behandelt in A. Heim, Der Schlammabsatz am Grunde des Vierwaldstättersees. Geol. Nachlese Nr. 10, in: Vierteljahrsschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich, 1910, XLV, pag. 164 ff. und in den Brücknerschen Berichten der Flußkommission der Schweiz. Naturforsch. Ges. in den Verh. d. genannten Gesellschaft, sowie Zschokke, Bericht der Hydrolog. Kommission f. d. Jahr 1908/9. Actes de la Soc. helv. des Sc. nat. Lausanne 1909.

Vierwaldstättersee:

Sedimentierungshöhe:

12./4. 1897— 7./4. 1898 (Urnersee) . . .	15.0 mm	} ein Jahr
12./4. 1897— 7./4. 1898 (Muottabecken)	75—80 mm	
1901/2. (Urnersee)	82.0 mm	} hauptsächlich infolge eines Gewitters
8./4. 1902—14./3. 1903 (Urnersee) . . .	3.5 mm	
8./4. 1902—14./3. 1903 (Muottabecken)	5.0 mm	} fast ein Jahr

Öschinensee:

Sedimentierungshöhe:

23./8. 1901—29./10. 1901	1.5 mm	2 Monate (Groll)
23./5. 1904—28./10. 1904	10—11 mm	kaum $\frac{1}{2}$ Jahr

Brienzersee:

Sedimentierungshöhe:

Frühjahr 1908—5. Dez. 1908	20 mm	} Winterminimum der Sedimentation wie im Lunzer Untersee.
11. Dez. 1908—4. Mai 1909	2 mm	

Immerhin würde der Untersee in ca. 18000 Jahren zugeschüttet sein, wenn wir den Betrag von 1 mm pro Jahr als Durchschnittswert annehmen und von der eine viel raschere Vernichtung des Sees verursachenden Verschotterung absehen würden, ebenso von der allmählichen Setzung des naß sedimentierten Schlammniederschlages infolge des Druckes der sukzessive darauf gelagerten Schichten.

Um die jahreszeitlichen Unterschiede im Betrag der Sedimentierung zahlenmäßig erweisen zu können, haben wir die Schlammkasten mehrmals in einem Jahre gehoben. Die folgende Tabelle gibt die gewonnenen Zahlen nach Dr. Ruttners Volumetriierungen wieder:

Dauer der Exposition des Schlammkastens	Tage	Ort	Tiefe m	Schlammvolumen cm^3	Auffangfläche des Kastens cm^2	Sedimenthöhe mm	Bemerkungen							
10./9.—14./12. 1909 (Herbst)	95	{ Schweb in Seemitte }	33	66	2500	0·26	{ wegen zweier Hochwässer wahrscheinlich übernormal für Herbst.							
14./12.—2./4. 1910 (Winter)								109	{ Schweb in Seemitte }	33	80	2500	0·32	—
2./4.—3./8. 1910 (Frühjahr und Sommer)														
14./12. 1909 bis 25./3. 1910 (Winter)	102	{ Seereit nahe See-Ende }	16	{ (43) (1225) 86 2500 }	0·34	—								
25./3.—3./8. 1910 (Frühjahr und Sommer)							99	{ Seereit nahe See-Ende }	16	{ (145) (1225) 290 2500 }	1·16	—		

Deutlich ist daraus die Hauptsedimentierung im Frühjahr und Sommer zu ersehen, wenn die Zahlen vom Schweb einander gegenübergestellt werden; der Kasten nahe dem See-Ende zeigte analoge Werte. Während der drei fast gleichen Expositionszeiten (von rund 100 Tagen) wurden also ganz verschiedene Werte an derselben Stelle sedimentiert. Die Sedimentation im Frühjahr und im Sommer ist sicher viermal größer als im Winter, da wir die Sedimentation des Winters allein auf höchstens 60 cm^3 veranschlagen können¹⁾.

Darauf, daß die jahreszeitlichen Unterschiede in der Sedimentierung große sein müssen, indem der Hauptanteil der Sedimentierung auf das Frühjahr und den Sommer fällt, deutet auch das verschiedene

¹⁾ In dem Betrag von 80 cm^3 vom 14./12. 1909—2./4. 1910 ist auch schon das Sediment des Beginnes der Schneeschmelze enthalten.

Verhalten der Durchsichtigkeit des Wassers, die ja vor allem bedingt ist durch den Gehalt an suspendierten Bestandteilen. Je geringer die Durchsichtigkeit, also je größer die Trübung, um so rascher wird die Sedimentierung unter sonst gleichen Umständen erfolgen, um so größer wird die Sedimenthöhe sein. Die Durchsichtigkeit variiert im Untersee sehr; die Trübung ist am größten im Frühjahr und im Sommer, um dann allmählich abzunehmen. Eine recht gute und einfache Methode der Bestimmung der Durchsichtigkeit (Transparenz) ist die Versenkung der bekannten weißen Secchi-Scheibe, deren Verschwinden für das Auge an einer in Meter geteilten Schnur abgelesen wird. Die folgende Tabelle zeigt deutlich, wie die Tiefe, bei welcher die weiße Scheibe eben verschwindet, die Sichttiefe, im Frühjahr und im Sommer bei Hochwasser gering ist, während sie bei Niedrigwasser im Herbst und im Winter groß wird. Die verschiedene Sichttiefe ist direkt ein Maß der verschiedenen Trübung des Seewassers durch die suspendierten Bestandteile.

Jahreszeitliche Änderungen der Sichttiefe im Untersee.

1906		1907		
Datum	Meter	Datum	Meter	
24./3.	. 9—10	—		
26./3.	12	—		
6./4.	zirka 10	—		
—		11./5.	5	
—		12./5.	. 6	
20./5.	. zirka 12	21./5.	zirka 7	
8./6.	8	23./6.	zirka 12·5	
17./7.	} ¹⁾			
25./7.		7·5—8		
28./7.		zirka 9	20./7.	9
29./7.		über 9		
30./7.	9·5			
18./8.	12	—		
13./9.	12—13	—		
7./10.	11	11./10.	. zirka 12	
20./10.	11·5	—		
2./11.	zirka 10—11	—		
3./11.	10	—		
4./11.	10	—		
2./12.	12	17./12.	11	
—		21./12.	10·5	
—		23./12.	11	

¹⁾ Je nach dem Eintritt und Charakter des Hochwassers stellt sich die Minderung der Sichttiefe im Frühjahr verschieden ein.

Die innige Beziehung, die zwischen der Sichttiefe (Durchsichtigkeit) und dem Wasserstand des Sees, der Wasserführung des Zuflusses und daher der Menge der Zuführung der trübenden Bestandteile besteht, wird graphisch in der erwähnten Zusammenfassung an anderer Stelle gegeben werden¹⁾.

Einige Beobachtungen lehren nun, daß im Frühsommer, wenn eine starke Sinkstofflieferung herrscht, auch eine rasche Ausfällung des Sediments stattfindet, so daß sich die Sichttiefe rasch vergrößert. Jedenfalls waren im Herbst stets schon große Sichttiefen anzutreffen, was zur Genüge beweist, daß die im ersten Halbjahr in den See gebrachte Trübung rasch sich sedimentiert hat.

Diese rasche Ausfällung des Sediments ist wohl auch mit bedingt durch die Verringerung der Dichte des Wassers infolge Temperaturerhöhung im Sommer. Nur so lange wird sich Trübung im Wasser halten, als die trübenden Teilchen die gleiche Dichte mit dem Wasser haben. Vermindert sich die Dichte des Wassers zum Beispiel durch Temperaturerhöhung, so werden die Bestandteile relativ schwerer und müssen daher zu Boden sinken. Mit zunehmender Erwärmung wird die Dichte des Wassers immer geringer, wie die folgende Tabelle nach Kohlrausch, Prakt. Physik 1896, lehrt, daher wird die Ausfällung zunehmen, ja sogar in beschleunigter Weise, da die Dichtedifferenzen des Wassers bei einer Erwärmung nur um 1° um so mehr wachsen, je weiter die Temperatur des Wassers von 4°, der Temperatur des Dichtigkeitsmaximums abweicht²⁾.

Wassertemperatur	Dichte	Differenz
4° C	1,000.000 }	— 0,000.008
5° C	0,999.992 }	
10° C	0,999.731 }	— 0,000.090
11° C	0,999.640 }	
15° C	0,999.130 }	— 0,000.150
16° C	0,998.980 }	
20° C	0,998.240 }	— 0,000.220
21° C	0,998.020 }	
25° C	0,997.070 }	— 0,000.260
26° C	0,996.810 }	

¹⁾ Da die Menge der Trübung bekanntlich auch die optischen Verhältnisse, vor allem die Farbe bestimmt, indem trübe Seen mit geringer Sichttiefe grün, wenig getrübbtes Material enthaltende Seen mit großer Sichttiefe blau erscheinen, so besteht auch zwischen der Farbe der Seen und der Geschwindigkeit der Sedimentierung und der Sedimenthöhe unter sonst gleichen Umständen eine deutliche Relation; die blauen Seen werden demnach in der gleichen Zeit weniger sedimentiert werden als die grünen Seen, es sind die ersteren die persistenteren.

²⁾ Das hat besonders M. Groll, Der Öschinensee, Berner geogr. Ges. 1904, pag. 49 f., betont.

Enthält zum Beispiel ein Wasser im Untersee von 15° (häufige Julitemperatur an der Oberfläche) eine bestimmte Menge Trübung und erwärmt sich dieses in rascher Zeit um 1° , so ist die Dichte des Wassers um 0.000150 kleiner geworden, so daß damit sofort ein großer Teil der suspendierten Bestandteile niedergeschlagen werden muß. Wegen dieser großen Dichtedifferenzen schon bei geringen Temperaturunterschieden im Sommer wird daher bei Erwärmung eine rasche Ausfällung eintreten, was die Beobachtungen mit der weißen Scheibe ergaben (Zunahmen der Sichttiefe von 3 auf 6 m). Im Herbst und Winter wird dagegen die Ausfällung der Trübung verlangsamt, obgleich überhaupt wenig Trübung im See vorhanden ist; denn bei der sukzessiven Abkühlung des Wassers zum Beispiel von 8° auf 4° unter dem Einfluß der vertikalen Konvektionsströmungen sind die Temperatursprünge von Tag zu Tag geringe und es nimmt die Temperatur des Wassers gleichmäßig ab, so daß sich die Dichte ganz allmählich vergrößert, mithin immer mehr Trübungsmaterial in die Suspension aufgenommen werden könnte, ohne sedimentiert zu werden. Bei maximaler Dichte (bei 4°) könnte daher das Wasser theoretisch die meisten Sinkstoffe suspendiert halten, da dann selbst schwerere Bestandteile mit dem Wasser die gleiche Dichte hätten. Die kleinen Erwärmungen im Herbst tragen jedenfalls auch zur Ausfällung nicht bei, da die Dichtedifferenzen zwischen einem Wasser von 4° und von $4-8^{\circ}$ noch nicht große sind; erst darüber hinaus nehmen sie zu (vgl. Tabelle). Wegen der im Herbst zurücktretenden Ausfällung fehlen auch die Schwankungen in der Sichttiefe, wenn wir von den gelegentlichen durch Hochwasser bewirkten Veränderungen der Sichttiefe absehen, ja wegen der fehlenden Ausfällung nimmt die Sichttiefe nicht mehr bedeutend zu (vgl. die obigen Zahlen auf pag. 189). Die Sedimentierung ist also im Herbst und Winter auf ein Minimum reduziert, Hochwasser sind eine Seltenheit und die ausfällende Wirkung der Temperatur hört auf. Erst die rasche Erwärmung des Wassers im April belebt wieder die Ausfällung der Trübung des Seewassers. So lange also die Temperatur eine steigende ist, so lange dauert auch die ausfällende Wirkung; das ist demnach an der Oberfläche bis in den August, in der Tiefe bis in den September hinein der Fall. So verbindet sich also im Frühjahr und im Sommer zugleich mit der starken Zuführung von trübenden Stoffen auch die Möglichkeit der raschen Ausfällung der Trübung infolge der Steigerung der Temperatur.

Aus all dem folgt zur Genüge, daß die Sedimentierung im Untersee hauptsächlich im Frühjahr und im Sommer stattfindet. Die Schichten des ersten Halbjahres müssen mächtiger, jedenfalls auch weniger feinkörnig sein als die Winterschichten. Würde die Sedimentation im Untersee jährlich größere Beträge liefern, könnte demnach aus einem Schlammprofil auf die einzelnen Jahresringe geschlossen werden. Daraus könnte man weiter die Dauer der Postglazialzeit berechnen.

Die Tatsache der sommerlichen und frühjährlichen Sedimentierung im Untersee erklärt auch, daß das Sediment ein klastisches ist, kein chemisches. Durch die ausgezeichneten Untersuchungen von

E. Uetrecht¹⁾, die Messungen der Menge des gelösten und suspendierten Materials in der Rhone oberhalb des Genfer Sees wissen wir, daß dieser Fluß im Sommer fast nur suspendierte mineralische Teilchen führt, während die gelösten Bestandteile im Winterhalbjahr überwiegen. Der Gehalt an gelösten Bestandteilen verhält sich gerade umgekehrt zu dem der suspendierten. Die Verhältnisse an der Rhone können wir ohne weiteres für den Lunzer Seebach übertragen, wenn sich auch das Maximum der Wasserführung und damit die Führung an suspendierten Bestandteilen etwas gegenüber der Rhone verfrüht und wenn auch beim Seebach das suspendierte Material über das gelöste nicht in der Weise überwiegen wird wie bei der Rhone, die aus den Gletschergebieten im Sommer enorme trübende Massen erhält.

Die Sedimentierung des Schlammes erreicht auch regional im See verschiedene Werte: es ist ohne weiteres klar, daß sie mit zunehmender Entfernung von dem die Trübung hereinbringenden Seebach abnimmt. Dies lehren sehr deutlich die drei Schlammkasten, die an drei verschiedenen Stellen im Untersee versenkt wurden:

Dauer der Exposition des Schlammkastens	O r t	Tiefe <i>m</i>	Schlammvolumen <i>cm</i> ³	Auffangfläche des Kastens <i>cm</i> ²	Sedimenthöhe <i>mm</i>	Pro Jahr <i>mm</i>
10./9.—14./12. 1909	nahe Einfluß	22	264	2500	1·056	5·93
10./9.—14./12. 1909	Schweb	33	66	2500	0·264	1·48
10./9.—14./12. 1909	vor See-Ende (Seereit)	18	210	2500	0·84	4·72

Die Messung beim Seereit paßt nicht herein; denn die vermehrte Sedimentierung daselbst erklärt sich durch die große Nähe einer Uferbank, an welcher die Wellen anschlagen, so daß hier lokal mehr Trübung vom Ufer aus aufbereitet wird²⁾. Dagegen zeigte es sich ganz klar, daß über dem Schweb in der gleichen Zeit etwa nur der vierte Teil von der Schlammmenge nahe dem Einfluß unterhalb des Deltas sedimentiert wird. Die Verschiedenheiten im Schlammabsatz stehen auch im Einklang mit der zuweilen

¹⁾ Die Ablation der Rhone in ihrem Walliser Einzugsgebiet. Dissertation. Bern 1906.

²⁾ In den ersten sieben Monaten 1910 betrug dagegen die Sedimentation über dem Schweb und nahe dem See-Ende fast gleich viel (Schweb 365 *cm*³, nahe See-Ende [Seereit] 376 *cm*³ auf 2500 *cm*² Auffangfläche). Theoretisch sollte die Sedimentation nahe dem See-Ende kleiner sein als in der Mitte des Sees (Schweb), weil die meiste durch den Seebach gebrachte Trübung ausgefällt sein sollte; dafür wird viel Schlamm lokal von der Uferbank zugeführt.

beobachteten regionalen Verschiedenheit¹⁾ in der Sichttiefe des Seewassers: gleich nach einem Hochwasser maßen wir nahe dem Einfluß eine um 1—2 m, selbst 4 m geringere Sichttiefe als sonst im See selbst. Dieser Mehrbetrag der Trübung in der Nähe des Seebach-einflusses, der sich in der Verringerung der Sichttiefe äußert, führt auch bei jedem Hochwasser zu vermehrter Sedimentierung; nur wenn die Hochwasserzeit länger dauert und starke Winde und Strömungen eine rasche Durchmischung des Wassers im O und W ermöglichen, hören die regionalen Unterschiede in der Trübung, respektive in der Sichttiefe auf, da die Trübung gleichmäßig über den ganzen See ausbreitet wird.

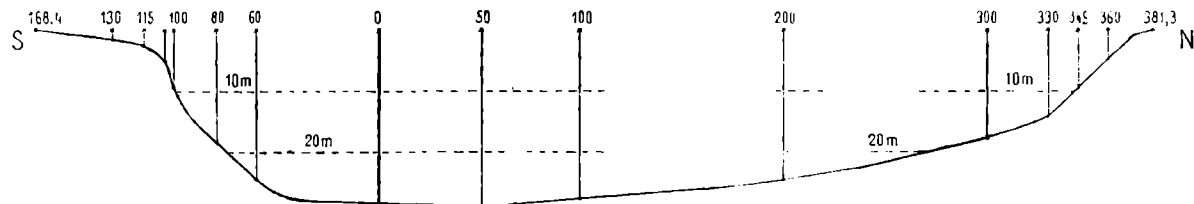
Daß die Sedimentierung in der Postglazialzeit im östlichen Teil des Sees größer ist als im W, erhellt schon aus dem Bodenrelief. Die Zuschüttung des glazialen Erosionsreliefs ist im östlichen Teil viel weiter gediehen als im W, wie sogar nach dem Verlauf der Isobathen zu ersehen ist (vgl. die Karte). Sie verlaufen im O rund, im W fast eckig; es verrät sich die Skulptur der Erosionswanne im W viel mehr als im O. Die Querprofile zeigen dies ebenfalls: im O bis zur Mitte des Sees ist schon überall ein typischer Schweb vorhanden, im W dagegen ist er nicht mehr zusammenhängend, nicht einmal mehr sehr eben, die Sedimentierung schreitet erst gegen W hin vor (vgl. die umstehenden Lotungsprofile).

Hier seien noch die Verschiedenheiten im Chemismus des Schlammes in der Längsachse des Sees gestreift. Wie pag. 184 zeigt, liegen drei Schlammstiche vor. Wir entnehmen aus den Zahlen eine deutliche Abnahme des CaO - und eine Zunahme des SiO_2 -, Fe_2O_3 - und Al_2O_3 -Gehaltes vom Einfluß gegen das See-Ende hin. Sehr charakteristisch ist die Abnahme des Kalkes, weil die Zuführung des Kalkes durch den Seebach erfolgt. Dagegen zeigt die Zunahme des Fe_2O_3 -Gehaltes, daß der Eisengehalt nicht durch den Seebach in den See geführt wird. Wenn wir, Uferbank und Schweb gegenüberstellend, zwischen litoraler und pelagischer Fazies auch in Hinsicht auf den Chemismus unterscheiden können, so stellt sich im Längsprofil des Sees heraus, daß das Sediment nach dem Chemismus gegen den Seeausfluß hin immer pelagischer wird.

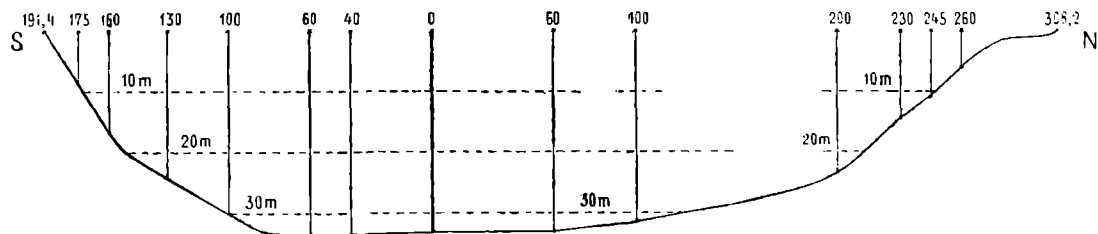
III. Seehalde. Wenden wir uns dem letzten Faziesbezirk des Untersees zu, der Seehalde. Wir verstehen darunter die Schlammablagerung auf der geneigten Böschung der Seewanne. Es wird erwähnt werden, daß es nur wenige Stellen gibt, wo die Seehalde aussetzt, wo keine Sedimentierung infolge Hervortretens von Fels stattfand. Da die Seehalde die Verbindung zwischen der Uferbank und dem Schweb darstellt, ist sie bezüglich ihrer Entstehung komplexer Natur. Ein Teil ihres Schlammes stammt von der Uferbank, über deren Abfall er zur Seehalde abrutscht, ein anderer Teil des Schlammes aber stammt ebenso wie beim Schweb von der allgemeinen Trübung des Seewassers, die im Seebach ihre Hauptquelle hat. Nach den Lotungs-

¹⁾ Das einschlägige Beobachtungsmaterial seit 1906 kann hier nicht gegeben werden.

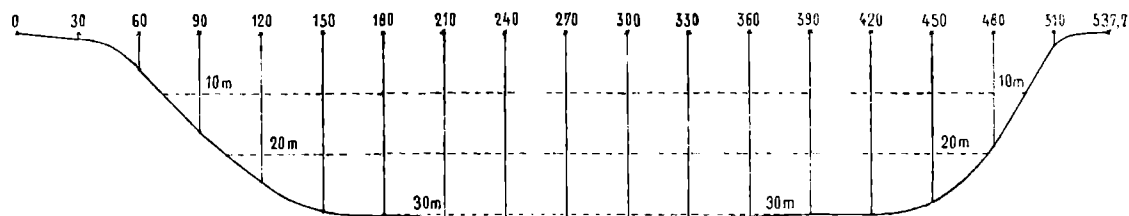
Fig. 5. Einige typische Profile durch den östlichen Untersee nach den Lotungen des Verfassers.
Längenmaßstab: 1:3750. — Tiefenmaßstab: 1:1250 ¹⁾.



III. Querprofil.



VI. Querprofil.



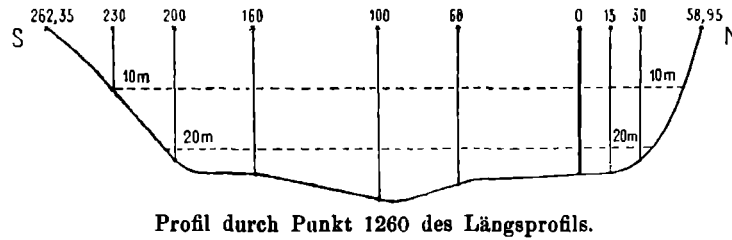
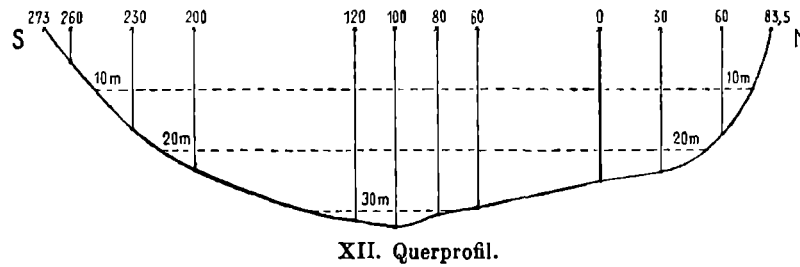
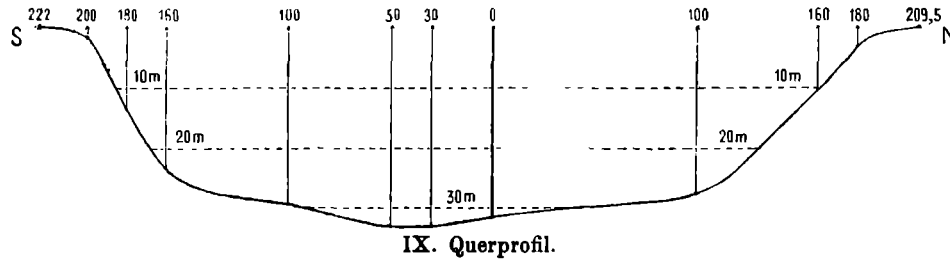
Profil von VII. Nordufer nach IX. Südufer.

¹⁾ Dieser wenig runde Maßstab in der Länge und Tiefe erklärt sich aus der Reduktion der Originalprofile im Längenmaßstab 1:3000 und Tiefenmaßstab 1:1000 auf $\frac{4}{5}$, um sie hier auf zwei Textseiten bringen zu können.

Fig. 6. Typische Profile durch den westlichen Teil des Untersees nach den Lotungen des Verfassers.

Maßstäbe wie Figur 5.

Lotungsreihen vom Längsprofil (mit 0 bezeichnet) nach N und S. Entfernungen in Metern.



profilen verläuft die Seehalde glatt, um gegen unten sich mit der Schwebfläche allmählich zu verflößen. Der obere Teil der Seehalde ist von Vegetation (*Chara*, *Elodea*, *Fontinalis* in absteigender Folge) bedeckt. Was die Mächtigkeitsverhältnisse der Halde anlangt, so ist theoretisch zu erwarten, daß sie dort am mächtigsten ist, wo sie an eine breite, aufgeschüttete, weit in den See hinausgeschobene Uferbank angrenzt, die noch weiter in den See wächst. Da aber auch der Schlamm der Seehalde bei sehr steiler Böschung Rutschungen aufweisen dürfte, wird sich ein gewisser stationärer Zustand entwickeln: je mehr von der Uferbank durch Rutschungen der Seehalde tributär wird, um so mehr wird an den Gehängen der Halde zum Schweb abrutschen. Seehalde und Uferbank stehen demnach in einem gewissen Konnex; wo eine Uferbank entwickelt ist, dort fehlt auch die Seehalde nicht, wo dagegen wegen des harten Gesteins, wie bei der Steinbauernhöhe (Opponitzer Kalk), die Uferbank fehlt, ist die Seehalde schwach ausgebildet.

Die Seehalde als „geologischer Aufschluß“ wird sich in mancher Beziehung von der Uferbank unterscheiden. Haben die Schlamm-schichten bei der letzteren die steile Deltaschichtung, so ist der Schlamm der Seehalde konform auf der erodierten Felsböschung der Wanne abgelagert, der Lagerungswinkel des Schlammes der Seehalde wird daher meist geringer sein als der der Deltaschichtung der Uferbank. Der Schweb ist also die einzige limnische Fazies mit horizontaler Schichtung, alle anderen Sedimentformen des Sees haben mehr oder minder schräge Schichtung. Wegen der häufig abgehenden Rutschungen, auf die mit Recht Arnold Heim¹⁾ hingewiesen hat, werden die Schichten der Halde gestaucht und gefaltet erscheinen können; es werden auch zuweilen infolge von Rutschungen gewulstete Oberflächen der Halde angetroffen werden, wenngleich wir bisher durch die Lotungen dergleichen nicht angetroffen haben. Freilich werden diese gewulsteten Oberflächen von den normal geschichteten Schlammablagerungen der Seehalde wieder begraben sein. Arnold Heim hat mit Recht sogar auf die Eventualität der Auffindung von gefalteten Haldenschichten zwischen sonst nur normal geschichteten Schlammablagerungen hingewiesen.

Nach Erörterung der Sedimentierung im Untersee, die in typischen Formen stattfindet, seien kurz die Verhältnisse am Obersee behandelt (über die des Mittersees a. a. O. pag. 154 ff.). Er bietet zum Untersee in vieler Hinsicht ein gegensätzliches Verhalten. Wenn wir seinen Boden betrachten, fällt der Mangel eines Schotterdeltas auf. Die Zuflüsse im südlichen Teil erreichen nämlich den See nicht direkt, da sie schon im Moor verschwinden (vgl. Karte pag. 175). (Die Zuflüsse von O und NW her sind aber kurze Quellbäche, die keinen Schotter transportieren.) In den alten, großen Obersee, wie er auf der Karte durch die äußersten Umriss gegeben ist, mündeten aber die beiden Bäche von S her; hier ist daher jedenfalls ein altes Schotterdelta

¹⁾ Über recente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. N. Jahrb. f. Min., Geol., Pal. Jahrg. 1908, Bd. II, pag. 136 ff.

vorhanden, an das sich der trockene Schotterkegel südlich davon anschließt; es ist aber begraben unter der Decke des seither angewachsenen Moores.

Das Sediment des Obersees ist bis auf wenige noch nicht sedimentierte felsige Stellen, so nahe den Triangulationspunkten 3 und 4, durchaus nur von Schlamm gebildet, der deutlich in zwei Fazies entgegentritt. Der flockige braunrote Schlamm setzt die zahlreichen Uferbänke, ein zäher, toniger, ziegelroter Schlamm den Schweb der tiefen Kolke zusammen. Der Schlamm des kleinen Schwebs in dem Kolk nahe dem Ausfluß bildet ein Übergangsgebilde zwischen den beiden Fazies. Die das Wasser trübenden Substanzen sind beim Obersee im Gegensatz zum Untersee mehr organische als mineralische. Vor allem ist das Plankton im Oberseewasser reicher entfaltet als im Unterseewasser; durch Wind und Wellengang werden außerdem Moorteilchen abgerissen und über den ganzen See gebreitet; ferner sind im Seewasser gelöste färbende Humussubstanzen vorhanden, die unter Mitwirkung von Sauerstoff und Eisenoxyd langsam ausgefällt werden¹⁾ und dem Wasser die rotbraune Färbung zum Teil verleihen. So ist die Trübung eine im See fast habituelle, zumal die Zufuhr von mineralischen Bestandteilen durch die Zuflüsse fehlt und auch die Aufbereitung von Schlamm durch die Wellenwirkung an den aus Juracrinoidenkalk zusammengesetzten Ufern stark zurücktritt, obgleich dieses Gestein stellenweise zu rotem Ton verwittert ist.

Immerhin sind die Sedimentformen der Uferbänke wie beim Untersee auf die Wellenwirkung zurückzuführen. Sie sind hier im Gegensatz zum Untersee nicht so zusammenhängend; sie setzen sich an den Schwellen zwischen den Kolken an und wachsen allmählich gegen die tieferen Stellen vor. Am größten ist die Uferbank zwischen dem Hauptkolk, dem Kolk beim Ausfluß, zwischen der Insel und dem Nordufer; aber auch die anderen Kolke sind durch flache, schlammige Uferbänke voneinander getrennt.

Die Tiefe der Uferbank beträgt ähnlich wie beim Untersee 1—1½ *m* bei Niedrig- bis Mittelwasserstand; sie hält sich gleichmäßig in dieser Tiefe am Nordufer wie SW von der Insel. Sie wird hier, wie dort, durch die vom Wind erzeugten Wellen hervorgerufen, der zwar selten ist, dann aber zuweilen als heftiger Fallwind entgegentritt.

Der Schweb ist trotz der ungünstigen morphologischen Verhältnisse des Bodens mit seinen Kolken doch in jedem einzelnen Becken vorhanden, natürlich in verschiedener Tiefe und in verschiedenem Ausmaß. Nach dem Ergebnis der Lotungen ist zum Beispiel der Boden des größten Kolkes heute ganz tischeben sedimentiert; die Lotungskarte gibt eine gleichmäßige Tiefe von 15·15 *m* an; diese Ebene setzt sich gegen SW noch etwa 50 *m* weiter fort, wo die Tiefe über 14·5 *m* beträgt. Ebenso hat der Schweb in dem Kolk vor dem Ausfluß eine deutliche Entwicklung.

¹⁾ W. Spring, Sur le rôle des composés ferriques et des matières humique dans la coloration de l'eau. Arch. d. Scienc. physiques nat. V/5 Genève 1898.

Wie beim Untersee differieren auch beim Obersee der Schlamm der Uferbank und des Schweb bedeutend (vgl. Tabelle oben pag. 184). Wie die Zahlen von Dr. G. Mulley lehren, ist die Uferbank wieder durch einen großen Kalkgehalt infolge der kalkabsondernden Tätigkeit der Organismen (insbesondere Schnecken), dagegen geringen SiO_2 -, sehr geringen MgO -, geringen Fe_2O_3 - und Al_2O_3 -Gehalt ausgezeichnet. Im Schweb überwiegt wieder der SiO_2 -, auch der MgO -, während der Kalkgehalt gering ist. Der Tonerdegehalt ist höher und insbesondere der von Fe_2O_3 quantitativ außerordentlich reich vorhanden. Der Schlamm des Loches vor dem Ausfluß steht bezüglich seines Chemismus in der Mitte zwischen den beiden Typen, sein hoher SiO_2 -, Fe_2O_3 - und MgO -Gehalt, ebenso sein trotz unbedeutender Entfernung vom Ufer außerordentlich geringer Kalkgehalt läßt auch ihn trotz der geringen Ablagerungstiefe (er wurde nicht einmal aus der Haupttiefe von 8·5, sondern nur aus 7 m Tiefe entnommen) nach seinem Chemismus zu den „pelagischen Sedimenten“ des Untersees in Analogie treten.

Wenn wir kurz die Schlammanalysen des Unter- und Obersees einander gegenüberstellen, so weist der Oberseeschlamm den größten SiO_2 - (36) und Fe_2O_3 -Gehalt (23) überhaupt, dagegen den geringsten Kalkgehalt (bloß 4) und geringsten Magnesiagehalt (nur 0·3) auf, der Unterseeschlamm dagegen den geringsten SiO_2 - und geringsten Fe_2O_3 - und Al_2O_3 - (Uferbank), dagegen den größten Kalkgehalt in der Uferbank, ebenso den größten Magnesia- und größten Tonerdegehalt (bis 18) auf.

Seeschlammanalysen liegen insbesondere von Schweizer Forschern, so F. E. Bourcart¹⁾ und J. Zender²⁾, vor. Es kann hier nicht in eine Diskussion der dortigen Werte im Vergleich mit denen der Lunzer Seen eingegangen werden. Es sei nur bemerkt, daß der Oberseeschlamm sehr dem des Lago Maggiore ähnelt, der sich durch seinen auffallend hohen SiO_2 - (62·31), sehr geringen CaO - (3·18), sehr hohen Fe_2O_3 - (25·36) und Al_2O_3 - (17·97) Gehalt von den anderen Schweizer und italienischen Seen unterscheidet.

Die biologischen Arbeiten werden manches zur Aufklärung beitragen, insbesondere über die Anreicherung von SiO_2 durch die Tätigkeit der Diatomeen. Der ansehnliche Fe_2O_3 -Gehalt des Oberseeschlammes erklärt sich aus dem großen Eisengehalt des Oberseewassers, der wieder von dem sehr eisenschüssigen roten Ton der Juracrinoidenkalke her stammt. Wie die chemischen Untersuchungen von Mulley und Wittmann gezeigt haben, hält sich das eisenhaltige Wasser meist in größerer Tiefe, daher bleibt auch der hohe Eisengehalt auf den Schlamm der tieferen Partien des Sees mit Ausschluß der Uferbank beschränkt. Der sehr geringe Kalkgehalt des Schwebeschlammes des Obersees ist verständlich, weil die mechanische Zuführung von mineralischem Kalk infolge des fehlenden Zuflusses

¹⁾ F. E. Bourcart, Les lacs alpins suisses, étude chimique et physique. Genf 1906 und in den Archives des Scienc. phys. nat. Genève XVII, 1904, pag. 612.

²⁾ J. Zender, Sur la composition chimique de l'eau et vases des grands lacs de la Suisse. Thèse, Univ. Genève 1908.

fehlt, wie andererseits der sehr geringe Magnesiumgehalt im Einklang steht mit der Abwesenheit der Dolomite in der nächsten Umgebung des Obersees.

Über die Geschwindigkeit der Sedimentierung im Obersee werden die Messungen des Absatzes in dem am 7./9. 1909 in dem tiefsten Kolk versenkten, bisher noch nicht gehobenen Schlammkasten Aufschluß geben.

Die Sedimentierung findet im Obersee wahrscheinlich viel rascher als im Untersee statt, schon weil die Trübung eine größere ist. Be trägt doch die Sichtigkeit im Obersee bloß $3\frac{1}{2}$ –5 m, sie ist durchaus geringer als im Untersee, trotzdem der letztere von einem Zufluß ständig gespeist wird. Auch deshalb wird die Sedimentierung im Obersee eine raschere sein, weil ein starker Ausfluß, der die Trübung wieder zum Teil aus dem See herausreißt, dem See fehlt, während beim Untersee der wasserreiche Ausfluß sicher einen starken Zug auf die Wassermassen ausübt und daher trübende Substanzen herausführt, bevor sie sich noch am Seeboden niedergeschlagen haben.

Die jahreszeitlichen Schwankungen in der Sichtigkeit sind beim Obersee ganz unbedeutend, was mit dem Fehlen eines direkten stärkeren Zuflusses mit seinen Schwankungen in der Wasserführung übereinstimmt. Daher wird auch die Sedimentierung nicht die jahreszeitlichen großen Unterschiede aufweisen können wie beim Untersee mit seiner Frühjahrs- und Sommersedimentation; sie dürfte, wenn gleich wir dies vorderhand noch nicht mit Schlammkastenmessungen erweisen können, im Jahre mehr gleichmäßig stattfinden. Doch ist der ausfallende Einfluß der Temperatur vermutlich größer als im Untersee, zumal sich die Oberflächenschichten des Obersees im Hochsommer wegen des nur höchst selten stärkeren Wellenganges und wegen der Abwesenheit eines starken Abflusses¹⁾ und wohl auch wegen der infolge der größeren Meereshöhe erhöhten Insolation stets mehr erwärmen (über 20°) als im Untersee.

Das Fehlen eines Zuflusses, der wie der Seebach beim Untersee mit seinen Schwankungen in der Wasserführung auch die Zuführung von verschiedenen großen Bestandteilen in die Trübung des Seewassers verursachen würde, erklärt auch die Gleichmäßigkeit des Kornes des feinen Schwebschlammes im Obersee.

Nach einer Bestimmung des prozentuellen Verhältnisses der Korngrößen — die Methode wird später ausführlicher behandelt — ist die Verteilung des Kornes im Oberseeschwebschlamm die folgende:

Korngröße	Prozent der Probe
0·2 mm	0·7
0·1 mm	0·9
kleiner als 0·1 mm	98·2
	99·8

¹⁾ Der Abfluß ist manchmal unterirdisch; sonst besteht er in einem kleinen Bächlein, das nach einem Lauf von wenigen Metern im klüftigen Kalk verschwindet.

II. Die Bodenfazieskarte des Untersees.

(Vergl. pag. 177.)

Im April 1911 haben wir versucht, eine Bodenkarte des Untersees zu entwerfen, die zur Feststellung der Bodenfaziesgebiete führte. Es wurden im ganzen 90 Bodenproben gesammelt, die in Tuben aufbewahrt und dann miteinander verglichen wurden. Bei der Entnahme der Bodenproben bewährte sich der von Dr. Ruttner konstruierte Schlammgreifer außerordentlich.

Nur wenige Stellen des Untersees sind überhaupt noch nicht sedimentiert, was in der Übersteilheit der felsigen Böschungen, die eine Sedimentierung nicht zuläßt, ihre Ursache hat: so am NW-Ufer unter der Steinbauernhöhe, wo der harte, eine steile Felswand auch oberflächlich bildende Opponitzerkalk (vgl. geol. Karte Z. 14, Kol. XII, Gaming-Maria-Zell) die Nordböschung des Sees bildet und bei ruhigem See als Wand deutlich sich zu erkennen gibt¹⁾; ferner am Südufer zwischen Punkt 1260 bis IX. Vom Seereit gegen SO gehend verlassen wir bei 1260 die weichen Lunzer Sandsteine und gelangen in den Reifinger Kalk, der hier subaquatisch in ein Blockwerk von Steinen aufgelöst ist. Weitere nicht sedimentierte Stellen trafen wir am Südufer bei VII und zwischen VI bis beinahe III an. Dasselbst reicht die schlammlose Fläche bis nahe 25 m. Unterhalb der nicht sedimentierten Stellen ist das Sediment meist gröber und enthält wohl infolge Abrutschungen über die felsigen Böschungen Sand und Schlamm mit Schnecken, wie er die Uferbank charakterisiert, so zum Beispiel zwischen XIII und XIV in 22·5 m Tiefe oder bei VI am Südufer in 17 m Tiefe.

Bezüglich der getroffenen Ausscheidungen der Bodenfazies sei auf die Erklärung verwiesen. Natürlich sind die Grenzen derselben nicht absolut feststehend, trotz der 90 Bodenprobenentnahmen. Es ist bei dieser Seebodenkarte ebenso wie bei einer anderen geologischen Karte: Je mehr Proben genommen sind, um so genauer werden die Grenzlinien gezogen werden können.

Unsere Karte läßt deutlich die Verbreitung der Schotterfazies erkennen. Das dritte Schottergebiet vor dem „linken Überfall“ ist wegen der Außeraktionssetzung des Baches viel kleiner. Damit stimmt auch die Verbreitung der Sandfazies, die sich konzentrisch um die aktiven Schotterdeltas legt, während sie beim linken Überfall schon vom feinen Schlamm begraben zu sein scheint. Bemerkenswert ist das Fehlen der Sandfazies vor dem Kanal, durch den ein Hochwasser selten passiert.

Die Sedimente der Uferbank bieten selbst mannigfache Unterschiede. Wir können zwischen der eigentlichen Kalksand- und Kalkschlammfazies, die auf den Uferbänken bei weitem dominiert, und der regional etwas zurücktretenden Fazies des braunen,

¹⁾ Sie setzt sich im Streichen des Schichtkopfes vom Punkt XII hart bei 1260 vorbei weiter gegen SW unterhalb der Uferbank zwischen XIV und XIII fort. Vor dieser Uferbank habe ich in 9 m Tiefe nur eckige und schwach gerundete Steine mit dem Bodengreifer erhalten, zwischen XI und XII aber in 10 m Tiefe schon Schlamm.

phytogenen Schlammes, der zuweilen wegen des großen Gehaltes an pflanzlichem Detritus ganz schwarz aussieht, unterscheiden. Das kalkige Uferbanksediment treffen wir in der größten Ausdehnung am Nordufer etwa vom XI. bis zum IV. Querprofil an. Es ist in der Nähe der Boothütte am feinsten; wir haben hier einen blaugrauen, feinsandigen Schlamm, der als Kreide bezeichnet werden kann, heraufgeholt. Gegen Westen hin wird sie deutlich gröber, so beim X. Querprofil, wo wir von einem „schlammigen Muschelsand“ (es ist aber Gastropodendetritus) sprechen könnten. Noch weiter gegen West, schon beim XI. Querprofil, ist die Sedimentation des schlammigen Sandes geringer, es treten hier zwischen dem schlammigen Sand schon schwachgerundete Steine, das Ergebnis der Abrasion, auf, um im XII. Querprofil vollends zu überwiegen. Wie sich Übergänge vollziehen zwischen „Muschelschlamm“ zum „Muschelsand“, so ist auch die kartographische Abgrenzung des Muschelsandes gegen den Strand-schotter schwer. Es muß hier die auffallende Tatsache registriert werden, daß diese Steine fast durchaus aus Kalk bestehen, trotzdem am Ufer hier der Lunzer Sandstein ansteht. Die Steine sind jedenfalls den den Lunzer Sandstein hier bedeckenden Schutthalden des Opponitzer Kalkes entnommen, sie bleiben an dieser Stelle liegen, während das Zerreibsel des weichen Lunzer Sandsteines gleich wieder von den Wellen weggetragen wird.

Eine zweite Lokalität mit kreideartigem, schlammigem Sand mit sehr feinem Korn befindet sich auf der Uferbank zwischen dem XIII. und XIV. Querprofil, SW von der Steinbauernhöhe. Am Südufer haben wir auf den Uferbänken drei Vorkommnisse von zoogenem Schlamm und Sand beobachtet: so auf der kleinen Uferbank beim Seereit SO vom Punkt XIV, über der Uferbank bei IX und über der großen Uferbank zwischen IV. bis II. Querprofil. Dabei weisen alle diese Uferbänke ein viel gröberes Korn als das Nordufer auf, am größten ist der Sand bei IX.

Den Übergang zur anderen Fazies der Uferbank, zum braunen phytogenen Schlamm, bildet der Schlamm der kleinen Uferbank zwischen dem XIII. und XIV. Querprofil am Südufer, wo die Schnecken-schalen stark zurücktreten, dafür aber reichlicher pflanzlicher Detritus sich einstellt. Mit dem Zurücktreten der zoogenen Komponente ist die Farbe des Sediments nicht mehr blaugrau, sondern braun. Ja, zwischen Punkt II und III am Nordufer haben wir einen schwarzen Schlamm von der Uferbank heraufgebracht, in dem Schnecken-schalen wohl noch vereinzelt vorkommen, aber der pflanzliche Detritus durchaus den Hauptbestandteil bildet. Den braunen, jedenfalls kalkärmeren Uferbankschlamm treffen wir dann insbesondere an der Mündung des Kanals und in der SO-Ecke des Sees.

Der Abfall der Uferbank zur Seehalde zeigte sich im obersten Teil vorwiegend zoogen, von etwa 4 m fast durchaus vorwiegend phytogen, da wir in den *Chara*- und *Elodea*-Gürtel eingetreten sind. Die hellgraue Färbung änderte sich damit in eine bräunliche. Im Bereich starker Vegetationsbedeckung reicht der phytogene Schlamm zum Beispiel nahe dem Ausfluß bis in 10 m Tiefe. Nahe II am N-Ufer fand ich einen schwarzen Schlamm in noch 8 m Tiefe.

Während das Sediment der Uferbank je nach dem Überwiegen der zoogenen und phytogenen Komponente lokale Variationen aufweist, sind die übrigen tieferen Sedimente schon durchaus gleichmäßig, was insbesondere vom ganz feinen Schwebschlamm gilt, der von der Tiefe von etwa 25 m abwärts den Seeboden bedeckt. Der Schlamm der Seehalde weist auch geringere Unterschiede auf als das Uferbank-sediment. Im allgemeinen herrscht hier ein bräunlicher, seltener grauer Schlamm vor, der in der Nähe der Uferbank öfter sandig infolge Beimengung des zoogenen Sandes — daher die Signatur des „sandigen Schlammes“¹⁾ — wird, um gegen unten hin unmerklich in den Schwebschlamm überzugehen. Aus letzterem Verhalten kann geschlossen werden, daß auch der untere Teil der Seehalde das Sedimentierungsergebnis der allgemeinen Trübung des Seewassers darstellt, während er im oberen Teil in geringerer Tiefe feinsandige Bestandteile von den Uferbänken erhält, und zwar einerseits durch die Wirkung des „Sog“ der Wellen, wobei das Korn des sandigen Schlammes mit Zunahme der Tiefe immer feiner wird²⁾, andererseits auch durch Rutschungen. In größerer Tiefe haben wir sandige Lagen an einigen sehr bemerkenswerten Stellen des Sees gefunden: so nahe dem Nordufer bei Punkt IX in 27 m Tiefe und nahe dem Südufer unterhalb der Uferbank des IX. Querprofils in 19 m Tiefe. An ersterer Lokalität brachte der Schlammgreifer mit einem oberflächlich braunen Schlamm auch einen feinsandigen grauen Schlamm zutage, der die tieferen Schichten unter dem braunen Schlamm bildet und der seiner Provenienz nach nur von der kalkig-schlammigen Uferbank am Nordufer herrühren kann. Da die Ablagerung dieses grauen Kalkschlammes in der Entfernung von zirka 120 m von der Uferbank nicht mehr recht durch die Wirkung der Sogströmung erklärt werden kann, da der Sog schon in geringer Entfernung vom Ufer seine Trübung ablagern muß, so denken wir hier an eine subaquatische Rutschung, die den feinsandigen Schlamm der Uferbank bis in größere Seetiefen gebracht hat. So würde sich auch die eigentümliche und ganz auffallende Ausbauchung der Isobathe von 30 m durch eine am Seeboden aufgelagerte Zunge einer flachen Rutschung erklären. An der zweiten Lokalität, NO vom Punkt IX am Südufer, liegt in 19 m Tiefe ein Gemisch von Schlamm und „Muschelsand“ vor; auch da würden wir die Zuführung von Muschelsand in diese große Tiefe durch Abrutschung von der Uferbank her deuten. Die fortgesetzten Beobachtungen dürften jedenfalls zur Klärung der Verbreitung der subaquatischen Rutschungen im See beitragen³⁾. Sie sind

¹⁾ Wo der „Muschelschlamm“ auf der Uferbank vorkommt, dort fehlt auch zumeist im oberen Teil der Seehalde die Fazies des „sandigen Schlammes“. Eine Ausnahme macht bloß die Partie bei III Nordufer, wo der sandige Schlamm am Abfall auftritt; am Flachufer ist hier vermutlich die „Muschelsand“-Fazies von dem phytogenen Schlamm bedeckt.

²⁾ Zum Beispiel ist der Schlamm unterhalb der Steinbauernhöhe zwischen dem XI. und XII. Querprofil in 10 m Tiefe etwas gröber als der aus 19 m Tiefe bei Punkt IX am Südufer, trotzdem an letzterer Lokalität überhaupt die größte Uferbank angetroffen wurde.

³⁾ So führt der Schlamm der nördlichen Seehalde zwischen XI und XII in 10 m Tiefe noch Muschelschalen, ebenso in 8 m Tiefe etwa im X. Querprofil am

deshalb von Bedeutung, weil durch sie Faziesbildungen der Ufernähe oder der Uferbank in die nächste Nähe von der pelagischen Fazies, dem Sediment des Schweb gebracht werden können.

Daß aber an vielen Stellen in der Seehalde noch primäre, durch keinerlei Rutschungen verschleierte Verhältnisse vorliegen, zeigen zum Beispiel die Vorkommnisse eines ganz schwebartigen braunen Schlammes im VI. Querprofil in nur 14 *m* Tiefe, dem trotz einer nur kurzen Entfernung von 50 *m* von der Uferbank eine Einschwemmung von Schneckenschalendetritus fehlt oder unterhalb der Steinbauernhöhe im XII. Querprofil in 22 *m* Tiefe, wo trotz der kurzen Entfernung von nur 40 *m* vom Ufer Sand fehlt.

Besonders interessant sind die Sedimente der östlichen Seeböschung. Die Karte pag. 204 zeigt, eine wie geringe Fläche die Schotter- und Sandablagerungen einnehmen. Feinkörniger Sand lagert nur unmittelbar unter dem Schotterdelta vor dem Haupteinfluß, 70 *m* von der Mündung¹⁾, und unter dem Delta des rechten Überfalls des Seebaches, 60—70 *m* von der Mündung entfernt. Sonst ist alles im östlichen Teil etwa bis zum III. Querprofil von einem feinsandigen Schlamm eingenommen, der gegen W unmerklich in den Schwebeschlamm übergeht. Jener läßt schon bei makroskopischer Betrachtung Verschiedenheiten des Kornes erkennen, so daß man kartographisch hauptsächlich drei Fazies unterscheiden kann: von O nach W fortschreitend unterhalb der Sandfazies eine etwa 100 *m* breite Zone sandigen Schlammes, deren Sandkörner man ganz deutlich erkennt, dann eine zweite feinsandigen Schlammes und eine äußere dritte eines außerordentlich feinsandigen Schlammes, dessen Sandkörner kaum mehr mit der Hand fühlbar sind. Wie die Karte zeigt, reichen alle diese Zonen NW bis W vom Seebach in größere Tiefen als im äußersten NO und SO des Sees, woraus der Einfluß des Seebaches klar hervorgeht. Der Verlauf der Grenzen der Fazies, zwischen denen man ganz gut Linien gleicher mittlerer Korngröße in dem sandigen Schlamm ziehen könnte, zeigt vor dem Mayergraben und im SO starke Ausbauchungen. Daraus folgt namentlich, daß die Lieferung von Sand in den See durch den Mayergraben sehr unbedeutend ist, da schon in einer Entfernung von 40 *m* von seiner Mündung ein ganz feiner Schlamm vorkommt. Der Schlamm in 100 *m* Entfernung zeigt schon die charakteristischen Eigenschaften des Schwebs, wie er erst 200 *m* W vom Seebach auftritt. Ferner liegt in einer Entfernung von etwa 70 *m* vom linken Überfall des Seebaches schon ein ganz feinsandiger Schlamm, wie er vor dem Seebach erst in 200 *m* Entfernung erscheint. Damit stimmt überein, daß der linksseitige Überfall des Seebaches außer Funktion gesetzt ist. Auch das vor seiner Mündung befindliche Delta ist, wie erwähnt, schon ganz außer Aktion gesetzt. Der sandige Schlamm hat 130 *m* NW von der Seebachmündung das-

Nordufer. Auch bei VIII am Südufer liegt eine Rutschung des Schneckenschlammes in 10 *m* Tiefe vor.

¹⁾ Da das Delta hier bis ca. 50 *m* entfernt von der Seebachmündung reicht, so bleibt für die Sandfazies nur eine maximale Breite von 20 *m*.

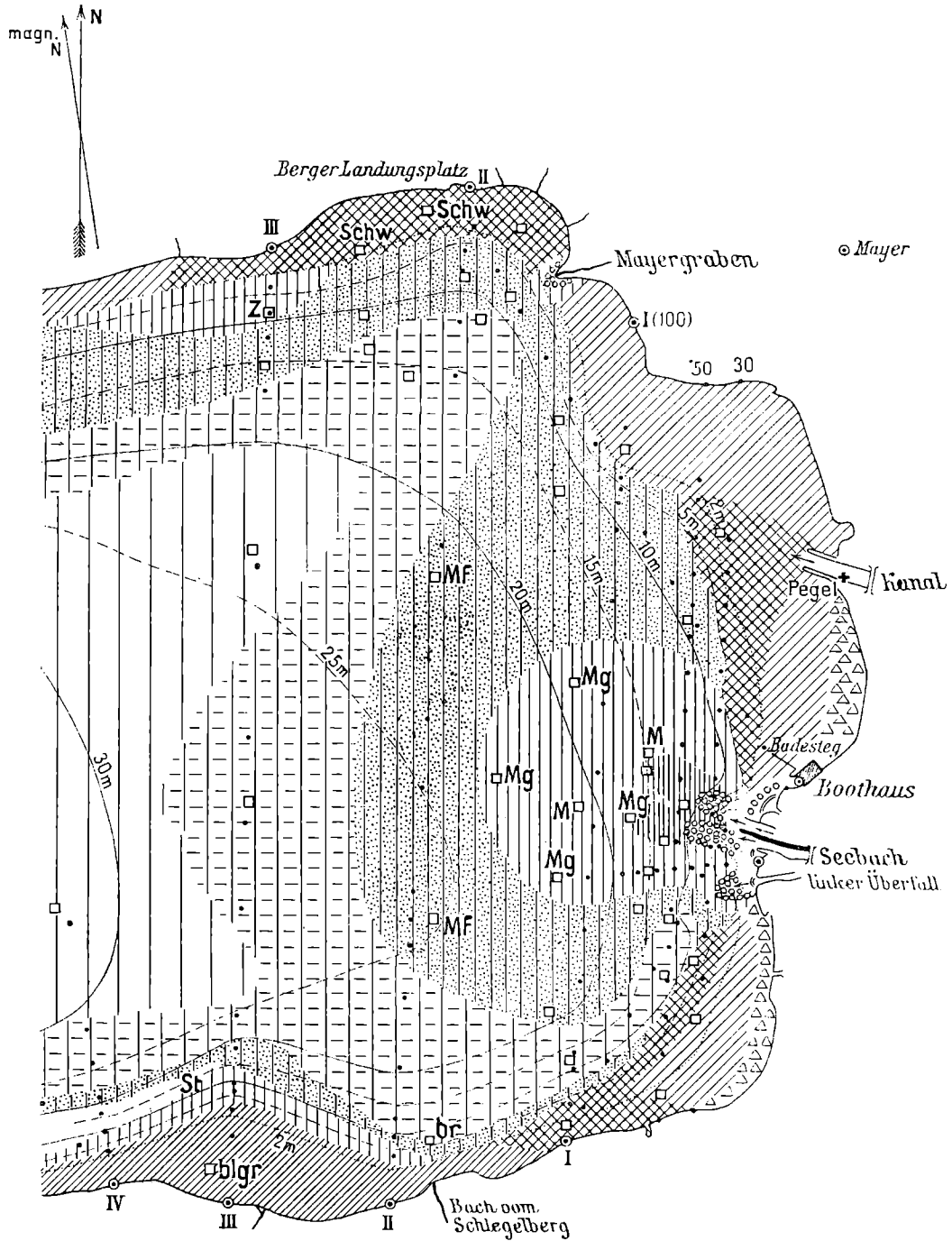


Fig. 7. Bodenfazieskarte der östlichen Seeregion. Maßstab: 1:4000.
(Signaturen wie auf Karte pag. 177).

selbe Korn wie eine Stelle nur etwas über 50 m SW vom Einfluß, woraus deutlich erhellt, daß der Seebach heute seine WNW-Richtung auch subaquatisch beim Fließen in die Tiefe des Sees beibehält.

Als sehr charakteristische Einschaltung, besonders der Bodenzonierung des feinsandigen und sandigen Schlammes ist der Pflanzenmulm zu erwähnen, der aus Detritus von Pflanzen, insbesondere Blättern besteht und gegen O hin immer gröber wird, wo wir in der Nähe der heutigen Seebachmündung sogar ganze Lager von Blättern, Holzstücken, Ästen und dergleichen treffen. Manchmal kommen auch im Schlamm Reste der aquatischen Flora vor, so von *Chara* und *Elodea*, und *Fontinalis*-Stücke habe ich sogar noch aus 23 m Tiefe in 150 m Entfernung vom Seebach gefunden. Da *Fontinalis* nach den Beobachtungen von Dr. Ruttner aber nur bis 12 m Tiefe wegen des darunter fehlenden Lichtgenusses reicht, ist diese Pflanze bis zu dieser Tiefe nur durch den am Boden fließenden Seebach gebracht worden, so daß damit die unterseeische Einströmung des Seebaches am Boden oder nahe demselben im See erwiesen ist. Die mulmigen Partien des Schlammes beschränken sich im großen auf das Mündungsgebiet des Seebaches, während wir vor der Mündung des Baches vom Schlegelberg und des Mayergrabens nur unbedeutende Mulmlager gefunden haben. Mulm im Schlamm haben wir NW von der Seebachmündung noch in 230 m Entfernung davon, SW davon noch in fast 200 m Entfernung beobachtet.

Wie erwähnt, ist der Übergang von dem außerordentlich feinsandigen Schlamm des östlichen Teiles des Seebodens in den feinen Schwebeschlamm zwischen dem III. und IV. Querprofil vollzogen. Von hier bis nahe zum See-Ende haben wir am Boden immer den gleichen, sehr feinen, zähen graubraunen Schlamm des Schweb angetroffen.

Der Übergang in den Schweb vollzieht sich derart, daß nicht nur die feinsandigen Bestandteile, sondern auch die phytogenen Komponenten zurücktreten. Das gilt sowohl in einem Quer- wie Längsprofil durch den Untersee. Die flockige Struktur des Schlammes der unteren Teile der Seehalde, die eine Folge der phytogenen Beimengungen ist, hört auf; mineralische tonige Bestandteile werden überwiegend. Damit wird aus dem braunen Schlamm der Halde der zähe graubraune des Schweb. Besonders an den beiden Endgehängen des Sees (im W und O) sehen wir vom Schweb ansteigend den Schlamm immer dunkler werden infolge der Einschwemmung von pflanzlichem Detritus.

Zum Schluß seien noch einige Zahlenreihen angegeben, aus denen das Verhalten der Korngröße der Bestandteile verschiedener Bodenproben ersehen werden mag. Eine bestimmte Menge der Bodenprobe wurde durch Siebe von folgenden Maschenweiten durchgespült: 1.5 mm, 0.8, 0.5—0.6, 0.2, 0.1 mm; auch der durch letzteres durchlaufende Schlamm wurde aufgefangen. Um nun zu bestimmen, in welchem volumetrischen Verhältnis zueinander die Korngrößen bei den verschiedenen Bodenproben stehen, wurde die Methode mittels Zentrifugierung in graduierten Gläschen

(Ableseung auf $\frac{1}{10} \text{ cm}^3$) angewendet, auf die der Verfasser an der Biologischen Station in Lunz durch die ausgezeichneten Resultate, die Dr. Ruttner damit bei quantitativen Planktonuntersuchungen erzielte, aufmerksam wurde. Ein bestimmtes Quantum der Bodenprobe wurde 5 Minuten zentrifugiert, so daß das Volumen nach der eingetretenen Verdichtung¹⁾ abgelesen werden konnte; die Probe wurde hierauf durch die fünf Siebe geschlämmt und die in den Sieben gebliebenen Mengen 5 Minuten zur Volumsbestimmung zentrifugiert. Die Schlammmenge, die das Sieb mit 0.1 mm Maschenweite noch passierte, war zumeist zu groß, um in den nur 15 cm³ fassenden Zentrifugengläschen gemessen zu werden. Daher wurde sie in einem Wasserquantum von meist 100 cm³ in einem Meßglas suspendiert erhalten und davon 10 cm³ in das Zentrifugengläschen mittels einer Pipette gegeben. Der erhaltene Wert in Kubikzentimetern nach Zentrifugierung war natürlich dann zu verzehnfachen.

Die Zahlen der Tabelle pag. 207 sind lehrreich. Vor allem zeigt sich, was zunächst überrascht, daß die Hauptmasse des Schlammes und selbst „Sandes“ aus Bestandteilen zusammengesetzt ist, die kleiner sind als 0.1 mm. Je größer der Anteil dieser kleinsten Partikel an dem Gesamtvolumen ist, um so mehr treten sonst die größeren Bestandteile in den Hintergrund. Das feinste Sediment ist der Oberseeschlamm mit 98% des feinsten Kornes. Dagegen erscheinen speziell verschiedene Partien der Seehalde verhältnismäßig grob, wie aus den Zahlen ersichtlich ist. Das feinste Sediment fehlt aber auch da nicht.

Bemerkenswert ist ferner, daß bei den meisten Sedimenten eine Sortierung nach Korngrößen derart eingetreten ist, daß von einer bestimmten Maximalgröße des Kornes an die Prozentzahlen der immer feineren Körner stetig zunehmen. Nur bei der Seehalde, zum Beispiel bei Probe 88 und 74 finden wir Korngrößen von 0.2 mm in der Mehrheit der Procente als die von 0.1 mm, trotzdem wieder die Hauptmasse kleiner als 0.1 mm ist. Es zeigt dies, daß bei der Sedimentation der Seehalde die Sortierung nach den Korngrößen eine verminderte ist; wird doch häufig durch Rutschungen gröberes Material dem feinen Schlamm zugeführt. Dieser andererseits ziemlich gleiche prozentuelle Anteil an verschiedenen Korngrößen spricht wieder für die kombinierte Entstehung der Seehalde (zum Beispiel bei 74) im Grenzgebiet der pelagischen und litoralen Region.

Die auf der Bodenfazieskarte ausgeschiedenen Typen sind nach diesen Zahlen stets durch ein gegebenes Verhältnis der Prozentzahlen der Korngrößen charakterisiert: Der „Sand“ zum Beispiel enthält Bestandteile von über 1 mm, zahlreiche bis 0.2 mm, während die feinsten Teilchen (< 0.1 mm) prozentuell im Vergleich zu anderen

¹⁾ Die Methode, die Bodenproben in Meßgläsern absetzen zu lassen und dann die einzelnen gesiebten Volumina neuerdings in Meßgläsern sedimentieren zu lassen und danach zu bestimmen, ist viel zeitraubender.

Als Beispiel der Methode sei angeführt:

Zentrifugierung von Probe 42:	nach 5 Minuten	8 cm ³ gemessenes Volumen.	
Teilchen bis 0.5—0.6mm Größe	}	0.2 cm ³ gemessenes Volumen; daher	2.5 %
0.2		0.4 "	5.0 %
0.1		0.5 "	6.25 %
< 0.1		6.9 "	86.25 %
		Summe 8.0 cm ³	100.00 %

Bezeichnung	Lokalität	Morphologisch-geologische Charakterisierung	Tiefe m	Korngrößen (in mm) in % des Gesamtvolumens						Summe der %
				bis 1.5	0.8	0.5—0.6	0.2	0.1	< 0.1	
Nr.		Untersee.								
		Sand u. sandiger Schlamm.								
63	I Querprofil N	Uferbank („Muschelsand“)	2	42.0 ¹⁾	3.4	27.1	—	2.3	27.2	102.0
XIX	bei IX Süd . .	Uferbank (zoo- u. phytogener Schlamm)	2	—	—	8.0	12.0 ²⁾	8.0 ²⁾	74.0	102.0
76	im I. Querprofil .	Vor Delta des Seebaches (sandiger Schlamm)	21	1.0	2.0	5.0	8.0	18.0	66.0	100.0
		Feinsandiger Schlamm:								
74	VII N	1. Seehalde	15	—	—	10.0	36.7	23.3	30.0	100.0
88	nahe Ausfluß XV. Querpr.	2. Seehalde	10	—	—	2.1	20.8	14.6	62.5	100.0
VII	II. Querpr. WSW v. Einfl.	3. Einflußpartie (gegen Schweb) .	25.5	—	—	9.3 ²⁾	13.0	14.8	63.0	100.1
42	im SO des Sees	4. Außerhalb Seebachwirkung	8	—	—	2.5	5.0 ²⁾	6.25 ²⁾	86.25	100.0
		Feinster Schwebeschlamm:								
XI	im VII. Querprofil Mitte	1. Seemitte	33	—	—	—	7.4	9.1	83.6	100.1
XVII	IV. Querprofil Mitte	2. Gegen das Delta am Ostufer	31	—	—	—	3.3	7.7	89.0	100.0
		Oberseeschlamm.								
—	Tiefster Kolk	Ganz feiner Schwebeschlamm	15	—	—	—	0.7 ²⁾	0.9	98.2	99.8

¹⁾ Schneckenschalen.

²⁾ Pflanzlicher Detritus darin überwiegend.

Proben zurücktreten. Beim sandigen Schlamm ändert sich das Verhältnis zugunsten der feineren Partikel usw. Besonders unterscheidet sich der zoogene Sand vom zoogenen und phytogenen Schlamm. Je nach der Häufigkeit von größeren Schneckenschalen in ersterem variiert der Prozentanteil der über 0.5 mm messenden Teile.

Literaturnotizen.

F. Schafarzik. Über die Eisenerzvorräte und das Erdgas in Ungarn sowie über die Kohlenschätze Bosniens. *Földt. Közl.* XLI (1911), Heft 3—4, pag. 1—25.

In diesem Eröffnungsvortrag der am 8. Februar 1911 abgehaltenen Generalversammlung der ungarischen geologischen Gesellschaft knüpft der Präsident dieser Gesellschaft zunächst an einen Überblick über die Eisenerzvorräte der einzelnen Staaten nach den Daten des Stockholmer Kongresses Bemerkungen über die Eisenerze Ungarns. Nach den Schätzungen von Loczy und Papp finden sich im Reiche der ungarischen Krone lediglich 33 Mill. t tatsächlich aufgeschlossene, 78 Mill. t anzuhoftende Eisenerze und etwa 32 Mill. t eisenhaltige Gesteine. Da diese Eisenerze in einigen Dezennien aufgezehrt sein werden, wird die mögliche Beschränkung des Erzexports aus Ungarn gefordert und mindestens jener von rohen oder bloß gerösteten Erzen.

Weit erfreulicher und noch mehr versprechend sind die Erfolge, welche Bohrungen im Klausenburger Komitat auf Kalisalze im Neogen von Siebenbürgen erzielten. Bezüglich der Kalisalze führten dieselben zwar zu keinem befriedigenden Resultat, dagegen wurden bei Kissármás enorme Mengen von Methangas erbohrt, die durch Wochen, ja Monate hindurch in unverminderter Stärke von täglich 900.000 m³ entströmen (besonders aus einer Tiefe von 302 m). Weitere Bohrungen stehen bevor und von ihnen dürfte es abhängen, ob der anfänglich recht phantastisch erscheinende Plan realisiert werden wird, das Sármaser Naturgas nach Budapest zu leiten und als Ersatz des heute aus Steinkohlen erzeugten Leuchtgas zu verwenden, wovon Budapest 1911 täglich 300.000 m³ bedarf. Das Erdgas wurde von der ungarischen Regierung im Herbst vergangenen Jahres wie die aufzufindenden Kalisalze und das Petroleum als Reichsmonopol erklärt.

Staatsigentum ist auch die Kohle in Bosnien, welche im dritten Abschnitt behandelt wird. Steinkohle fehlt wohl, doch wird Bosnien in bezug auf Braunkohle als eines der reichsten Länder Europas bezeichnet. Die hauptsächlichsten Kohlenflöze befinden sich bekanntlich im Oligocän, die pliocänen Lignite sind von weit geringerer Bedeutung.

Verf. schließt, indem er den reichen bosnischen Kohlenschatz als wertvolle Kohlenreserve des großen ungarischen Alföldes betrachtet. (R. J. Schubert.)