Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 19 (1903-1904)

Artikel: Der Oeschinensee
Autor: Groll, Max
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-322432

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 22.08.2025

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

I.

Der Oeschinensee.

Von Dr. *Max Groll* in Berlin.

Bei Spiez mündet das durch seine Naturschönheiten ausgezeichnete Kandertal in das Tal des Thunersees. Bei Kandersteg, der höchsten dauernd bewohnten Siedelung des Tales, vereinigt sich mit demselben von Osten her das Oeschinental, das den prächtigen Oeschinensee birgt. Auf drei Seiten von steilen Felswänden umsäumt, bildet er mit seiner grünen Wasserfläche, in der sich die Berge mit ihren Gletschern spiegeln, seit langem einen Anziehungspunkt für die Reisenden, welche, über die nahe Gemmi wandernd, das Oeschinenseehotel als Rastplatz benutzen. In einer Meereshöhe von 1581,5 m gelegen[1]), wird er von schnee- und eisbedeckten Gipfeln der Blümlisalpgruppe überragt: Im Süden das Blümlisalphorn mit 3670 m, das Doldenhorn mit 3647 m, im Norden das Dündenhorn mit 2863 m sollen hier nur als die höchsten und markantesten erwähnt werden. Von den Höhen rieselt und rauscht es im Sommer von allen Seiten herab; es sind fast ausschliesslich die Abflüsse der Gletscher der Blümlisalp, welche das Becken speisen; alle andere Wasserzufuhr verschwindet dagegen. Diese Gletscherbäche führen ausserordentlich viele Sedimente. Da kein oberirdischer Abfluss existiert und die als Abfluss des Sees anzusehenden Quellen direkt unterhalb des den See abdämmenden Schuttriegels klar sind, so müssen alle in den See gebrachten Schlammteilchen auch darin bleiben. Sie erhöhen demnach allmählich den Boden. Das legte den Gedanken nahe, durch Messung des Schlammabsatzes im See ein Mass für die Abtragung seines Einzugsgebietes zu gewinnen. Da dieses grossenteils unter Eis liegt, so konnte die Bestimmung

[1]) Nach der neuen kantonal-bernischen Vermessung.

dieser Abtragung auch ein Mass für die Felsabnützung durch die Gletscher bieten.

Um die Sedimentation am Boden eines Sees zu messen, gibt es zwei Mittel. Das eine ist von *A. Heim* in den letzten Jahren mit Erfolg angewendet worden. Man versenkt Kästen im See und misst die Schlammmenge, die sich in denselben in bestimmten Zeiträumen niederschlägt. Wie *Heim* gezeigt hat, schwanken jedoch diese Quantitäten von Jahr zu Jahr ausserordentlich. Eine zweite Methode, die allerdings den Nachteil hat, dass erst nach Jahrzehnten der Betrag der Sedimentation festgestellt werden kann, besteht in der Aufnahme einer möglichst genauen Tiefenkarte des Sees. Sind die Tiefenlotungen so genau fixiert, dass man jederzeit imstande ist, an den gleichen Punkten nachzumessen, so muss eine Wiederholung der Messung nach einem grösseren Zeitraume den Betrag ergeben, um den der See aufgefüllt worden ist.

Diese Erwägungen waren die Veranlassung zu der vorliegenden Arbeit, die ich auf Anregung von Herrn Prof. Dr. *Ed. Brückner* in Bern unternahm. Neben dem Hauptzweck, der Herstellung einer sehr detaillierten, genau aufgenommenen Tiefenkarte, suchte ich auch die Temperaturverhältnisse des Sees zu erforschen, ist doch bis jetzt über die Temperatur hochgelegener Alpenseen nur wenig bekannt. Mit den Temperaturlotungen liessen sich leicht Untersuchungen der Durchsichtigkeit und Farbe des Wassers verbinden.

Im Juli 1901 besuchte ich den Oeschinensee zum Zwecke einer Rekognoszierung. Im August desselben Jahres begann ich meine ersten Arbeiten. Nach vierwöchentlichem Aufenthalt trieb mich eingetretenes andauerndes Nebel- und Regenwetter zu Tale. Zum Zwecke von Temperaturmessungen und der Bestimmung der Farbe und Durchsichtigkeit des Wassers war ich bis Anfang März 1902 von Bern aus noch siebenmal je einen oder mehrere Tage am See. Da ich im März 1902 nach Berlin übersiedelte, um eine Stellung am Institut für Meereskunde anzutreten, setzte Herr Dr. *A. de Quervain* in vier Besuchen vom 20. März bis zum 6. August 1902 meine Untersuchungen für mich fort, zum Teil unter sehr schwierigen Verhältnissen. Die Mehrzahl der winterlichen Exkursionen wurde in Begleitung des Bergführers *D. Wandfluh* mit zwei Knechten ausgeführt. Im Spätsommer 1902 erbat ich vom Institut für Meereskunde in Berlin

Urlaub und es gelang mir, in der Zeit vom 17. August bis zum 12. September die Aufnahmen im Freien zu beendigen. Die Ausarbeitung des Materials erfolgte in Berlin.

Lage und Entstehung des Oeschinensees.

Das von Osten nach Westen verlaufende Oeschinental liegt im Streichen der Schichten, ist also als Längstal ausgebildet. Die Lagerung der Schichten — eozäne und mesozoische Kalksteine [1]) — ist in seinem Bereiche muldenförmig, das Tal jedoch nicht tektonisch aufgebaut, sondern als Erosionstal ausgearbeitet, wenn es sich auch an jene Synklinale knüpft. Bei der Eintiefung des Tales wurden die Kalksteinschichten, die das südliche Gehänge aufbauen, unterschnitten, so dass sie am steilen, zum Teil fast senkrechten Talgehänge ausgehen. Das letztere ist infolgedessen oft genug übersteil. So ist es hier zu mächtigen Abbrüchen und Bergstürzen gekommen, indem Massen sich entlang den gegen das Tal geneigten Schichtflächen ablösten und zur Tiefe fuhren. Das Tal, das ursprünglich tiefer war, wurde dadurch in seinem unteren Teile hoch aufgefüllt, ja selbst das Kandertal zum Teil verschüttet.

Im Kandertale oberhalb Frutigen ist der Talboden mit kleinen Hügeln und losen Trümmern bedeckt. *Bachmann* sah sie 1870 bis zum 160 m hohen Bühl bei Kandersteg, wie auch die im unteren Oeschinentale lagernden Schuttmassen als Moränen an. [2]) Seine Auffassung liegt noch der Gletscherkarte von *Alphons Favre* (1884) zugrunde. [3]) Wie zuerst 1891 von *Ed. Brückner* festgestellt [4]) und neuerdings von *Kissling* [5]) bestätigt worden ist, handelt es sich jedoch nicht um Moränen, sondern um den Schutt von Bergstürzen. Man kann deren jedenfalls zwei erkennen. Der grössere stammt vom Fisistock südöstlich von Kandersteg; seine Trümmer bedecken den Boden des Kandertales bis zu einer Entfernung von 8 km von der weithin sicht-

[1]) Vgl. *v. Fellenberg, Kissling* und *Schardt* in den Mitteilungen der Berner naturf. Ges. 1900, S. 112. (Siehe Tafel I, Profile.)

[2]) Die Kander. Bern 1870. Karte.

[3]) Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers. 1884.

[4]) Vgl. *Penck* und *Brückner*, die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1904. S. 630, woselbst die ältere Literatur zitiert ist.

[5]) a. a. O.

baren Abrissnische. Ein junger Schuttkegel fluviatiler Herkunft von zirka 6° Neigung verbindet Kandersteg mit dem zweiten Bergsturzgebiet, dem des unteren Oeschinentales. Diese Schuttmasse, deren Abrissgebiet die grossen Nischen nördlich vom Spitzstein unterhalb des Biberggletschers am Doldenhorn sind, dämmte den Oeschinensee auf.[1])

Als flache Welle erstreckt sich in der Talrichtung am Südrande des Oeschinenholzes ein niedriger Rücken, der sich bis in den See hinein fortsetzt und aus dem Gesteinsschutt dieses Sturzes aufgebaut ist.[2]) Zwischen der Birre, die das Nordgehänge des Tales bildet, und dem Oeschinenholze dehnt sich eine kleine ebene Fläche aus, welche das Uebergangsgebiet zwischen den von Süden kommenden Bergsturzmassen und den Schutthalden der Birre bildet. Die letzteren sind leicht von den ersteren zu trennen; denn sie führen viel Taveyannaz-Sandstein mit Geröllen darin, wie er auf der südlichen Talseite nicht vorkommt. Unterhalb der 1800 m-Isohypse liegt 1 km nördlich vom Spitzstein, der wie ein Riesenfinger schräg überhängend in die Luft ragt, anscheinend eine weitere Abrissnische, welche jedoch durch vorgelagerte, später von oben her gefallene Schuttmassen fast ganz verdeckt ist. Oestlich davon befinden sich bei den «Fründen» einige weitere kleine Abrutschflächen.

Die Massen dieser Bergstürze haben das Kandertal wie das untere Oeschinental hoch aufgeschüttet; wie hoch lässt sich nicht bestimmen. Jedenfalls zeigt der Einschnitt der Kander unterhalb Kandersteg und ebenso der des Oeschinenbaches zwischen dem Oeschinensee und Kandersteg nur lockeres Material und keinen Fels. Anstehender Fels erscheint an der Kander oberhalb Kandersteg erst in der Klus und im Oeschinentale oberhalb des Oeschinensees am Berglibach.

Die Reihenfolge der Bergstürze lässt sich nur schwer bestimmen. Zuerst erfolgte möglicherweise der untere kleine Abriss unterhalb der 1800 m-Isohypse nördlich vom Spitzstein[3]), darauf, und vielleicht durch ihn veranlasst, der zweite, weit grössere Bergsturz von den heute offen zutage liegenden glatten Platten. Die Massen des letzteren legten sich dabei am Aus-

[1]) Siehe Tafel I.
[2]) Siehe Tafel II, Profil 9.
[3]) Siehe Tafel I.

gange des Oeschinentales auf die vom Fisistocke stammenden Bergsturzmassen und schufen den Rücken in der Talmitte des Oeschinentales. Die Erosion setzte ein und vermochte in dem lockeren Materiale bald Kleinformen zu modellieren. Nachstürze von Schutt und Muren bauten am Fuss der Wände Schuttkegel auf, die gegen die Abrutschflächen emporwuchsen.

Alle Bergstürze haben sich meiner Ansicht nach in der Postglazialzeit abgespielt. *E. v. Fellenberg, Kissling* und *Schardt* nehmen zwar als wahrscheinlich an, dass der Bergsturz vom Fisistock auf einen aus dem Oeschinentale vorstossenden Gletscher gestürzt sei. Sie schliessen dies aus dem Fehlen von Sandsteinen zwischen dem Fisistock und dem Bühl und glauben damit auch erklären zu können, warum manche Trümmer bis Kandergrund gelangten. Die Beobachtungen von *Heim* am Bergsturz von Elm und von *Oberholzer* an den Glarner Bergstürzen machen es mir jedoch wahrscheinlicher, dass die stürzenden Massen infolge ihrer grossen beim Fall gewonnenen Geschwindigkeit über das Gebiet, worauf Kandersteg steht, hinwegschossen, am Fuss des gegenüberliegenden Talgehänges emporflogen und hier zum Teil liegen blieben, zum Teil aber, durch die Talrichtung abgelenkt, weit ins Tal bis Kandergrund flogen. Gegen das glaziale Alter des Bergsturzes vom Fisistocke sprechen direkt Funde von Baumstämmen mitten im Schutt. Vielfach werden solche noch heute bei Hausbauten von Kandersteg bis Kandergrund, zum Teil noch mit Blättern, im Boden angetroffen. Dies beweist, dass das Tal mit Wald bewachsen, also eisfrei, war, als die Bergstürze erfolgten. Ein etwa vorhandener Gletscher würde übrigens den lockeren Schutt wohl zum Teil bald wegtransportiert oder wenigstens seine Oberflächenform verändert haben. Für das Oeschinental gilt dasselbe; es ist nicht gut anzunehmen, dass die Bergsturzmassen im Tale unbeschädigt die Eiszeit überstehen konnten.

Die Aufnahme des Sees und die Zeichnung der Karte.

Aufnahme der Ufer. Der Oeschinensee ist im Jahre 1851 für die Siegfriedkarte, Blatt Nr. 488 «Blümlisalp», vom eidgenössischen topographischen Bureau aufgenommen worden. Der Massstab der Karte — 1:50 000 — war jedoch unzureichend für

die Eintragung zahlreicherer Lotungen, wie ich sie vornehmen wollte. Infolgedessen musste der Auslotung des Seebeckens eine Aufnahme seiner Ufer in möglichst grossem Massstabe vorangehen. Dabei begegnete ich verschiedenen Schwierigkeiten. Die Aufnahme der Ufer längs eines Polygonzuges wäre das einfachste gewesen, erwies sich jedoch des stellenweise ungangbaren Geländes wegen als unausführbar. Die unzugänglichen Felskanten konnten nur von trigonometrischen Punkten aus durch Vorwärtseinschneiden des Fernrohres aufgenommen werden. Ich musste also diese weit zeitraubendere Methode anwenden. Da eine ausreichende Zahl von Signalpunkten nicht vorhanden war, so liess ich rund um den See in geeignet am Ufer gelegene grössere Steine eiserne Bolzen ein.[1]) Diese Punkte schloss Herr *W. Schüle,* Ingenieur der eidgenössischen Landesaufnahme in Bern, an die bereits bestehenden Signalpunkte vierter Ordnung an, berechnete ihre Lage und trug sie mittelst Koordinatographen im Plan auf. Die älteren Fixpunkte sind auf der Karte des Sees mit Ziffern, die neuen mit Buchstaben bezeichnet. Diese Punkte gaben das Gerippe meiner Karte ab. Quer durch den See wurden gerade Linien gezogen, an denen in gewissen Abständen die Lotungen vorgenommen werden sollten. Die Endpunkte dieser Profillinien, die mit Stangen markiert waren, wurden jeweilig mit dem Theodolit von verschiedenen passend gelegenen trigonometrischen Punkten aus anvisiert und ihr Winkelabstand von einem der Signalpunkte gemessen. Diese Winkel, auf der Zeichnung von den entsprechenden Fixpunkten aus mit dem Transporteur aufgetragen, ergaben in den Schnittpunkten ihrer Schenkel die jeweiligen Profilendpunkte. Wenn die letzteren auf flachen Uferrändern gelegen waren, so wurden sie ausserdem tachymetrisch eingemessen. Da die Umrisse des Sees auf dem umgebenden flachen Gelände mit wechselndem Wasserstande grosse horizontale Veränderungen erlitten, so war bei der Aufnahme Eile geboten. Ich kartierte deswegen das Seeufer mit Bussole, Schrittzählen und an Felsufern durch Zählen der Ruderschläge. Die so krokierten Teilstrecken wurden zwischen die selten mehr als 60 m von einander entfernten Profilendpunkte auf der Karte eingepasst. Auf diese Weise erhielt ich die Seeufer mit allen Einzelheiten für einen bestimmten Wasserstand.

---

[1]) Siehe über Lage und Versicherung der Fixpunkte, S. 66.

Auslotung des Sees. Bei Tiefenmessungen in Seen werden meist die Entfernungen der einzelnen Lotpunkte von einander durch Zählen der Ruderschläge bestimmt. Dass die Positionen dann recht unsicher sind, liegt auf der Hand.[1]) Ich glaubte für meine Karte ein genaueres Verfahren einschlagen zu müssen und verfuhr nach der Methode des eidgenössischen topographischen Bureaus[2]), an der ich noch einige Modifikationen anzuwenden genötigt war. Das Verfahren ist kurz folgendes: Ein verzinnter, 3 mm dicker Eisendraht wird über den See von einem Ufer zum andern gespannt. In gewissen Abständen, je nach Bedürfnis, weist dieser Draht Knöpfe mit Henkeln auf; daran werden Zinkketten von zirka 50 cm Länge befestigt, welche ihrerseits wieder an Schwimmer von entsprechender Grösse anschliessen, die den Draht tragen. Je grösser der Abstand der Schwimmer von einander, desto grösser müssen dieselben sein, um nicht vom Gewicht des Drahtes mit in die Tiefe gezogen zu werden. Diese Schwimmer geben zugleich den Ort der Lotung an. Wo Dampferverkehr herrscht, werden einfach die Ketten, die den Draht mit den Schwimmern verbinden, so lang gewählt, dass die Schiffe ungehindert über den Draht hinüberfahren können. Beim Spannen des Drahtes über den See ist darauf zu achten, dass er keine Schlingen bildet; er muss daher immer straff angezogen bleiben. Beim Verlegen der Linie ist auf den Widerstand Rücksicht zu nehmen, den die Schwimmer und der Draht selbst einer Seitwärtsbewegung im Wasser entgegensetzen; es ist deswegen ratsam, 1—2 Minuten zu warten, nachdem man die beiden Endpunkte am Ufer festgelegt hat, und dann erst den Draht vollständig straff zu spannen. Den richtigen Zeitpunkt für das Anspannen ersieht man daraus, dass sich die Schwimmer auf eine Gerade einstellen. Hat man den Draht über den See straff gespannt, so rudert man demselben entlang und lotet an jeder durch einen Schwimmer bezeichneten Stelle. Zur Erhöhung der Genauigkeit und um besser am Profildraht zu bleiben, verwendet die schweizerische Landesaufnahme einen Haken, der im Wasser am Draht entlang geführt wird

---

[1]) *Ule* schätzt diese Unsicherheit beim Würmsee auf 10—20 m, S. 35 und 37.

[2]) *Hörnlimann*, Ueber Seetiefenmessungen. Schweiz. Bauzeitung, 1886, 7, 121—124, 127—130, 133—134.

und es ermöglicht, die Lotung genau am Schwimmer auszuführen. Ich habe 1901 diese Methode am Oeschinensee versucht. Schon die erheblichen Transportschwierigkeiten der überaus schweren Drahtrolle mit ihrem Eisengestell, dazu der Umstand, dass ich während der Fremdensaison auf höchstens zwei Knechte des Hotels als Ruderer und Träger rechnen konnte, legten es mir nahe, einen Ersatz zu suchen, der annähernd ebenso gute Resultate ergab. Ich versuchte daher, an Stelle des Profildrahtes eine starke Schnur zu verwenden.[1]) Diese wurde 24 Stunden in Wasser gelegt und dann in nassem Zustande von 25 zu 25 m geteilt. An den Teilungsstellen wurden Schnüre abgezweigt, welche an Schwimmern oben am Wasserspiegel endigten. Transportschwierigkeiten bestanden nun keine mehr. Das Verlegen eines Profiles erforderte auf diese Weise nicht mehr wie vorher 4—6 Arbeiter, sondern nur zwei. Als wichtigsten Vorteil sehe ich jedoch den Umstand an, dass ich ein Profil sogar an unzugänglichen Felswänden enden lassen konnte. Ich benutzte dort irgend eine Felsritze oder schlug ein Loch ins Gestein, setzte einen befeuchteten und daher quellenden Holzpflock fest hinein, und das Spannen des Profiles konnte beginnen. Mit dem Eisendraht wäre dies nicht möglich gewesen, da dieser infolge seines Gewichtes den Pflock herausgerissen hätte und ins Wasser geglitten wäre.

Ein Nachteil war, dass die Schnur sich nicht rasch auf die gerade Linie einstellte; deshalb wurde sie an den Punkten, an denen die Schwimmer befestigt waren, mit Bleigewichten beschwert. Ein weiterer misslicher Umstand war, dass die Abstände der Schwimmer, die bei Beginn der Arbeit 25 m weit gewesen waren, infolge der Zerrung etwas wuchsen. Doch konnte diese Zerrung genau ermittelt und so der wahre Abstand der Lotungspunkte bestimmt werden. Der eine Profilendpunkt war nämlich immer ein Teilpunkt der Schnur, dessen Abstand vom Seeufer gemessen wurde; am anderen Ende aber wurde, wenn kein Teilpunkt der Schnur am Ufer selbst war, vom letzten Schwimmer im Wasser nach dem Ufer und von da nach dem zweiten Profilendpunkte gemessen. So erhielt ich die Länge der Profillinie ausgedrückt in Schwimmerabständen. Es galt,

---

[1]) Ein ähnliches Verfahren haben *Hergesell, Langenbeck* und *Rudolph* angewendet; siehe «Seen der Südvogesen».

diese in Metermass umzuwandeln. Das geschah einfach durch Einpassen der Strecke zwischen die Profilendpunkte, deren wahrer Abstand durch die trigonometrische Aufnahme ermittelt war. Auf diese Weise war es möglich, auf der Karte des Sees den wahren Ort der einzelnen Schwimmer jedes Profiles einzutragen. Das Eintragen geschah sowohl graphisch als auch rechnerisch durch Division der ganzen Strecke durch die Schwimmeranzahl, nachdem der Abstand des einen Profilendpunktes vom Ufer und vom letzten Schwimmer abgezogen worden war.

Die Lotung erfolgte mit dem tragbaren Bellocschen Lotapparate des eidgenössischen topographischen Bureaus.[1]) Ich prüfte diesen mit dem Metermass mehrfach auf seine Genauigkeit und fand ihn bei den vorkommenden Tiefen bis auf 2—3 Zentimeter genau. Die Zentimeter können beim Ablesen geschätzt werden. Doch zog ich vor, nur Dezimeter anzugeben, da der im Laufe des Tages um 10 cm schwankende Wasserstand eine grössere Genauigkeit der Lotungen illusorisch machte.

Der an der Lästerfluh angebrachte Pegel wurde früh und, wenn nötig, abends abgelesen und die Lotungen sämtlich auf *ein* Niveau reduziert. Dasselbe lag 1 m unter dem Punkt 29 an der Lästerfluh und 2,06 m unter dem trigonometrischen Fixpunkt vierter Ordnung Nr. 141.[2]) Die Genauigkeit der Lotungen bewegt sich zwischen $\pm$ 5 cm. Die Tiefenmessungen wurden nur bei ganz ruhigem Wetter ausgeführt und erfolgten in der Weise, dass ein Knecht an einem Seeufer das Verlegen und Spannen der Profilschnur besorgte, ein anderer mich daran entlang ruderte und ich selbst an den Schwimmern lotete. Am anderen Ufer angelangt, gab ich meinem Gehilfen am gegenüberliegenden Ufer das Zeichen zum Verlegen des Endes der Profilleine nach dem nächstbenachbarten Profilendpunkte; wir selbst taten diesseits dasselbe. Sobald sich die Schwimmer auf die gerade Linie eingestellt hatten, gab ich ein Zeichen zum Straffziehen der Schnur, und die Rückfahrt, verbunden mit Lotungen, konnte beginnen. Auf diese Weise lotete ich je 6—10 Profile von im Durchschnitt 700 m Länge pro Tag. Bemerkenswert war dabei die Festigkeit der Profilschnur, die während 14 Tagen einem fortwäh-

[1]) Zur Reserve hatte mir das Institut für Meereskunde in Berlin einen gleichen Apparat zur Verfügung gestellt.

[2]) Ueber die Lage der Punkte an der Lästerfluh vgl. S. 70.

renden starken Zuge, einmal sogar dem Druck eines plötzlich hereinbrechenden Föhnsturmes ausgesetzt war. Innerhalb dieser Zeit wurden über 700 Lotungen in 36 Profilen ausgeführt.

Zeichnung der Karte. Gestützt auf dieses Material, also:

1. auf die Dreieckspunkte 4. Ordnung,
2. auf die mit dem Theodolit aufgenommenen 53 Profilendpunkte,
3. auf die Krokis des Seeufers,
4. auf die zirka 700 Lotungen

konnte ich die Konstruktion der Tiefenkarte im Massstabe 1:5000 vornehmen. Die Dreieckspunkte waren, wie oben angegeben, mit dem Koordinatographen auf das Papier aufgetragen worden. Sie bildeten die Fixpunkte, von denen aus mittelst eines Präzisionstransporteurs die Profilendpunkte festgelegt wurden. Das Kroki des Ufers wurde zwischen diese Punkte eingespannt. Das Eintragen der Lotungen auf den Profillinien, sowohl rechnerisch als auch graphisch, bot dann keine Schwierigkeiten mehr. Auf Grund der Tiefenzahlen, sowie einiger beim Begehen des Sees bei Niedrigwasser im Winter, wo er 15 m tiefer stand als im Sommer, gesammelter Notizen wurden dann die Isobathen von 5 zu 5 m eingezeichnet, wobei diejenigen von 25 zu 25 m verstärkt wurden.

Beschreibung des Oeschinensees und seine morphometrischen Werte.

Die Ufer des Sees. Der Oeschinensee ist wenig gegliedert. Das Ostufer von der sogenannten Schlucht bis Punkt 24 am Nordufer verläuft ganz glatt als fast senkrechte, glatte Kalksteinwand. Die geringfügigen Ausbuchtungen rühren von Schuttkegeln her, wie sie sich überall am Fusse von Steilwänden in den Alpen finden. Es ist gewiss selten eine so ausgeprägt glatte, fast senkrechte Wand zu finden, wie sie sich hier in der Lästerfluh [1]) zirka 500 m über den See erhebt. Diese Steilwand setzt sich am ganzen Nordufer entlang fort, jedoch nicht mehr so hoch und glatt. Beim Berglibachfall beträgt ihre Höhe nur mehr 100 m; hier lagert sich ihr ein grosses Delta vor, dessen Ober-

[1]) Siehe Tafel I.

fläche unter 4° ohne Aenderung in den See hineinsinkt. In der Fluh des Heuberges steigt die Umrandung des Sees nochmals an, an einer Stelle scharf zerschnitten von einem winzigen Bächlein (K)[1]), welches ein kleines Delta von grossen Steinblöcken zusammengebracht hat. Vom Signal L zieht sich eine flache Bucht nach Nordwesten hin, welche mit der grösseren Bucht südlich des Punktes 141 das Westufer des Sees bildet; beide Buchten sind durch einen rundlichen, bewaldeten Hügel voneinander getrennt. Die grosse Bucht wird im Süden von einem Wildbachschuttkegel begrenzt, der sich bis C erstreckt. Bei heftigen Regengüssen bringen die von den Platten am Doldenhorn herabstürzenden Wassermassen hier grosse Mengen von Steinblöcken mit herunter und nach dem nahen See. Trotz der kurzen Distanz zwischen Berghang und Seeufer gelangen jedoch nur selten Steine von mehr als 20 cm Durchmesser zum Ufer.

Von C bis zum Profilpunkt 26 zieht sich im Süden eine bis zu 100 m hohe Felswand hin, mit Felsvorsprüngen besetzt; nur zwei kleine Steinschlagkegel unterbrechen die Wand. Das Gebiet von Punkt 26 bis zur Schlucht wird von einem ausgedehnten Delta eingenommen, welches mit grossen Steinblöcken übersät ist. Dieses Schuttgebiet verdeckt wohl nur den Steilabfall der dortigen «Fründen».

Das Seebecken. Bei einer grössten Länge von 1700 m und einer grössten Breite von 950 m ist der Oeschinensee mit 56,6 m Maximaltiefe tiefer als die meisten ausgeloteten Hochgebirgsseen. Sein Becken ist ebenso einfach gestaltet wie seine Umrisse. Wenn nicht das Berglibachdelta und die zwei Deltas im Südosten vorhanden wären, so hätten wir nur eine ungegliederte, längliche, in der Talrichtung gestreckte Mulde vor uns. Durch die weit in den See vorgeschobenen Ablagerungen der Gletscherbäche ist das einstmals einförmige Becken umgestaltet worden. Die feinsten Schlammpartikelchen, die das Seewasser schmutzig färben, füllten zugleich seinen Boden auf.

Da einige meiner Besuche in die Zeit ausserordentlich tiefen Wasserstandes fielen, so habe ich Teile des Seebodens des Oeschinensees bis zu 15 m Tiefe trocken daliegen sehen, die sonst bei Flussseen unsichtbar sind. Ich konnte dabei auch

[1]) Siehe Tafel II.

hier die von *Forel* für ein Seebecken als charakteristisch aufgestellten drei Zonen unterscheiden, nämlich die Uferzone, die Halde und die Sohle des Sees. Mit dem Böschungswinkel des umgebenden, über Wasser gelegenen Geländes setzt sich die Uferzone in den See bis zu etwa 10 m Tiefe, vom Sommerwasserstand an gerechnet, fort. Meine Beobachtungen ergaben überall, dass die Uferzone nicht das Resultat der an einem so kleinen See stets nur geringen abradierenden Kräfte ist, sondern lediglich eine unter Wasser gesetzte Landbildung. Sie ist ausschliesslich das Ergebnis einer Aufschüttung. Die steilen Felswände, die unmittelbar ans Wasser herantreten, setzen sich stets ohne Knickung unter den Wasserspiegel fort. Die Schuttkegel des Nord- und des Ostufers haben denselben Böschungswinkel über Wasser wie unter Wasser. Der Grad der Neigung ist dabei, wie ich beobachten konnte, nur von der Grösse der Geschiebe und Trümmer abhängig. Das gilt auch für die unter Wasser befindlichen Halden, die als Abfall der Deltas gegen die Seesohle auftreten, und die meistens stärker geneigten Schutthalden der Uferzone über und unter Wasser. Bei den Deltas hebt sich die steile Halde von der schwächer geböschten Uferzone scharf ab.[1]) Der Gefällsbruch bezeichnet das Ende der Akkumulation des fliessenden Wassers.

Wie noch später besprochen werden soll, fliessen die Bäche nur im Frühling und Sommer, bringen jedoch ihr Schuttmaterial nur im Frühjahr, d. h. solange der See noch niedrigen Wasserstand hat, bis zum oberen Rande der Halde in den See hinein. Mit steigendem Wasserstand wird die Akkumulationszone der Bäche zurückgedrängt. Denn es ist gewiss nicht anzunehmen, dass die zwar rasch fliessenden, jedoch nur kleinen Bäche ihr Gesteinsmaterial bis 300 m weit unter dem Seespiegel transportieren können. — Die Grösse der Geschiebe nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Die steilen Halden an den Deltaenden zeigen ebenfalls wieder die Abhängigkeit des Böschungswinkels von der Grösse des akkumulierten Materiales, wie ich im Winter direkt beobachten konnte. Haben wir auf dem Delta Böschungen von 2—4 °, so senkt sich dessen Stirn mit 12—16 ° Neigung zur Seesohle (Schweb) hin. Ich schätzte den Böschungswinkel an einer Stelle sogar auf 30 °.

---

[1]) Siehe Tafel II, Profil 22 und 27.

Der grösste Teil des Seebeckens — mehr als ein Drittel — entfällt auf die Seesohle. Dieselbe ist in allen reiferen Seen vorhanden, welche Zuflüsse aufnehmen. Es ist immer eine Ebene, die keine dem Auge sichtbaren Niveauunterschiede aufweist. Sie ist das Resultat der Ablagerung des feinsten Schlammes der Flüsse, sowie der hinabgesunkenen abgestorbenen Organismen. Nur ganz junge, eben erst gebildete Seen entbehren einer Sohle. Dass der Oeschinensee eine ebene Sohle besitzt, beweist, dass er nicht mehr ganz jung ist, sondern bereits den Reifezustand erreicht hat. Die tiefste Stelle der Sohle (56,6 m) befindet sich ziemlich genau in der Seemitte, südwestlich der Einmündung des Berglibaches. Zu dieser grössten Seetiefe senkt sich der Boden ganz allmählich, etwa von der 50 m-Isobathe ab. Man kann das ganze Gebiet als völlig eben betrachten.

Die Ränder der Deltas und der grosse Schuttkegel des Südwestufers rücken immer mehr der Seemitte zu. Besonders bei letzterem macht sich das dadurch geltend, dass die grössten Tiefen vom Schuttkegel weg an den unter dem Wasserspiegel verschwindenden Schutthügel bei 141 gerückt erscheinen. Im Bereiche dieses Wildbachkegels senkt sich der Boden bis zum Plafond ohne Böschungsänderung; hier sind also Uferzone, Halde und Sohle kaum gegeneinander abzugrenzen.

Planimetrierung des Sees. Da sowohl Uferzone als auch Halde von Ort zu Ort auch in derselben Horizontalen verschiedenen Charakter aufweisen, wäre es von Wert, zu ersehen, welche morphometrischen Zahlwerte in jeder Zone im Mittel herrschen.

Ich nahm daher eine Planimetrierung der Seeoberfläche und der Isobathenareale vor. Jedes dieser Areale wurde fünfmal mit einem Amslerschen Polarplanimeter gemessen und aus diesen fünf Messungen das Mittel gezogen. Zur Vermeidung von Fehlern wurden alle Vorsichtsmassregeln beobachtet, auf die *Liez* [1]) hinweist. Uebrigens darf man bei Bemessung der Genauigkeit der gefundenen Resultate nicht übersehen, dass eine Isobathe keine genau bekannte Linie ist, sondern dass sie nur auf Grund einzelner gemessener Tiefenpunkte konstruiert ist. Die Messungsfehler dürften daher jedenfalls innerhalb der Unsicherheit der Ziehung der Isobathen fallen. Es ergaben sich die Areale wie folgt:

[1]) Die Verteilung der mittleren Höhe in der Schweiz, S. 11.

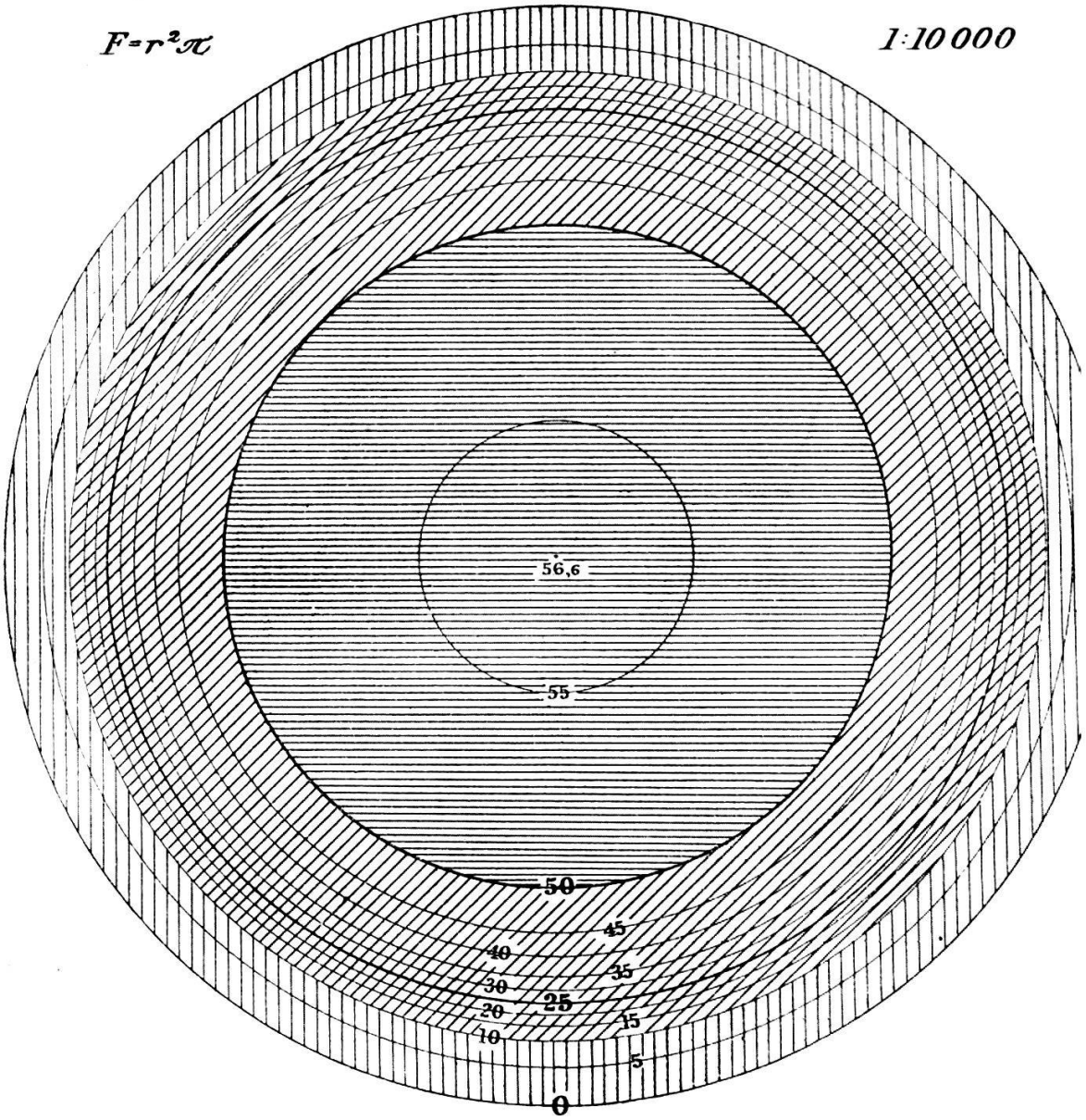
Areale der Isobathenflächen		Abgerundete Differenzen	
Seeoberfläche (Normalwasserstand)	1,160 km²		
5 m Isobathe	1,017 »	0,140 km²	0,250 km²
		0,110 »	
10 » »	0,906 »	0,050 »	
15 » » (Minimalwasserstand)[1]	0,858 »	0,040 »	
20 » »	0,814 »	0,040 »	
25 » »	0,774 »	0,040 »	0,350 »
30 » »	0,731 »	0,050 »	
35 » »	0,678 »	0,060 »	
40 » »	0,619 »	0,070 »	
45 » »	0,546 »	0,120 »	0,470 »
50 » » (Plafond)	0,422 »	0,350 »	
55 » »	0,071 »		

Der grosse Abstand der Isobathen der Uferzone bis 10 m Tiefe kennzeichnet hier die Grösse der zwischen den betreffenden Isobathen gelegenen Areale, während die Isobathenareale von 10 bis 50 m nur geringe Unterschiede aufweisen; das deutet darauf hin, dass die an die Uferzone angrenzende Halde auch im Mittel weit stärker geböscht ist als die Uferzone.

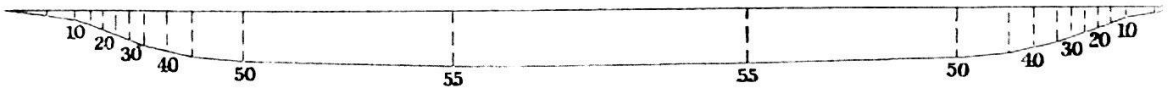
Nehmen wir die von den Isobathen eingeschlossenen Areale und konstruieren wir für jedes derselben den inhaltsgleichen Kreis, so stellt uns dieser die Figur des geringsten Umfanges dar. Legen wir die Mittelpunkte aller dieser Kreise zusammen, so erhalten wir das Bild eines Sees von gleichem Areale und möglichst geringer Ufer- und Isobathenlänge. Figur 1 auf S. 15 bringt dieses Bild, das ich entsprechend einer Anregung des Herrn Prof. Dr. *von Richthofen* entwarf. Durch diesen idealen See legen wir ein Profil, indem wir die zu den Isobathen gehörigen Tiefen als Ordinaten auftragen (Fig. 2). Es zeigt sich, dass dieses Profil nur wenig von der Gestalt der wirklichen Seeprofile abweicht; die Steilwände der Wanne, die wir am Fuss der Felswände trafen, sind allerdings verschwunden; ihr Einfluss auf die Böschung ist vollständig durch die dominierenden grossen Areale der Deltaoberflächen aufgehoben. Wir finden in unserem Profil für die Uferzone von 0—10 m

[1] Da dieser Wasserstand dem Anschein nach jeden Winter erreicht wird, nahm ich ihn als Minimalwasserstand an, obgleich in der Beobachtungsperiode ein tieferes Niveau erreicht wurde. Siehe S. 21.

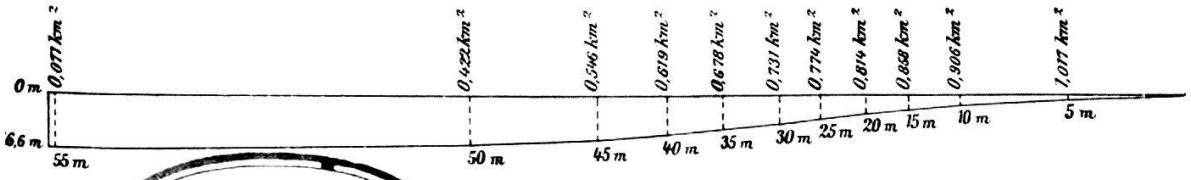
Tiefen-Areale des Oeschinen-Sees



Profil durch das Arealschema. Tiefen im gleichen Maßstabe.



Hypsographische Kurve.



BIBLIOTHEK der E. T. H.

Fig. 1, 2 und 3.

Tiefe zirka 4° Neigung, einen Böschungswinkel, der den direkt beobachteten nahezu gleichkommt. Die Halde von 10—50 m hat im Mittel 15—16°, an den steilsten Stellen 19°, die Seesohle weist nur 1—2° Neigung auf. Auch das sind Verhältnisse, die mit den einzelnen direkt beobachteten nahezu übereinstimmen.

Kubikinhalt. Aus den Arealen der Isobathenflächen können wir auf zweierlei Methoden den Inhalt des Sees ableiten, einmal indem wir die Formel für den Inhalt des Prismatoids, die bekannte Simpsonsche Näherungsformel, anwenden [1]), und zweitens mit Hilfe der hypsographischen Kurve. Das letztere Verfahren, als das bei weitem einfachere, wurde eingeschlagen.

Die Konstruktion der hypsographischen Kurve [2]) geschah durch Auftragen der Isobathenareale als Abszissen und der zugehörigen Tiefen als Ordinaten. Nach Verbindung der so gewonnenen Endpunkte erhielt ich in der durch diese Kurve und die beiden Achsen eingeschlossenen Fläche ein Mass des Volumens des Sees, welches durch Planimetrieren bestimmt werden konnte.

Das Volumen des Oeschinensees beträgt danach bei Normalwasserstand [3]) 40 190 000 m³, bei Minimalwasserstand (15 m unter dem Normalwasserstand) 25 280 000 m³. Das ergibt vom Sommer zum Winter eine Entleerung durch Abfluss um mehr als 15 000 000 m³. Während sich seine Oberfläche um etwa ein Viertel reduziert, verliert er mehr als ein Drittel seines Volumens.

Mittlere Tiefe. Ein interessantes Bild dieser Verhältnisse erhalten wir bei gleichzeitiger Betrachtung der jeweiligen mittleren Tiefe. Man erhält dieselbe durch Verteilung des Gesamtvolumens in gleichmässig dicker Schicht auf das Areal der See-

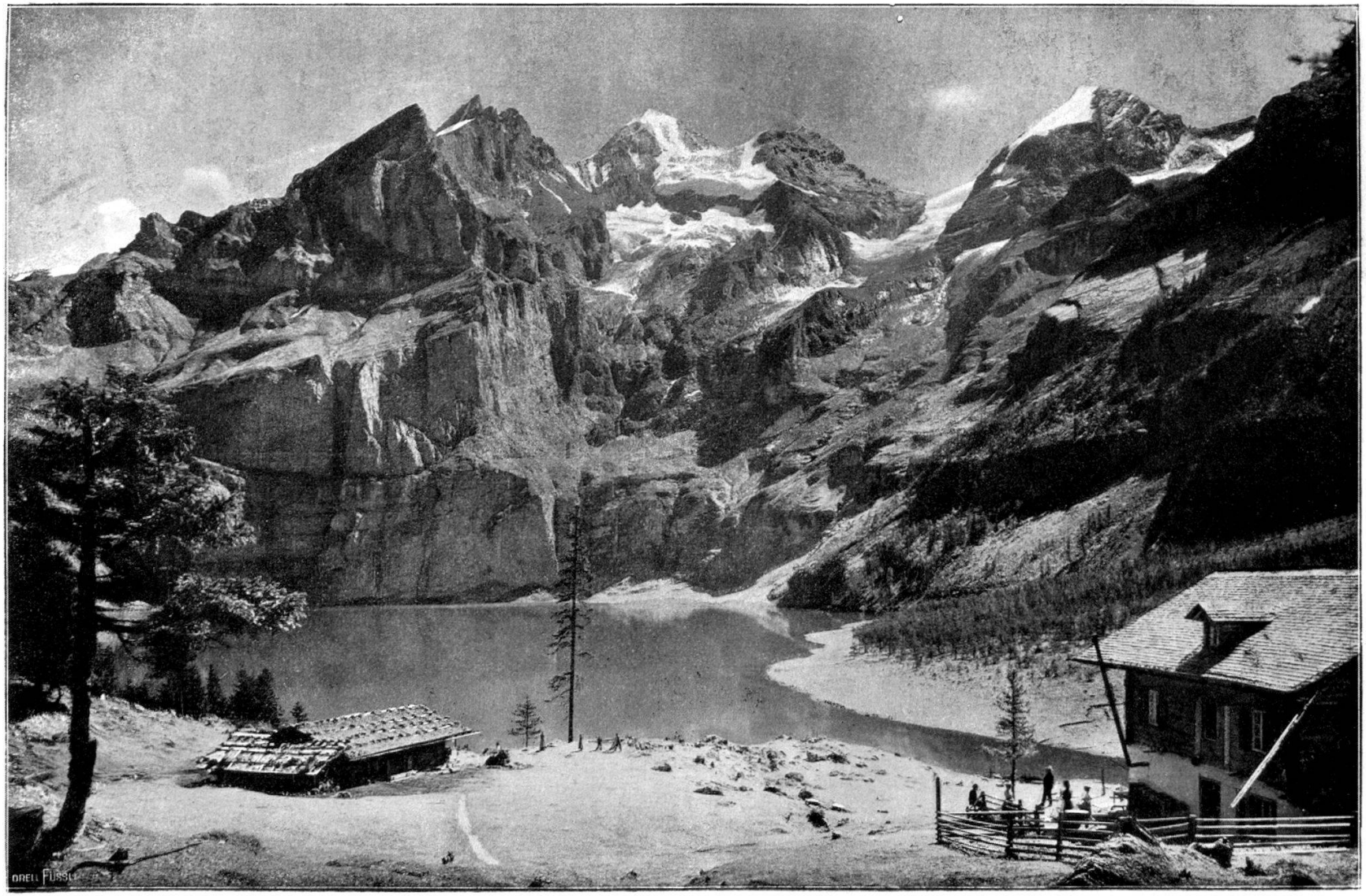
---

[1]) *Liez,* Die Verteilung der mittleren Höhe etc., S. 8.

[2]) Siehe Fig. 3 S. 15. Die hier wiedergegebene Kurve ist nur eine Verkleinerung derjenigen, die zur Ermittelung des Kubikinhaltes diente. Um Irrtümern vorzubeugen, sei ausdrücklich bemerkt, dass die hypsographische Kurve, da sie aus Längen- und Flächengrössen abgeleitet wird, niemals Böschungsverhältnisse wiedergibt, wie *Schott,* Physische Meereskunde S. 30, dies annimmt.

[3]) Das heisst 1 m unter dem Punkt 29 an der Lästerfluh und entsprechend dem auf der Karte dargestellten Umriss des Sees.

(Reproduziert nach einer Originalphotographie der Photoglob-Co. in Zürich.)



Der Oeschinen-See

von Westen gesehen; im Hintergrund die Lästerfluh, darüber das Blümlisalprothorn, das Blümlisalphorn und ganz rechts das Oeschinenhorn, unter diesem Rutschflächen; im Vordergrund rechts das Hotel.

oberfläche, oder kurz gesagt: Volumen dividiert durch Seeoberfläche ergibt die mittlere Tiefe. Wir finden als mittlere Tiefe für den See bei Normalwasserstand 34,66 m, bei Minimalwasserstand 29,46 m. In der Zeit, in der sich die absolute grösste Tiefe von 56,6 m auf 41,6 m, also um 15 m, reduziert, vermindert sich wegen der gleichzeitigen Abnahme der Seeoberfläche die mittlere Tiefe nur um 5,2 m.

Seeumfang. Gleichzeitig geht auch die Uferlänge zurück. Diese erhielt ich mittelst Zirkelmessung nach dem von *Penck* [1]) angegebenen Verfahren. Kontrollmessungen mit verschiedenen Kurvimetern lieferten nur unwesentlich abweichende Resultate, so dass ich auf deren Anwendung als zu zeitraubend verzichtete. Es ergab sich der Umfang des Sees bei Normalwasserstand zu rund 5200 m (genauer 5229,5 m) und bei Niedrigwasser zu 4000 m (4007 m). Der kleinstmögliche Umfang eines Sees von gleichem Areal (also eines kreisförmigen Sees) würde bei Normalwasserstand 3800 m und bei Minimalwasserstand rund 3300 m betragen.

Das Verhältnis zwischen wirklichem und kleinstmöglichem Umfang gibt uns einen Ausdruck für die Uferentwicklung des Seebeckens. Wir erhalten:

$$\frac{\text{Wirklicher Umfang}}{\text{Kleinstmöglicher Umfang}} =$$

$$\text{bei Normalwasserstand} = \frac{5200}{3800} = 1{,}5$$

$$\text{bei Minimalwasserstand} = \frac{4000}{3300} = 1{,}2$$

Die Ueberschwemmung der Uferzone bringt im Sommer vielgestaltigere Formen und Buchten hervor, die eine grössere Uferentwickelung ergeben. Im Winter weicht die Form des von den steilen Halden eingeschlossenen Seebeckens nur wenig von einer Ellipse ab, nähert sich also der Kreisform und stimmt in ihrem Umfang bereits nahe mit dem kleinstmöglichen überein.

Länge und Breite des Seebeckens. Wie der Umfang, so schwankt auch die Länge und Breite des Oeschinensees mit der Jahreszeit. Schon früher wurde erwähnt, dass der See im

[1]) Morphologie der Erdoberfläche, Bd. 1, S. 85.

Sommer eine Maximallänge von 1700 m und eine Maximalbreite von 950 hat; im Winter stellen sich die entsprechenden Werte auf 1500 m und 850 m. Da unser See sehr wenig gegliedert ist, können wir durch Division des Areales durch die grösste Länge annähernd die mittlere Breite ableiten. Bei Normalwasserstand besitzt der Oeschinensee eine mittlere Breite von 680 m, bei Minimalwasserstand eine solche von 570 m.

Zusammenfassung. Zur besseren Vergleichung der morphometrischen Werte des Oeschinensees seien dieselben in einer Tabelle noch einmal zusammengestellt.

	Bei Normalwasserstand	Bei Niederwasserstand
Meereshöhe . . .	1581,5 m	1566,5 m
Areal	1,16 km²	0,86 km²
Länge	1700 m	1500 m
Grösste Breite . . .	950 m	850 m
Mittlere Breite . .	680 m	570 m
Uferlänge	5,2 km	4,0 km
Uferentwicklung . .	1,5	1,2
Volumen	40 000 000 m³	25 000 000 m³
Grösste Tiefe . . .	56,6 m	41,6 m
Mittlere Tiefe . . .	34,6 m	29,5 m

Morphometrische Werte einiger anderer hochgelegener Seen der Schweiz. Um den Oeschinensee mit hoch gelegenen, jedoch anders gestalteten Seebecken zu vergleichen, habe ich eine Planimetrierung verschiedener neu vermessener Seen vorgenommen. Die im Massstab 1:25 000 ausgeführten, teilweise noch nicht veröffentlichten Originalaufnahmen wurden mir vom eidgenössischen topographischen Bureau in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt. Da ich verhindert war, diese Seen ebenfalls zu besuchen, so muss ich auf eine Diskussion derselben und auf einen Vergleich mit dem Oeschinensee verzichten. Demzufolge lasse ich die Daten nur in Tabellenform folgen.

	Höhe über dem Meere	Areal	Volumen	Grösste Tiefe	Mittlere Tiefe
	m	km^2	m^3	m	m
Lungernsee	657	0,85	15 960 000	33	18,7
Sarnersee	473,1	7,61	265 280 000	52,4	34,8
Lago di Cavloccio .	1910	0,11	1 050 000	17,2	10,1
Silsersee	1800,1	4,13 [1]	—	70,8	—
Silvaplanersee . . .	1794	2,64	127 250 000	77,5	48,2
Campfórsee	1794	0,55	9 220 000	34	16,9
St. Moritzersee . . .	1771,4	0,78	20 480 000	44,1	26,2
Statzersee	1812,5	0,04	—	4,8	—
Berninaseen:					
Lago della Crocetta .	2306,4	0,03	150 000	10,8	6
Lago Bianco . . .	2229,7	0,83	12 010 000	46,5	14,5
Lago della Scala . .	2225,3	0,10	—	3,6	—
Lago Nero (Lej Nair)	2224,9	0,09	480 000	11,7	5,4
Lago Pitschen . . .	2219,5	0,02	50 000	4,8	3,1
Lago di Poschiavo .	962,6	1,95	111 880 000	83,6	57,3

Wasserhaushalt des Oeschinensees.

Methode der Beobachtung des Wasserstandes. Da die genauere Kenntnis des jeweiligen Wasserstandes für die Fixierung meiner Lotungen sowohl als auch für die Aufnahme der Ufer von Wichtigkeit sein musste, so war es eine meiner ersten Aufgaben, Pegelpunkte am Seeufer anzubringen und den Wasserstand regelmässig während der Lotungen abzulesen. Die zwei ersten Fixpunkte gingen verloren; die bereits angestellten Ablesungen konnten glücklicherweise auf einen neuen, vom eidgenössischen hydrometrischen Bureau gesetzten Punkt umgerechnet werden. Um die Wiederherstellung dieses Punktes im Falle der Zerstörung möglich zu machen, nivellierte ich denselben auf den trigonometrischen Fixpunkt 141 ein, dessen Seehöhe nach der kantonalen Triangulation 1583,68 m beträgt. Das konnte nicht direkt geschehen, da der Pegelnullpunkt an der Felswand im Osten des Sees angebracht war. [2]) Ich bediente mich vielmehr hierbei des Wasserspiegels, indem ich vom Pegel-

[1]) Abzüglich der Inseln 4,08 km^2. Da mir hier in Berlin die Originalaufnahme nicht zugänglich ist, so kann ich das Volumen trotz durchgeführter Planimetrierung nicht angeben.

[2]) An der Lästerfluh (siehe Tafel II und S. 70).

nullpunkt zu diesem und hierauf am andern Ufer vom Wasserspiegel zum Fixpunkt 141 nivellierte. Bei ruhigem Wetter und spiegelglattem See ist das Resultat ein genügend sicheres. Wesentlicher war, dass wegen der Ueberfahrt über den See zwischen beiden Theodolitaufstellungen etwa 1½ Stunden verflossen, während deren bei der herrschenden Hitze der Wasserspiegel infolge Gletscherabschmelzung eine Kleinigkeit stieg. Infolgedessen ist das Nivellement nur etwa auf ± 1 cm genau. Der Pegelnullpunkt Nr. 29 liegt 106 cm tiefer als der trigonometrische Signalpunkt Nr. 141, also in 1582,62 m Seehöhe. Der Wasserstand, auf den die Lotungen bezogen wurden und der von mir hier stets als Normalwasserstand bezeichnet wird, liegt 1 m unter dem Punkt Nr. 29.

Die Wasserstandsbeobachtungen konnten nur dann angestellt werden, wenn ich oder Herr Dr. *de Quervain* uns am See befanden. Von Monatsmitteln ist daher keine Rede. Es sind nur einzelne Beobachtungen, die jedoch über das ganze Jahr verteilt sind und bei den grossen Schwankungen des Seespiegels genügen, um die Jahresperiode zu charakterisieren. Ich lasse hier alle Beobachtungen folgen und zwar bezogen auf den Normalwasserstand.

Wasserstand, auf Normalwasserstand (= 1,00 m unter dem Punkt Nr. 29 = 2,06 m unter dem Signal Nr. 141) bezogen.

1901		cm	
16. Aug.	9 a. m.	+ 126,0	Feuchte Luft mit Regenschauern, auf den Bergen Schneefall.
	5 p. m.	+ 128,0	
21. Aug.	9 a. m.	+ 146,0	
24. Aug.	9 a. m.	+ 148,0	Klarer heisser Tag.
	12 m.	+ 148,5	
	5 p. m.	+ 151,0	
	6 p. m.	+ 152,0	
	9 p. m.	+ 154,0	
25. Aug.	7 a. m.	+ 154,0	Bis 3 Uhr ganz klarer Himmel, sehr warm. Um 3 Uhr schnell völlig bewölkt, von 5½ bis 6¼ Regen. Um 7 Uhr trocken.
	8 a. m.	+ 154,0	
	9 a. m.	+ 154,0	
	10 a. m.	+ 154,0	
	11 a. m.	+ 154,0	

1901		cm	
25. Aug.	12 m.	+ 154,5	
	1 p. m.	+ 155,0	
	2 p. m.	+ 155,5	
	3 p. m.	+ 156,5	
	4 p. m.	+ 156,5	
	5 p. m.	+ 156,5	
	6 p. m.	+ 157,0	
	7 p. m.	+ 159,0	
	8 p. m.	+ 160,5	
15. Sept.	4 p. m.	+ 158,0	Lufttemperatur 5,2 °.
	7 p. m.	+ 158,5	Seit 4 Tagen Nebel und Regen.
16. Sept.	9 a. m.	+ 163,5	Lufttemperatur 7 °.
	12 m.	+ 162,0	» 16 °, Sonnenschein.
	7 p. m.	+ 160,0	» 7 °.
17. Sept.	8 a. m.	+ 155,0	Klar, Lufttemperatur 5 °.
	12 m.	+ 154,5	» » 13 °.
18. Sept.	8 a. m.	+ 153,0	Lufttemperatur 5 °.
29. Sept.	12 m.	+ 127,0	Lufttemperatur 14,4 °.
29. Okt.	5 p. m.	— 118,5	
30. Okt.	12 m.	— 125,5	
29. Nov.	12 m.	— 388,0	
1902		cm	
21. Jan.	11 a. m.	— 798,0	
2. März	2 p. m.	— 1716,0	Diese Wasserstände sind aus Tiefenlotungen ermittelt und können keinen Anspruch auf Genauigkeit machen. Pegelablesungen waren wegen Föhnstürmen und Lawinengefahr nicht möglich. Die Zahlen sind daher in den cm unsicher.
20. März	12 m.	— 1610,0	
30. Mai	12 m.	— 1400,0	
13. Juli	12 m.	— 1000,0	
8. Aug.	7 a. m.	— 176,0	Lufttemperatur 21 °, Sonnenschein.
21. Aug.	9 a. m.	— 143,0	Lufttemperatur 16 °, Himmel bedeckt.
25. Aug.	9 a. m.	— 133,5	

1902		cm	
26. Aug.	9 a. m.	— 118,5	Nebel, kühl.
27. Aug.	9 a. m.	— 118,5	» »
28. Aug.	9 a. m.	— 106,5	20° Lufttemperatur, Sonnenschein.
29. Aug.	9 a. m.	— 103,5	»
30. Aug.	9 a. m.	— 98,5	»
1. Sept.	9 a. m.	— 92,0	»
2. Sept.	9 a. m.	— 82,0	»
8. Sept.	9 a. m.	— 58,0	»

Tägliche Schwankungen des Wasserstandes. Schon oben wurde erwähnt, dass der Oeschinensee fast lediglich von Gletscherbächen gespeist wird. Wandert man nun in den Morgenstunden in deren Mündungsgebieten, so stellen sie meist nur geringe Bächlein dar. Zwischen 10 und 12 Uhr vormittags setzt jedoch bei Sonnenschein die Bestrahlung der Gletscher ein. Diese bewirkt eine stärkere Schnee- und Eisschmelze, so dass nun den Tag über die Bäche stark anschwellen. Das zeigt sich alsbald auch in einem etwa mittags beginnenden Steigen des Seespiegels; diese Bewegung hält bis in die Nacht hinein an. Am 24. August 1901 beobachtete ich nach einem heissen Tage noch abends 9 Uhr ein Anschwellen des Sees. Bis zum andern Morgen 11 Uhr blieb das Niveau konstant; erst dann begann wiederum das Steigen, d. h. also bis zu diesem Zeitpunkt deckten Zufluss und Abfluss einander.

Jährliche Schwankungen des Wasserstandes. Zur besseren Uebersicht füge ich einen Auszug der obigen grossen Tabelle ein. Die hier wiedergegebenen Beobachtungen sind ungefähr in gleichen Intervallen von einem Monat angestellt.

16. August	1901	+ 133 cm	
16. September	1901	+ 163 cm	
29. September	1901	+ 127 cm	
30. Oktober	1901	— 125 cm	
29. November	1901	— 388 cm	
21. Januar	1902	— 798 cm	
2. März	1902	— 1716 cm	Nicht auf Pegelablesungen, sondern auf Tiefenmessungen beruhend.
20. März	1902	— 1610 cm	
30. Mai	1902	— 1400 cm	
13. Juli	1902	— 1000 cm	

8. August	1902	— 176 cm
21. August	1902	— 143 cm
8. September	1902	— 58 cm

Als ich im August 1901 die Pegelablesungen begann, war der Wasserspiegel noch im Steigen begriffen. Am 16. September 1901 konstatierte ich den Höchstwasserstand mit + 163 cm. Ende dieses Monats war nur eine geringe Abnahme wahrzunehmen; anscheinend schwankte der Wasserspiegel noch während dieser 14 Tage auf und nieder, je nach der Witterung. Erst vom 29. September ab begann der Seespiegel bei der zunehmenden Abkühlung mit immer grösserer Geschwindigkeit zu sinken, um am 2. März 1902 den beobachteten Minimalwasserstand von — 1716 cm [1]) zu erreichen. Die Schwankung des Wasserstandes

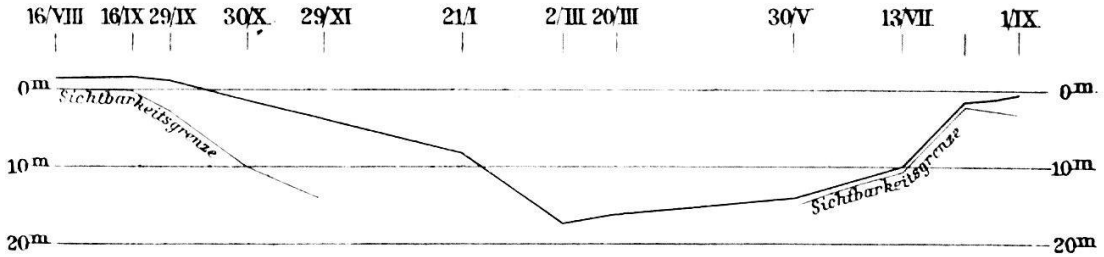


Fig. 4. Graphische Darstellung der jährlichen Schwankung des Wasserstandes (dickere Linie) und der Sichtbarkeitsgrenze (dünnere Linie) in den Jahren 1901/02.

innerhalb dieser Beobachtungsperiode umfasst also *rund 18,5 m*. Mit der Schneeschmelze wuchs der See wiederum, am schnellsten in der Beobachtungsperiode vom 13. Juli bis 8. August (um rund 8 m) und erreichte schliesslich im September wieder den Höchstwasserstand. Die Jahresperiode des Wasserstandes ist also unverkennbar.

Vergleichen wir den Oeschinensee mit anderen Schweizerseen, so fallen uns ganz wesentliche Unterschiede auf. Nehmen wir z. B. den Brienzer- oder Vierwaldstättersee, die ja beide

[1]) Diese ausserordentlich grosse Schwankung wird nur vom Lac des Brenets im Jura mit 15 m nahezu erreicht. Uebrigens hat der Oeschinensee im Jahre 1846 einen noch höheren Wasserstand gehabt; denn damals stieg er so hoch, dass er über den niedrigsten Punkt seiner Umwallung oberirdisch abfloss. Da der Abfluss im lockern Bergsturzschutt rasch einschnitt, so sperrte man denselben künstlich. Das würde eine Amplitude von beiläufig 20 m ergeben. Siehe Fig. 4.

zu erheblichem Teile ebenfalls von Gletscherwassern gespeist werden, so zeigt sich bei diesen zunächst ein kurze Zeit währender Hochwasserstand [1]), der zur Zeit der Schneeschmelze in den tieferen Regionen der Täler im April eintritt. Einem Sinken des Wasserstandes folgt ein stetiges Steigen, bis im August, zur Zeit der grössten Gletscherschmelze, der höchste Stand erreicht wird und nunmehr der Seespiegel wieder sinkt. Der Niederwasserstand ist dann bis zum folgenden April konstant. Er entspricht dem Niveau, in dem sich Zufluss und Abfluss decken. Der Oeschinensee zeigt diesen Seen gegenüber eine erhebliche Verzögerung des Höchstwasserstandes und das ist lediglich die Folge der verschiedenen Abflussverhältnisse. Steigt beim Brienzer- oder Vierwaldstättersee der Wasserspiegel, so ergibt dies ohne weiteres durch Vergrösserung des Querschnittes des Abflusses vermehrten Abfluss; sinkt der Wasserstand, so kann das Abfliessen nur solange erfolgen, als die Schwelle des Abflusskanales unter dem Seeniveau liegt; daher das konstante Niveau in den Monaten Oktober bis April.[2]) Anders der Oeschinensee; das Hochwasser tritt hier, wie die Beobachtungsreihe ergibt, Ende September ein, also mit einer erheblichen Verzögerung. Da kein oberirdischer Abfluss existiert, kann die Wassermenge auch nicht so schnell abfliessen. Mit der Ausbreitung der Seeoberfläche über das umgebende Gelände werden zwar neue Sickerkanäle eröffnet; diese sind jedoch, wie ich selbst beobachtet habe, so klein, dass sie trotz ihrer Vermehrung der zu bewältigenden Abfuhr nicht zu genügen vermögen. Die Wassermengen werden also aufgespeichert, um dann bis zum Frühjahr allmählich unterirdisch abzufliessen.

Mindestabflussmenge des Sees und jährlicher Niederschlag im Einzugsgebiete. Wie schon früher erwähnt, erhält der Oeschinensee in der kalten Jahreszeit keine Wasserzufuhr; Zufuhr durch Quellen ist kaum wahrscheinlich. Die atmosphärischen Niederschläge gelangen lediglich als Schnee auf die dann gefrorene Seeoberfläche. Ganz streng genommen, lässt sich das für die Zeit zwischen den Besuchen vom 29. November und 2. März

---

[1]) Graphische Darstellungen der schweizerischen hydrometrischen Beobachtungen etc. 1901/1902. Tafel 11 und 12.

[2]) Welche Rolle der Grundwasserstrom hier spielt, lässt sich nicht abschätzen.

annehmen, wo alles freiliegende Wasser gefroren war. Innerhalb dieser Zeit sank der Wasserspiegel von — 388 cm auf — 1716 cm (bezogen auf den Normalwasserstand), also um rund 13 m. Die Differenz im Volumen des Sees bei diesen beiden Wasserständen gibt uns den Wasserabfluss. Danach flossen während dieser drei Monate zirka 11 600 000 m^3 Wasser ab, monatlich 3 850 000 m^3. Durch das Schmelzen des im Einzugsgebiet des Sees gefallenen Schnees und durch neue Niederschläge wird das Seebecken dann in der warmen Jahreszeit wieder angefüllt. Nehmen wir den monatlichen Abfluss des Sees mit 3 810 000 m^3 während des ganzen Jahres als konstant an, so hätten wir damit ein Mindestmass des Jahresabflusses aus dem Einzugsgebiete des Oeschinensees gewonnen. Die Abflussmenge würde danach für das Jahr 1901/02 46 400 000 m^3 betragen. Wenn wir diese auf das Einzugsgebiet ausbreiteten, so würde dies einen Minimalniederschlag von 208 cm im Jahr innerhalb dieser Beobachtungsperiode ergeben. Ich schätze jedoch die Ausflussmenge des Sees in jedem Sommermonate auf das Doppelte des Ausflusses eines Wintermonates.[1]) Bei Annahme von vier solchen Monaten ergäbe sich noch $^1/_3$ Niederschlag mehr, also 280 cm. Rechnet man noch 10 % als Verlust durch Verdunstung hinzu, so erhalten wir rund *3 m jährlichen Niederschlag* im Einzugsgebiete des Oeschinensees. Dabei ist die Voraussetzung gemacht, dass von den Gletschern des Gebietes nicht mehr Eis schmolz, als Schnee fiel. Diese Voraussetzung dürfte zutreffen, da es sich nach Angabe der Anwohner des Sees jedes Jahr um Schwankungen ungefähr im gleichen Ausmaas handelt. Eine derartige hohe Niederschlagsmenge muss überraschen. Selbst wenn man nur den absoluten Mindestabfluss von 2 m als Niederschlagsmenge des Einzugsgebietes betrachtet, so fällt das Plus gegenüber den Talstationen auf. Das nur 3—4 km entfernte Kandersteg[2]) in 1170 m Meereshöhe zeigt bloss 100—120 cm jährlichen Niederschlag. Man hat zwar schon immer die Niederschlagsmengen in der Höhe grösser geschätzt, z. B. setzt sie

[1]) Da bei hohem Wasserstande mehr Schlundlöcher als Abflusskanäle funktionieren und der hydrostatische Druck ein grösserer sein muss. Der Sicherheit halber werde noch angenommen, dass die restierenden 5 Monate nur so wenig Abfluss wie die 3 Wintermonate haben.

[2]) Annalen der schweizerischen meteorologischen Zentral-Anstalt, 1902, S. 124. Karte.

R. Billwiller[1]) zu 160—180 cm an; es scheint jedoch die Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe noch bedeutend rascher zu erfolgen.

Durchsichtigkeit und Farbe des Sees.

Durchsichtigkeit. Für die Messungen der Durchsichtigkeit des Seewassers benutzte ich die normale sogenannte Secchische Scheibe, ein kreisrundes, starkes Eisenblech von 15 cm Radius, welches mehrmals mit weisser Oelfarbe überstrichen war. Durch die Mitte der Scheibe lief die nass geteilte Lotschnur, während von vier Löchern am Rande Schnüre nach einem unterhalb befestigten Gewicht ausgingen, das die Scheibe schneller zum Sinken bringen sollte und sie in wagerechter Lage einstellte. Das Verschwinden der Scheibe aus dem Gesichtskreis wurde stets im Bootschatten möglichst nahe vom Wasserspiegel aus beobachtet. Ich bin mir zwar klar darüber, dass die so erlangten Sichtbarkeitsgrenzen an den verschiedenen Beobachtungstagen nicht so genau unter einander vergleichbar sind wie die Bestimmung des Eindringens des Lichtes mit Hilfe der photographischen Platte. Ein anderer Beobachter wird mit der gleichen Beobachtungsmethode etwas andere Tiefen konstatieren; ich glaube jedoch, dass die erlangten Daten immerhin als relative Werte für die Bestimmung der Jahresperiode dienen können, um so mehr als die Schwankungen der Durchsichtigkeit so grosse sind, dass persönliche Beobachtungsfehler dagegen ganz verschwinden.

Die Beobachtungen wurden in ungefähr vierwöchentlichen Zeitintervallen, gleichzeitig mit den Temperaturlotungen, angestellt; sie unterblieben nur in den Monaten der Eisbedeckung.

Die weisse Scheibe verschwand für mein Auge in folgenden Tiefen:

		m Tiefe
16. August	1901	1,50
16. September	1901	1,85
29. September	1901	4,00
30. Oktober	1901	8,90
29. November	1901	10,00

[1]) *R. Billwiller,* Die geographische und jahreszeitliche Verteilung der Regenmengen in der Schweiz. Karte.

		m Tiefe
30. Mai	1902	1,00
13. Juli	1902	0,60
6. August	1902	1,15
21. August	1902	1,40
9. September	1902	3,00

Wie wir sehen, ist der See in der warmen Jahreszeit derartig getrübt, dass sein Wasser fast undurchsichtig ist. Ein Vergleich mit der Tabelle der Wasserstände zeigt, dass dieser Zustand in der Zeit des höchsten Wasserstandes, also des grössten Zuflusses vorherrscht. Mit Eintritt des Herbstes lassen die Zuflüsse, also auch der Schlammgehalt nach. Das Seewasser klärt sich und wird nun überraschend durchsichtig (siehe 29. XI. 1901). Mit der Eisschmelze im Frühling tritt sofort wieder eine ausserordentliche Trübung ein, welche im Juli ihr Maximum erreicht. Ich vermute, dass das Bachwasser in dieser Zeit nicht in die Tiefen sinkt, sondern in den mittleren Wasserschichten des Sees sich ausbreitet.[1]) Der Vergleich der Bach- und Seetemperaturen legt dies nahe. Schon im August beginnt dann eine geringe Klärung des Seewassers, die im September infolge verringerten Zuflusses beträchtlich wächst.

Ob der von den Zuflüssen mitgebrachte Schlamm als alleinige Quelle der Trübung aufzufassen ist, möchte ich bezweifeln. Aus den *Spring*schen[2]) Untersuchungen über die Durchsichtigkeit hat sich bei reinem Wasser ein Einfluss der Convectionsströmungen ergeben. *Spring* befestigte auf einem horizontalen Gerüst zwei Glasröhren von je 26 Meter Länge, welche nötigenfalls zusammengesetzt werden konnten und dann eine einzige Röhre von 52 Meter Länge darstellten. Die Röhren waren aus Einzelstücken von je 2 m zusammengestellt und durch Kautschuk-Umhüllungen verbunden. Der Durchmesser betrug 15 mm. Die grösste Schwierigkeit war die Aufstellung der Röhren in einer absolut geraden Linie; sie war nur unter Zuhilfenahme eines Fernrohres möglich und erforderte allein sechs Wochen Zeit. An den aus Metall gefertigten Enden der langen

[1]) *Heim* folgert ähnliches in *Arnet*, Die Durchsichtigkeit des Wassers etc., S. 200.

[2]) *Spring*, Sur le rôle des courants de convection calorifique dans le phénomène de l'illumination des eaux limpides naturelles, S. 100.

Röhre wurden mit Schellack Glasplatten befestigt. Sie erhielten Glasröhrchen zum Einführen des Wassers. Die ganze Röhre war aussen mit schwarzem Papier beklebt, so dass kein Seitenlicht in dieselbe dringen konnte. Als Lichtquelle konnte man sich sowohl des Tageslichtes als auch eines Auerbrenners bedienen. Der letztere befand sich in einer undurchsichtigen Hülse auf einer horizontalen Oeffnung, die durch eine Linse verschlossen wurde, so dass die Lichtstrahlen parallel zur Achse der Röhre in dieselbe eintraten. Um die Durchsichtigkeit des Wassers beurteilen zu können, wurde auf der Linse ein feines Fadenkreuz angebracht, das zwar nicht mit blossem Auge, jedoch mit dem Fernrohr durch die Beobachtungsröhre hindurch sehr scharf gesehen werden konnte. Um die Bildung von Luftblasen im zu untersuchenden Wasser zu verhindern, wurde das destillierte Wasser von unten allmählich in die Röhre eingeführt, so dass die darin enthaltene Luft Schritt für Schritt verdrängt wurde. Bei dieser Anordnung zeigte das Wasser bei einer Mächtigkeit von 26 m als Farbe ein reines, dunkles Blau. Dabei war das Fadenkreuz mit dem Fernrohr so deutlich sichtbar, als ob das Wasser nicht vorhanden gewesen wäre.

Dann wurde bei einer Temperatur der Röhre von 4° Wasser von 16° eingeführt und es zeigte sich eine fast vollkommene Undurchsichtigkeit des Wassers, die erst nach mehreren Stunden — nachdem also ein Wärmeausgleich stattgefunden hatte — wieder einer völligen Durchsichtigkeit Platz machte.[1])

Zur Kontrolle wurde die Röhre mit Wasser gleicher Temperatur gefüllt und es zeigte sich dabei keine Verringerung der Durchsichtigkeit. Obgleich also auch in diesem Falle Strömungen innerhalb der Röhre durch die Einführung des Wassers notwendigerweise entstehen mussten, so übten diese doch keinen Einfluss auf die Durchsichtigkeit aus. Das beweist, dass in einer Wasserschicht mit Wärmeausgleichströmungen (sogenannten Convectionsströmungen) die Durchsichtigkeit gestört, wenn nicht vollkommen aufgehoben wird. Wasserteilchen von verschiedener Temperatur, also auch verschiedener Dichte, bre-

---

[1]) *Spring* fand die kleinste Temperaturdifferenz zwischen Röhre und Wasserinhalt, die die Röhre von 26 m Länge vollkommen undurchsichtig zu machen imstande war, rechnerisch zu 0,57°. Bull. de l'Ac. de Bruxelles, 1896, *31*, S. 259; sowie Arch. des Sc. ph. et nat., Genève, 1896, *1*, S. 213.

chen jedes die Lichtstrahlen in einer anderen Richtung, so dass deren Weg im Wasser ausserordentlich verlängert wird. Das Wasser verhält sich dann wie ein trübes Medium, und das Licht erreicht nur schwer das Auge des Beobachters, während im anderen Falle bei Strömungen des Wassers von gleicher Temperatur die ganze Wassersäule als ein homogener, durchsichtiger Körper wirkt.

Den Einfluss der Convectionsströmungen im Wasser auf dessen Durchsichtigkeit darf man demnach jedenfalls nicht vernachlässigen. Immerhin ist bemerkenswert, dass die Durchsichtigkeit im Oeschinensee dann am kleinsten [1]) ist, wenn der See Zuflüsse, also auch Schlammtrübung erhält. Das weist darauf hin, dass der jährliche Gang der Durchsichtigkeit vorwiegend die Folge des wechselnden Schlammgehaltes ist. In den Monaten des mangelnden Wasserzuflusses wird das Wasser in hohem Grade durchsichtig. Am 29. November 1901 ist das beobachtete Maximum der Durchsichtigkeit erreicht: erst in einer Tiefe von 10 m verschwindet die weisse Scheibe. Da zu dieser Zeit die Bäche vollständig gefroren waren, so ist wiederum nur der Schluss möglich, dass das Bachwasser die Ursache der Trübung des Sees war und dieselbe mit Hilfe des hineingebrachten Schlammes verursachte. Ein weiterer Beweis dafür ist auch die rasch eintretende, ausserordentlich starke Trübung des Seewassers im Frühjahr in der Zeit der Schneeschmelze. Die Durchsichtigkeit ist am geringsten (60 cm) im Juli während der grössten Abschmelzung der Gletscher.

Farbe. Mit den Durchsichtigkeitsänderungen gehen Aenderungen der Wasserfarbe parallel. Zugleich mit jeder Messung der Durchsichtigkeit wurde die Farbe des Seewassers mit der *Forel*schen Farbenskala festgestellt. Es ergaben sich dabei folgende Resultate:

Forelsche Skala vom Blau aus gezählt:

15.	IX.	1901	Nr.	4—5	grün
16.	IX.	1901	»	5	↑
29.	X.	1901	»	3	↓
29.	XI.	1901	»	2	blau

[1]) Siehe Fig. 4 S. 23.

30. V. 1902	Nr. 5	grün
13. VII. 1902	» 4—5	
6. VIII. 1902	» 4—5	
21. VIII. 1902	» 5	↓
9. IX. 1902	» 4—5	

Während der warmen Zeit besitzt der See eine schöne grüne Farbe, die jedoch mit Beginn des Herbstes in ein immer reineres Blau übergeht. Der Unterschied, der in etwa drei Monaten dabei Platz greift, ist geradezu frappant.

Wie schon oben bei der Diskussion der Springschen Untersuchungen erwähnt wurde, ist die Eigenfarbe des chemisch reinen Wassers dunkelblau. Da wir bereits bei der Untersuchung der Durchsichtigkeit konstatiert haben, dass die Klärung des Seewassers mit Beginn des Herbstes einsetzt, so liegt es nahe, diese auch zur Erklärung der Farbänderung herbeizuziehen. So lange die Bäche fliessen, und zwar besonders zur Zeit der stärksten Gletscherabschmelzung, gelangen suspendierte Schlammpartikelchen in den See; sie trüben ihn und verändern seine reine blaue Farbe in Dunkelgrün. Wie kommt das zustande?

Es gibt zwei Ursachen, welche die grüne Eigenfarbe eines Sees erklären können.

Bunsen war bekanntlich der erste, der die blaue Farbe des Wassers experimentell nachwies.[1]) Durch besonders sorgfältige und feine Untersuchungen stellte neuerdings *Spring* fest, dass Wasser, wenn chemisch absolut rein, im durchfallenden Licht blau erscheint. Der Grund hierfür liegt darin, dass das Wasser eine auswählende (selektive) Absorption auf die Lichtstrahlen ausübt, indem es die kurzwelligen, d. i. blauen Strahlen weit weniger beim Durchgang absorbiert als die langwelligen. Die blauen Strahlen dominieren daher um so mehr, je länger der Weg ist, den das Licht im Wasser zurückgelegt hat.

Die blaue Farbe der Seen kann jedoch durch diese Tatsache allein noch nicht erklärt werden. Denn dieselben erscheinen ja nicht im durchfallenden, sondern im auffallenden Licht blau. Hierfür kommt noch eine zweite Tatsache in Betracht. Nach den Beobachtungen von *Soret*[2]) am Genfersee und

---

[1]) *Bunsen,* Liebigs Annalen der Chemie, 1844, *64,* S. 44.

[2]) *Soret,* Archives des Sciences phys. et nat. de Genève, 1869, *35,* 54, 1870, *37,* 129, 1870, *39,* 352.

von *Hagenbach* [1]) am Vierwaldstätter- und Zürichsee finden sich in den natürlichen Gewässern stets äusserst feine undurchsichtige Partikelchen. Diese fangen das in das Wasser eindringende Licht auf und reflektieren es, dasselbe dabei polarisierend. Dieses reflektierte Licht enthält an sich schon, weil es durch das Wasser über den Teilchen hindurchgegangen ist, weniger langwellige Strahlen als das Sonnenlicht an der Wasseroberfläche; die übriggebliebenen werden dazu noch auf dem Rückweg vom reflektierenden Teilchen zur Wasseroberfläche noch mehr geschwächt. Das Resultat ist, dass in das Auge des Beobachters an der Seeoberfläche besonders blaue Strahlen gelangen, und zwar um so ausschliesslicher, je länger der Weg der Lichtstrahlen im Wasser, d. h. je weniger das Wasser durch Schwimmpartikel verunreinigt war. Ist der Gehalt an Schlamm etwas grösser, so werden, weil die Lichtstrahlen schon aus geringeren Tiefen zurückkehren, die langwelligen Strahlen nur unvollständig absorbiert und es gelangen ausser den blauen auch viele gelbe und einige rote Strahlen ins Auge, d. h. der See erscheint grün. Ist der Schlammgehalt noch grösser, so wird der See, weil die Reflexion sich in noch geringerer Tiefe vollzieht, gelblich, schliesslich sogar milchig. *So wechselt die Farbe mit der Trübung durch Schlammpartikelchen.*

Es gibt aber noch eine zweite Ursache, die eine grüne Farbe des Sees verursachen kann. Schon in der Mitte des verflossenen Jahrhunderts hat *Ste-Claire-Deville* und später *Wittstein* dargetan, dass grünliche und gelbliche Färbungen der Gewässer durch Beimischungen von Humussäuren entstehen können. Wie *Forel* nachgewiesen, trifft dies für eine Reihe von Schweizerseen zu. Doch glaube ich nicht, dass man diese Resultate ohne weiteres auf alle grünen Seen anwenden und den Einfluss der Trübungen eines Sees auf seine Farbe überhaupt leugnen darf, wie das neuerdings *von Aufsess* in einer sehr gründlichen Untersuchung tut. [2]) Nach ihm sollen es einzig und allein Lösungen verschiedener Substanzen sein, die, dem Wasser auf irgend einem Wege zugeführt, ihm seine spezifische Farbe verleihen. [3])

---

[1]) *Hagenbach*, Archives des Sciences etc., 1870, *37*, 176—181.

[2]) Die Farbe der Seen, S. 30.

[3]) S. 59.

Kann so eine grüne Färbung durch Anwesenheit feinster suspendierter Teilchen *oder* durch Beimengung färbender Salze verursacht sein, so darf eine blaue Färbung nur bei Abwesenheit beider auftreten. Das trifft genau für das Wasser des mittleren Teiles des Ozeans zu. Dass hier Humussäuren etc., desgleichen aber auch Schlammpartikel fehlen, ist klar. Zugleich kennzeichnet auch ein sehr geringer Planktongehalt die blaue *Wüstenfarbe* des Ozeans, während mit der Annäherung an das Festland die den Schiffern wohlbekannte grüne Farbe die Nähe der Küste anzeigt. Hier wird Detritus ins Meer gebracht, die Brandung wühlt Partikelchen auf, kurz die Flachsee ist fast stets durch grünliche Verfärbung gekennzeichnet, welche man nur dem grösseren Gehalt des Wassers an Schwebeteilchen zuschreiben kann. Es ist genau dieselbe Erscheinung wie bei den Seen, die durch hineinfliessende Bäche getrübt werden. [1])

Im Oeschinensee verraten die Schlammpartikelchen ihre Anwesenheit durch die geringere Durchsichtigkeit während der Periode des Zuflusses, sowie durch den konstatierten Schlammabsatz im Schlammkasten. [2]) Die beobachtete Durchsichtigkeitsänderung [3]) geht parallel mit dem wechselnden Zufluss einerseits und anderseits mit deutlichen Abänderungen der Wasserfarbe vom Grün zum Blau im Herbst (abnehmender Zufluss, zunehmende Durchsichtigkeit) und vom Blau zum Grün im Frühling (zunehmender Zufluss, abnehmende Durchsichtigkeit). Wenn die Beobachtung von *Aufsess*, dass die Durchsichtigkeit nichts mit der Farbe zu tun habe, auch für den Oeschinensee zuträfe, z. B. eine Kalklösung die grüne Wasserfarbe im Sommer hervorbrächte, so wäre doch nicht einzusehen, warum diese Lösung im Winter eine andere Beschaffenheit als im Sommer haben sollte, so dass im Winter ein reines Blau als Seefarbe auftreten kann. Der Seeabfluss funktioniert Sommer wie Winter, kann also keine Konzentrationsänderungen verursachen. Wechselnde Wassertemperaturen kommen für Konzentrationsänderungen und

---

[1]) Vergl. auch Forschungsreise S. M. S. Gazelle, 2. Teil, S. 24, *Krümmel,* Geophysikalische Beobachtungen, 1893, S. 99 (Plankton-Expedition), und *Schott,* Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition, 1. Bd. 1902, S. 232.

[2]) Siehe S. 63.

[3]) Fig. 4 S. 23.

daher mittelbar für Farbänderungen auf keinen Fall in Betracht, da sich beim Vergleich der Beobachtungen vom 29. XI. 1901 und vom 30. V. 1902 das eine Mal reines Blau, das andere Mal ein Grün bei gleichen oder nahezu gleichen Wassertemperaturen ergibt. Es bleibt daher nur ein Schluss übrig: es ist die auswählende Absorption der Lichtstrahlen an im Wasser suspendierten Teilchen, welche dem Oeschinensee im Sommer seine grüne Farbe verleiht; bleiben diese Partikelchen im Herbste weg, so kommt die blaue Eigenfarbe des reinen Wassers wieder zum Vorschein.

Temperaturverhältnisse des Oeschinensees.

Temperaturmessungen. Als Ort für die anzustellenden Temperaturmessungen im See wurde eine im Kreuz zwischen gut kenntlichen Landmarken gelegene und deshalb auch stets leicht auffindbare Stelle mitten im See[1]) gewählt. Sie liegt auf der Kreuzung der Verbindungslinie, die man sich vom grossen Spalt in der Lästerfluh nach dem Hotel gezogen denkt, mit der Linie, die den grossen Stein in der Nordwestecke des Berglibachdeltas (Profilendpunkt 18) und eine markant vorspringende Felsnase des Südufers zwischen Punkt 25 und 26 verbindet. Die Tiefe beträgt dort bei normalem Wasserstande 54 m. Bei auch nur leichtem Wind trieb das Boot selbstverständlich etwas ab und musste zurückgerudert werden. Die Temperaturlotungsstelle ist immerhin auf 50 Meter in der Horizontalen innegehalten worden. Da sie im Sommer, von den frühen Morgenstunden abgesehen, nie in den Bergschatten gelangt, so kann man wohl die Temperaturen im Umkreis von 50 m als absolut konstant in einer Schichtfläche während einer Lotungsserie annehmen; demnach sind auch alle Beobachtungsreihen miteinander vergleichbar.

Die Temperaturlotungen wurden während des Arbeitsjahres in möglichst gleichen Zeitintervallen wiederholt. Da ich Anfang März 1902 nach Berlin übersiedelte, war Herr Dr. *A. de Quervain* so freundlich, die Beobachtungen vom 20. März bis zum 6. August 1902 für mich fortzuführen; eine Aufgabe, für die ich ihm um so mehr Dank schulde, als er von Neuenburg

[1]) Tiefenkarte, Tafel II.

aus hinreisen musste und sich bei Lawinengefahr mit dem Bergführer *D. Wandfluh* an den See wagte.

Die Temperaturlotungen wurden mit dem Tiefseethermometer des eidgen. topographischen Bureaus von Negretti-Zambra, London, ausgeführt. Es ist das bekannte Umkehrthermometer in hölzernem Rahmen. Dieses wurde in der eidgenössischen meteorologischen Zentral-Anstalt in Zürich geprüft; es besitzt eine konstante Korrektion von — 0,5°, die in den nachfolgenden Zahlen angebracht ist. Ein Thermometer gleicher Konstruktion, das ich von der Firma Bender & Hobein, Zürich, hatte herstellen lassen, versagte nach vier Wochen, nachdem es anfangs als richtig funktionierend verwendet worden war. Für die Beobachtung der Lufttemperatur genügte ein einfaches Schleuderthermometer. Das Thermometer wurde im Sommer vom Boote aus, im Winter vom Eise aus durch ein geschlagenes Loch hindurch an einer in nassem Zustande in Meter geteilten Schnur in die Tiefe hinabgelassen. Unter dem Thermometer war ein Gewicht befestigt, welches dasselbe in aufrechter Stellung hinabzog. Nach 2,5 Minuten wurde die Schnur durch einen Ruck angezogen; dadurch gelangte das Gewicht, sowie die Quecksilberkugel des Thermometers nach oben. Der Quecksilberfaden riss ab und die Ablesung konnte, nachdem das Thermometer emporgeholt war, erfolgen. Dabei wurden die Zehntelgrade geschätzt. Die Temperaturlotungen wurden stets durch mehrfache Kontrollmessungen geprüft. Da die Genauigkeit derselben 0,05° beträgt, so sind die Zehntel sicher. Ausser den so gewonnenen Lotungsserien stellte mir Herr Professor Dr. *Ed. Brückner* drei mit demselben Thermometer ausgeführte Messungsreihen aus dem Jahre 1900 zur Verfügung, desgleichen eine aus dem Jahr 1904.

Ich lasse die einzelnen Temperaturreihen chronologisch geordnet hier folgen.

Alle Temperaturlotungen sind auf den jeweiligen Wasserspiegel bezogen.

12. VIII. 1900 6 p.[1])

0 m	15,5 °
43	4,7
53	5,3

13. VIII. 1900 6 p.[1])

0 m	15,7 °
2 1/2	14,5
5	11,5
10	7,7
12 1/2	7,5
15	5,0
20	5,0
25	5,0
33	4,7
35	4,7
43	4,7
53	5,1

14. VIII. 1900 5 1/2—7 p.[1])

0 m	15,7 °
1	15,6
2	15,3
3	13,0
4	12,2
5	11,3
6	10,5
7	9,4
8	8,7
9	8,4
10	7,5
11	7,1
12 1/2	5,5
17 1/2	4,7
25	4,7

27. VIII. 1901 8 a.

Luft 21,0 °

0 m	16,0 °
1	16,0
2	15,9
3	13,7
4	12,9
5	12,0
6	11,1
7	10,0
8	9,0
9	8,6
10	8,1
11	7,4
12	7,0
14	6,0
15	5,3
20	5,3
25	5,2
30	5,2
35	5,2
40	5,2
45	5,2
50	5,2
54	5,2

16. IX. 1901.

Luft 16,0 °

0 m	12,7 °
1	12,5
2	11,3
3	11,2
4	11,2
5	11,2
6	10,8
7	10,5
8	10,2
9	9,0
10	8,7
12	7,5
14	6,5
15	6,0
16	5,0
18	5,0
20	5,0
25	4,8
30	4,7
40	4,7
50	4,7
55	4,6

16. IX. 1901 5 p.

Im Sonnenschein.

Luft 8,5 °.

Unter dem Fall[2])	5,8 °
0 m	11,8
0 40 m vor d. Münd.	11,3

17. IX. 1901 8 a.

Im Bergschatten.

Luft 5 °.

0 m	11,3 °
5	11,3

[1]) Beobachtungen von Herrn Prof. Dr. *Ed. Brückner*.

[2]) Berglibach.

17. IX. 1901 11 a.
Im Sonnenschein.

5 m	11,3 °
10	8,4
15	5,7
20	5,0
25	5,0
30	4,8

29. IX. 1901 11 a.
Im Sonnenschein.
Luft 14,4 °.

0 m	12,3 °

29. IX. 1901 1 p.
Im Sonnenschein.
Luft 14,4 °.

0 m	11,3 °
5	10,9
10	8,4
15	5,8
20	5,0
25	4,8
30	4,7
40	4,7
50	4,6
55	4,6

29. X. 1901 6 p.
Klarer Tag.
Im Bergschatten.
Luft 2,5 °.

0 m	6,8 °
5	7,0
10	7,0
15	5,8
20	4,9
25	4,8
30	4,6
40	4,6
50	4,6

30. X. 1901 9 a.
Klarer Tag.
Luft —1°.

0 m	6,6 °
1	6,8
2	7,0
3	7,0
4	7,0
5	7,0
6	7,0
7	7,0
8	7,0
9	7,0
10	7,0
11	6,9
12	6,9
13	6,6
14	5,9
15	5,5
16	5,1
17	5,0
18	5,0
20	4,9
25	4,8
30	4,6
40	4,6
50	4,6
52	4,6

29. XI. 1901 9 a.
Trüb, 30 cm hoch Schnee.
Luft —7°.

0 m	2,8 °
0,3	2,8
1	3,0
2	2,8
3	3,1
4	3,0

Am Westufer des Sees in der Bucht gemessen.

29. XI. 1901 10 a.
3 cm dickes Eis.
Luft —7 °.

0 m	1,0 °
0,30	1,3
1	1,6
2	2,0
3	2,6
4	3,1
5	3,3
6	3,3
10	3,5
15	3,6
20	4,0
25	4,3
30	4,4
35	4,5
39	4,5

21. I. 1902 10 a.
Mit einem Thermometer ausgeführt.
Trüb, tiefer Schnee.
Luft —7 °.

0 m	1,2 °
1	2,5
2	2,6
3	3,2
4	3,2
5	3,3
5	3,1 ??
10	3,3 ??
6	3,3
8	3,4
10	3,5
12	3,5
14	3,8
15	3,9
16	3,9
18,5	4,2
25	4,1
30	4,2
35	4,3
40	4,4
42	4,4
43	4,5
44,5	4,7

Anm. Das Thermometer wurde von mir mehrere Tage hintereinander mit dem bisher verwendeten verglichen und wies immer die gleiche Korrektion auf.

Da am 2. März der Quecksilberfaden nicht mehr regelmässig abriss, so möchte ich die mit Fragezeichen versehenen Temperaturen als fehlerhaft betrachten. Dagegen scheinen mir die übrigen Lotungen durch reichliche Kontrollmessungen verbürgt.

2. III. 1902.

Die Messung missglückte vollständig.

20. III. 1902 11 a.

Luft 2,5 °.

0 m	0,7 °
1	1,0
2	2,5
3	3,3
4	3,4
5	3,6
10	3,8
15	4,1
20	4,2
25	4,2
30	4,3
35	4,3
36	4,3
37	4,4
38	4,4

30. V. 1902 12 m.

6 Tage vorher noch ganz gefroren.

Luft 14 °, vormittags Sonnenschein, nachmittags Föhnsturm.

0 m 5,2 °, b. Berglibach 4,1 °—3,9 °, um 1 p. 5,1 °, um 4 p. 5,3 °, in der Bucht 9,5 °.

2 p. 1 m 5,0 °

2 m 4,9 °

5 m 4,8 °, um 1 p. 5 °.

10 m 4,7 °, um 1 p. 5,1 ° (nahe am Ufer am Boden), 10 m weiter im See 4,7 °.

15 m 4,5 °

20 m 4,2 °

30 m 4,1 °

35 m 4,2 °, Grund.

38 m 4,2 °, an anderer Stelle.

13. VII. 1902 3 p.

Am Vortage schön, morgens schön, nachmittags trüb.

Luft 15,4 °.

0 m	15,6 °
5	11,6
10	6,1
20	4,8
25	4,8
30	4,7
40	4,6
46	4,6
Berglibach beim Einfluss	6,3

13. VII. 1902 5 p.

Luft 14,4 °.

0 m	15,2 °
2	14,2
4	12,8
6	10,6
8	9,5
9	7,3
10	6,1
15	4,9

6. VIII. 1902 3 p.

Sonnig, nachmittags etwas bewölkt.

Luft 21 °.

0 m	16,9 °
2	13,2
5	11,6
10	9,6
12	8,6
14	5,3
15	5,1
20	5,1
30	5,0
40	4,8
50	4,7
53	4,7
Berglibach beim Einfluss	7,7

21. VIII. 1902 9 a.

Himmel bedeckt, Luft 16 °.

0 m	13,4 °
1	13,4
2	12,8
3	12,7
4	12,4
5	11,5
6	11,2
7	10,7
8	10,3
9	10,0
10	9,5
11	9,3
12	8,6
13	8,1
14	7,1
15	5,4
16	5,1
20	5,1
30	4,8
40	4,7
50	4,8
52	4,8
54	4,8
55	4,8

9. IX. 1902 3 p.

Klarer Himmel, Luft 15,4 °.

0 m	14,6 °
1	14,1
2	13,6
3	13,3
4	12,6
5	12,2
6	11,6
7	11,1
8	10,4
9	9,9
10	9,2
11	8,6
12	8,4
13	8,2
14	7,5
15	6,8
16	6,0
18	5,3
20	5,1
25	4,9
30	4,9
40	4,8
50	4,8
52	4,9
53 [1]	4,9

1) Zwischen Berglibach und Fründen in 53 m gelotet ergab 5,1 °.

23. V. 1904 1 p.[1])

Bei strömendem Regen.

0 m	10,5 °
5	6,0
10	4,5
38	4,4
43	4,4

1) Beobachtung von Herrn Prof. Dr. *Brückner*. Diese Beobachtungen sind in der nachfolgenden Diskussion und in den graphischen Darstellungen nicht berücksichtigt, da beide schon abgeschlossen waren.

Schilderung des Temperaturganges. Die Temperaturen der Wasseroberfläche sind, wie die Beobachtungsreihen aus den drei Sommern ergeben, im Sommer ziemlich hoch und einander sehr gleich. Sie erheben sich jedoch wohl kaum jemals über 17 °. Scharf setzen während dieser Zeit die höher erwärmten, selten mehr als 3 m mächtigen Schichten nach unten in sogenannten Sprungschichten ab. So bezeichnet man bekanntlich nach *Richter* diejenigen Schichten des Seewassers, die aussergewöhnlich rasche Temperaturabnahme, d. h. auf geringen Tiefenunterschieden grosse Temperaturunterschiede aufweisen. Die Serie vom 14. VIII. 1900 zeigt uns z. B. eine Sprungschicht zwischen 2 und 3 m Tiefe, die einen Temperaturunterschied von 2—3 ° vermittelt; auch am 27. VIII. 1901 tritt in 2—3 m Tiefe ein derartiger Sprung auf, während am 21. VIII. 1902 die erste, allerdings nur schwach ausgeprägte Sprungschicht in 4—5 m Tiefe zu finden ist. Bei diesen drei Reihen, wie auch bei der des 6. VIII. 1902, sinkt schon bei 6—10 m Tiefe die Temperatur auf etwa 10 °, um nun langsamer und meist ohne Sprungschichten bis etwa 15—20 m Tiefe auf 5—6 ° zurückzugehen. Die darunter lagernden Wasserschichten sind entweder ganz gleichmässig temperiert oder sie weisen nur Differenzen von Zehntelgraden in grossen Vertikalabständen auf. Die Temperaturlotungen vom August 1900, vom 27. VIII. 1901 und vom 9. IX. 1902 ergeben am Seeboden noch eine etwas höher als die Mittelschichten erwärmte Schicht; auch hier betragen jedoch die Differenzen nur Zehntelsgrade.

Im September 1901 hat die Oberflächentemperatur schon abgenommen; dagegen ist die Wasserschicht mit mehr als 6 ° etwas mächtiger geworden, die isothermische Fläche von 6 °

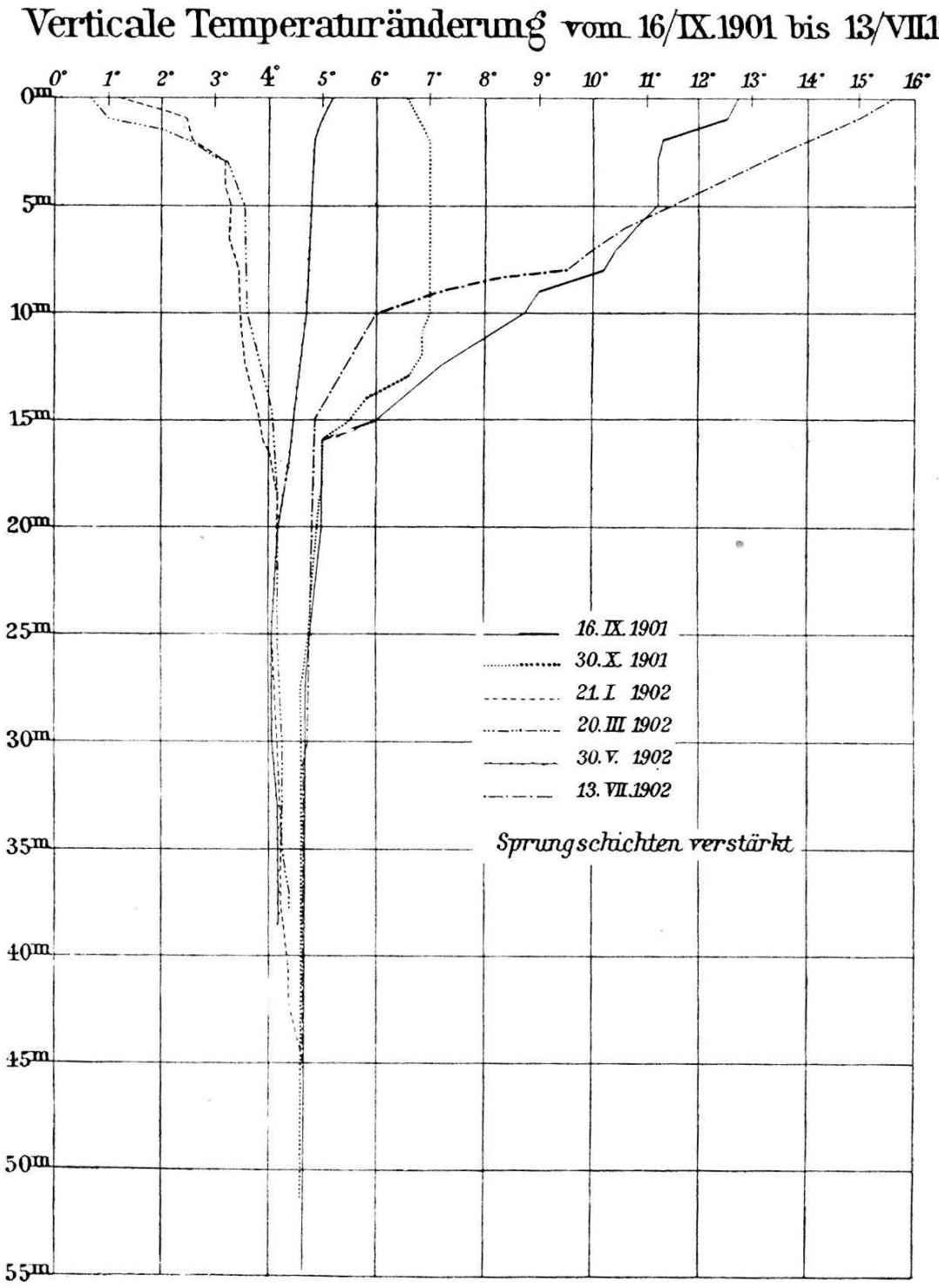

Verticale Temperaturänderung vom 16/IX.1901 bis 13/VII.1902.
0° 1° 2° 3° 4° 5° 6° 7° 8° 9° 10° 11° 12° 13° 14° 15° 16°
0m
5m
10m
15m
20m
25m
30m
35m
40m
45m
50m
55m
16. IX. 1901
30. X. 1901
21. I. 1902
20. III. 1902
30. V. 1902
13. VII. 1902
Sprungschichten verstärkt

Fig. 5.

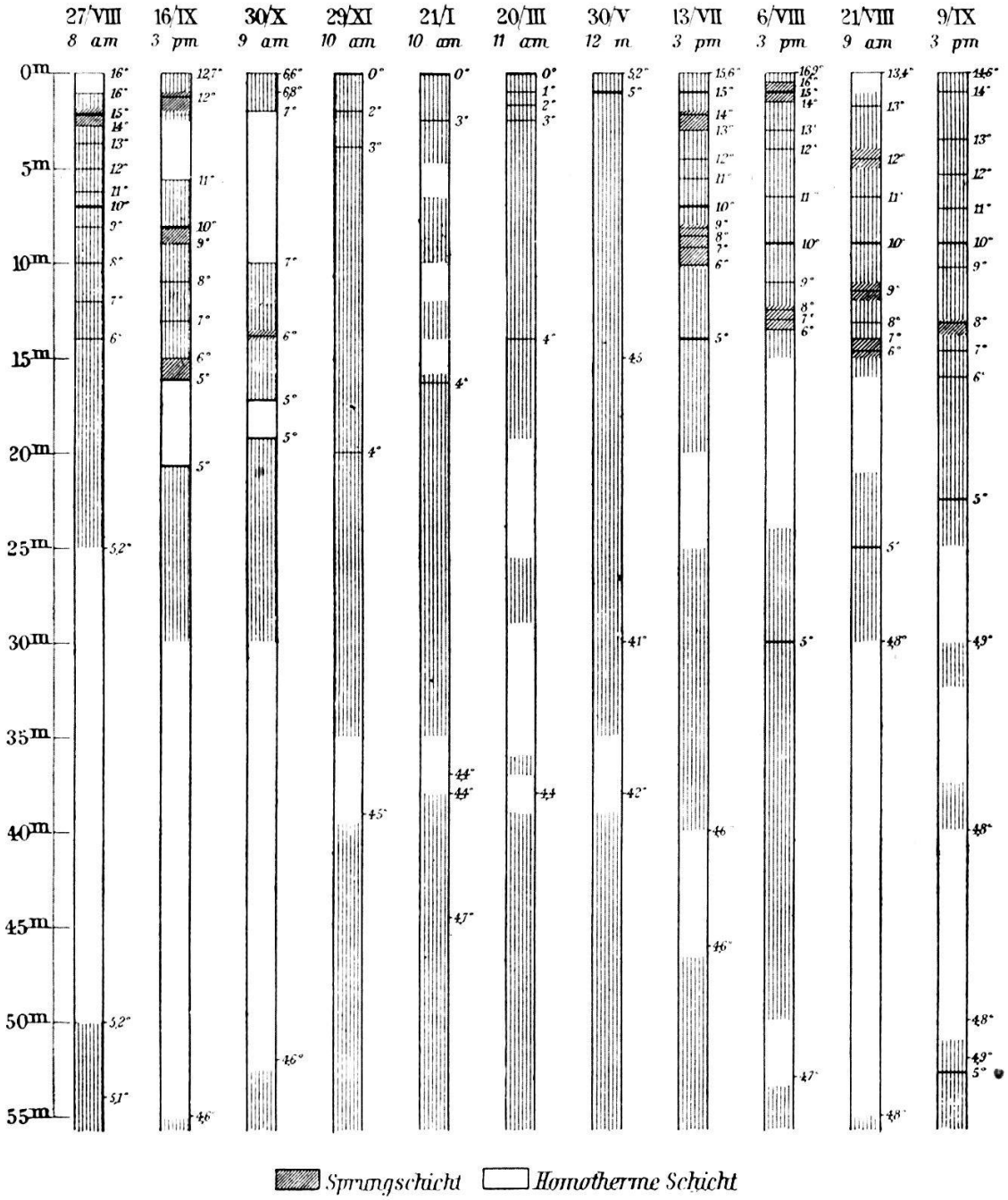

Tiefentemperaturen 1901/1902
27/VIII 8 am
16/IX 3 pm
30/X 9 am
29/XI 10 am
21/I 10 am
20/III 11 am
30/V 12 m
13/VII 3 pm
6/VIII 3 pm
21/VIII 9 am
9/IX 3 pm
0m
5m
10m
15m
20m
25m
30m
35m
40m
45m
50m
55m
Sprungschicht
Homotherme Schicht

Fig. 6.

also etwas tiefer gerückt.[1]) Am Boden des Sees bis etwa 20 m hinauf macht sich aber auffallenderweise eine zwar geringe, jedoch deutlich wahrnehmbare Abkühlung geltend. Das zeigt, dass die Abkühlung des Tiefenwassers ihre Ursache nicht in den Oberflächentemperaturen haben kann, sondern dass die Abkühlung von unten hinaufsteigt. Im Oktober beginnt auch von oben eine Abkühlung in die Tiefe zu schreiten, sie bringt grosse Schichten gleichmässig temperierten Wassers hervor; überhaupt beträgt am 30. X. 1901 die grösste Temperaturdifferenz des Oeschinensees lediglich 2,4 °.

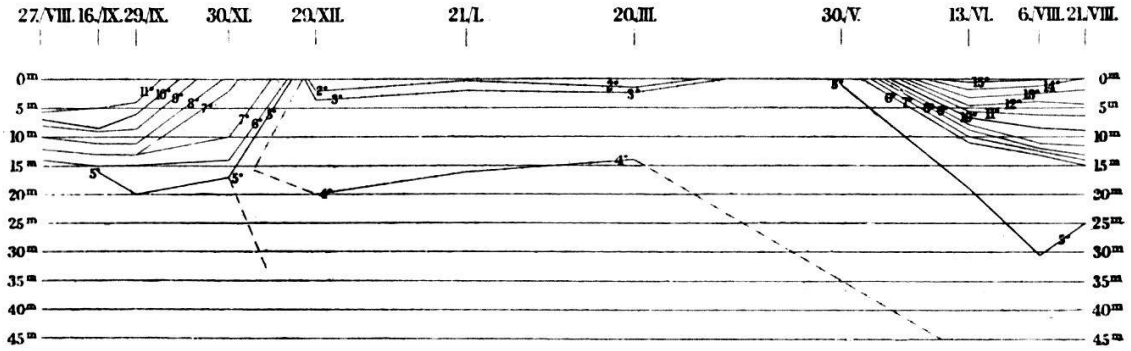


Fig. 7. Jahresperiode der Temperatur in verschiedenen Tiefen vom 27. VIII. 1901 bis 21. VIII. 1902.

Gelegentlich des Besuches vom 29. XI. 1901 fanden wir den See nahezu vollständig zugefroren, und zwar hatte das Zufrieren an der Ostseite begonnen. Während wir im Boote uns einen Weg durch die Eisdecke nach der Lotungsstelle bahnten, bildete sich auf dem noch offenen Seezipfel vor unseren Augen die Eisdecke aus hineinfallendem Schnee. Die Temperatur nahm von der Eisdecke aus, unter der + 1 ° Wärme herrschte, stetig bis zum Boden zu. Am Seeboden ergab die Messung 4,5 °. Die nächste Serie vom 21. I. 1902 konnte von der 35 cm dicken Eisdecke aus durchgeführt werden und zeigte keine wesentlich abweichenden Verhältnisse. Die oberste Wasserschicht bis 3 m Tiefe wies etwas höhere Temperaturen auf als bei der vorhergehenden Messung; auch zeigte sich in $44^1/_2$ m Tiefe eine ganz geringe Temperaturzunahme, die, den Temperaturmessungen der vorhergehenden Monate gegenübergestellt, sehr auffällt; ob sie reell ist, sei dahingestellt, da diese Serie mit dem neuen Thermo-

[1]) Siehe Fig. 7.

meter gewonnen wurde, das später versagte. Der Besuch vom 20. III. 1902 ergab eine Erwärmung der oberhalb 16 m Tiefe liegenden Schichten um einige Zehntelsgrade, die unter der Eisdecke erfolgte, während die Bodentemperatur noch um 0,1 ° gegesunken war. Am 30. Mai zeigte sich eine weitere Temperaturzunahme der oberen Schichten; die Bodentemperatur hatte hingegen abermals abgenommen und zwar um 0,2 °. Die Temperatur nimmt nicht mehr mit der Tiefe zu, sondern wir finden die höheren Wärmegrade in den oberen Wasserschichten. Die weiteren Temperaturlotungen vom 13. VII. 1902 ab ergaben lediglich das Bild der Temperaturschichtung vom vorhergehenden Sommer; die Wärmezunahme erfolgte im ganzen See, jedoch bei den Oberflächenschichten in unvergleichlich grösserem Masse als bei den in der Tiefe lagernden Wassermassen.

Bei diesem Temperaturgange während der Beobachtungsperiode fallen einige Tatsachen auf[1]):

1. *Die Abkühlung im Herbst setzt gleichmässig an der Oberfläche und in der Tiefe ein, während in den mittleren Schichten noch eine nach der Tiefe fortschreitende Erwärmung zu konstatieren ist.*
2. *Die Wassertemperaturen bleiben sich im Winter ausserordentlich gleich; unter der geschlossenen Eisdecke verändern sie sich fast gar nicht.*
3. *Am Ende des Winters tritt unter der geschlossenen Eisdecke eine Temperaturerhöhung ein, die allerdings nur Zehntelgrade beträgt, jedoch deutlich wahrnehmbar ist, während die untersten Schichten sich noch weiter abkühlen.*

Allgemeines über die Thermik der Seen. Ehe wir diese Tatsachen theoretisch zu erklären suchen, dürfte es sich empfehlen, wenigstens einige Bemerkungen über das allgemeine thermische Verhalten der Seen überhaupt voranzuschicken. *Forel* hat dasselbe in so schöner und erschöpfender Weise geschildert[2]), dass ich mich darauf beschränken kann, in der Hauptsache mich an seine Ausführungen anzulehnen.

Wärmestrahlung, Wärmeleitung und Mischung von Wassermengen verschiedener Temperatur sind die ausschlaggebenden

[1]) Siehe Fig. 6 S. 40.

[2]) Seenkunde S. 99.

Faktoren für den Temperaturgang der Seen. Besonders die Wärmestrahlung ist es, die von der Sonne direkt, von umgebenden Gehängen indirekt als Wiederstrahlung auf die Seeoberfläche einwirkt und hier die höheren Temperaturen in den oberen Wasserschichten verursacht.

Wärmestrahlung. So tief die Wärmestrahlen in das Wasser einzudringen vermögen, so weit reicht auch die direkte Erwärmung durch dieselbe. Umgekehrt findet aber auch Wärmeausstrahlung aus dem Seewasser statt. Dass Ein- und Austrahlung nicht in allzu grossen Tiefen wirkt, wurde ziemlich allgemein angenommen. Die neueren Beobachtungen an den ungarischen warmen Kochsalzseen [1]) zeigen in der Tat aufs deutlichste, dass die direkte Ausstrahlung aus mehr als 2 m Tiefe nur unbedeutende Wirkungen auszuüben vermag. In diesen Seen sind hochkonzentrierte Kochsalzlösungen von einer etwa 20 cm dicken Schicht süssen Wassers überlagert. Ein solches Becken ist tagsüber der Einstrahlung und nachts der Ausstrahlung ausgesetzt. Die Einstrahlung macht sich bis in die Kochsalzlösung hinab geltend, die unter deren Einfluss hohe Temperaturen annimmt. Die Ausstrahlung aber scheint ganz beschränkt auf die oberste süsse Schicht. Die darunter lagernde Soole kann ihres hohen spezifischen Gewichtes wegen nicht an die Oberfläche gelangen, sie bleibt in der Tiefe und behält jahraus jahrein hohe Temperaturen. Hieraus muss man schliessen, dass die Ausstrahlung hier kaum über 20 cm in die Tiefe reicht, während die Einstrahlung in tiefere Schichten sich geltend macht. Die Lotungsserie vom 30. IX. 1901 am Oeschinensee zeigt ebenfalls klar, dass die Ausstrahlung nur aus geringen Tiefen wirkt. Hier beträgt der Temperaturunterschied zwischen 1 und 2 m Tiefe 0,2 °. Bis etwa 1 m Tiefe hat hier das Wasser Wärme ausgestrahlt und diese Temperaturerniedrigung sich eingestellt, darunter jedoch nicht.

Dass die Einstrahlung in etwas grösserer Tiefe sich geltend macht als die Ausstrahlung, erklärt sich dadurch, dass bei der Einstrahlung auch helle Strahlen in Betracht kommen, für die das Wasser weit mehr diatherman ist als für langwellige dunkle Strahlen; ausgestrahlt werden dagegen ausschliesslich dunkle

[1]) *A. von Kalecsinsky*, Ueber die ungarischen warmen und heissen Kochsalzseen etc. Földtani Közlöny, 1901, *31*, 9.

Strahlen. Aber auch die Wärmeeinstrahlung macht sich nicht tief geltend. Das beweist schlagend ein anderer der ungarischen Kochsalzseen, dessen überlagernde Süsswasserschicht etwa 2 m dick ist. Hier verhalten sich die Temperaturen der gesamten Wassermasse, also auch der Kochsalzlösung, in der Tiefe wie in anderen Seen. Die Soole ist kaum merklich durch Temperaturunterschiede vom Süsswasser abgehoben. Es reicht also die Wirkung der Einstrahlung im wesentlichen nicht tiefer als 2 m; ihre Kraft wird schon in der obersten Schicht reinen Wassers von 2 m Mächtigkeit gebrochen.

Die Tiefe, bis zu der Ein- und Ausstrahlung wirksam sind, ist vor allem von der Klarheit des Wassers abhängig. In einem See wie der durch Gletscherwasser im Sommer stark getrübte Oeschinensee ist an Einstrahlung in Tiefen von mehr als 3—4 m nicht zu denken. Da die Oberflächenschichten wohl nur von der Einstrahlung ihre Wärme erhalten, so erklärt sich damit auch die geringe Mächtigkeit der auf 15 oder 16 ° erwärmten Schicht, die nur die obersten 2—3 m des Sees während der wärmsten Jahreszeit einnimmt. Damit decken sich auch die Beobachtungen vom 29. und 30. X. 1901, die ich hier nochmals anführe.

29. X. 1901	*6½ p. m.*	*30. X. 1901*	*8 a. m.*
0 m	6,8 °	0 m	6,6 °
5	7,0	1	6,8
		2	7,0
		3	7,0 etc.

Die Seeoberfläche hat sich vom Abend zum Morgen um 0,2 ° abgekühlt, die Abkühlung hat allerhöchstens bis 2 m gewirkt; dabei ist sie wahrscheinlich nicht einmal ganz der Ausstrahlung auf Rechnung zu setzen.

Wärmeleitung. Es lässt sich zwar nicht leugnen, dass auch die Lufttemperatur auf das Seewasser Einfluss auszuüben vermag, indem sie demselben durch Wärmeleitung Wärme zuführt oder entzieht. *Richter* [1]) hat jedoch nachgewiesen, dass die Wärmeabgabe der Luft durch Leitung an das Wasser verschwindend klein gegenüber dem Effekt der Strahlung ist. Wahrscheinlich ist die Wärmeleitung zwischen Luft und Wasser ebenso

[1]) Seestudien S. 33.

klein wie im Wasser selbst, obgleich Wasser noch der beste nichtmetallische Leiter[1]) ist. *Grissinger*[2]) nimmt zwar an, dass die Wärmeleitung im Weissensee in Kärnten im Laufe von 24 Stunden bis etwa 35 m Tiefe wirksam sei. Doch müssen meines Erachtens andere Ursachen zur Erklärung der von *Grissinger* beobachteten Fernwirkung herangezogen werden. Wenigstens sprechen die oben erwähnten ungarischen Kochsalzseen auf das entschiedenste gegen eine bedeutende Wärmeleitung im Wasser. Wir sahen dort Kochsalzlösungen von nur 20 cm dicken Süsswasserschichten überlagert. Wenn nun wirklich eine erwähnenswerte Wärmeleitung im Wasser existierte, so müssten die dortigen bis 60° warmen Soolen das darüberliegende Wasser durch Leitung erwärmen und sich selbst dabei abkühlen. Das geschieht aber nicht, sondern die Süsswasserschicht wirkt wie eine Haut als Abschluss gegenüber der Luft und erhält diese Seen auch im Winter warm, während sie selbst gelegentlich gefriert. Es findet also jedenfalls nur eine geringe Wärmeleitung im Wasser von der Kochsalzlösung zur süssen Wasserschicht statt, die erst in langen Zeiträumen eine erhebliche Erniedrigung der Temperatur der Tiefenschichten veranlasst.

Wärmemischung. Der dritte Vorgang, der für den Temperaturgang eines Sees von Wichtigkeit ist, die Mischung wärmerer und kälterer Wassermassen, ist wohl derjenige, der den Hauptanteil an der Erwärmung der Tiefen aller Seen hat. Bei stark erwärmter Seeoberfläche braucht nur ein stetiger Wind einzusetzen, und binnen einiger Zeit wird das warme Oberflächenwasser nach einem Ufer hingetrieben sein und dort in die Tiefe sinken, während hinter ihm das kühlere Tiefenwasser aufquillt; ein Vorgang, wie wir ihn im grossen an den Westküsten der Kontinente in der Passatregion, im kleinen z. B. am Genfersee beobachten können. Beim Oeschinensee habe ich keine Gelegenheit gehabt, dies ebenfalls zu konstatieren; doch zweifle ich nicht, dass die Erscheinung sich auch dort findet. Ausserdem tritt — und zwar auch bei kurze Zeit währenden Winden — eine Mischung der Wasserschichten verschiedener Tiefe infolge der Wellenbewegung ein. Die Rotation der einzelnen Wasser-

[1]) Nach *H. F. Weber*, Vierteljahrsheft der Nat. Ges. Zürich, 1879, *24*, 252, beträgt der Leitungskoeffizient des reinen Wassers 0,0745.

[2]) Tiefen- und Temperaturverhältnisse des Weissensees etc., S. 158.

teilchen wird dieselben je nach der Höhe der Wellen in immer grössere Tiefen bringen und so eine direkte Mischung der warmen Oberflächenschicht mit dem kühleren Tiefenwasser bewirken. Diese Tiefe kann unter Umständen recht beträchtlich sein. Herr Professor Dr. *Ed. Brückner* teilte mir z. B. mit, dass er am 25. August 1896 unmittelbar nach einem heftigen Sturm auf dem Brienzersee das Wasser bis zirka 20 m Tiefe — tiefer konnte nicht gemessen werden — gleichmässig temperiert fand, während unmittelbar vor dem Sturm eine scharfe Temperaturschichtung bestand. Bei der kurzen Dauer und der Richtung des Sturmes kam ein Hinwegtreiben der Oberflächenschicht nicht in Betracht, sondern nur die direkte Mischung an Ort und Stelle.

Besonders *Ed. Richter*[1]) hat über die Windwirkung einlässliche Untersuchungen angestellt: An warmen, sonnigen Tagen trat nach ihm infolge von Wind eine Abkühlung der Seeoberfläche ein; nachts ergab sich jedoch keine Temperaturänderung von Bedeutung selbst bei starkem Wind und Regen, während in klaren, ruhigen Nächten infolge Ausstrahlung immer eine Temperaturerniedrigung resultierte. *Richter* schliesst daraus: «Wind bei Tage kühlt den See ab, bei Nacht hält er ihn warm, in der Weise, dass der Wind tagsüber die Einstrahlung und nachts die Ausstrahlung verhindert.» Ich möchte die Abkühlung der Seeoberfläche in dem zitierten Falle eher der Mischung der stark erhitzten, dünnen Oberflächenschicht mit den darunter lagernden kühleren Schichten zuschreiben, die durch den Wind verursacht wurde. Es wäre sonst nicht zu erklären, dass die Temperatureniedrigung sofort nach Einsetzen des Windes erfolgen konnte. Eine geringe Verminderung der Einstrahlung infolge Wellenschlages wegen Zunahme der Reflexion[2]) ist zwar nachgewiesen, desgleichen die Wärme entziehende vermehrte Verdunstung dabei; immerhin ist auf diese Weise keine sofortige Temperaturänderung zu erklären. Ja, es fragt sich, ob die Wirkung des Windes an heissen Tagen nicht vielmehr als eine Wirkung im Sinne einer Wärmeaufspeicherung aufzufassen ist. Die in der Oberflächenschicht enthaltenen Wärmemengen werden durch Wellenschlag in die Tiefe befördert; wir haben also Wärmemischung vor uns und Erwärmung der Tiefenschicht auf Kosten

---

[1]) Seestudien S. 35.

[2]) *Soret*, Archives de Genève, IV, 1897, S. 461.

der höheren. Dadurch wird ein Quantum Wärme der Oberfläche, wo sie leicht durch Ausstrahlung verloren gehen kann, entzogen und in der Tiefe aufgespeichert. Für das behauptete Warmhalten der Seeoberfläche in der Nacht durch den Wind werden nur Abend- und Morgenbeobachtungen der Temperaturen angeführt, welche ergaben, dass ruhige, klare Nächte eine grössere Abkühlung aufwiesen als regnerische, windige Nächte. Es kommen jedoch dabei verschiedene Faktoren in Betracht. Bei Wellenschlag muss zunächst die Ausstrahlung infolge Vergrösserung der ausstrahlenden Fläche zunehmen. Allein feuchte Regenluft ist wiederum der Ausstrahlung ungünstig; so wird trotz des Wellenschlages die Ausstrahlung bei Wind und Regen wohl vermindert sein. Selbst wenn während der Nacht die Abkühlung einer Oberflächenschicht überwiegen sollte, so wird diese doch durch den Wind sofort wieder aufgehoben, da dieser die Oberflächenschicht mit den darunter lagernden wärmeren Schichten mischt, d. h. der Wärmeverlust verteilt sich auf eine dickere Wasserschicht als bei ruhigem Wetter und wird dadurch unmerkbar. Immerhin wären eingehendere Beobachtungen hierüber noch anzustellen. Neben diesen durch äussere mechanische Kräfte bewirkten Mischungsvorgängen laufen noch durch Convectionsströmungen veranlasste Mischungen nebenher, die durch Dichteunterschiede im Wasser verursacht werden.

Dichteunterschiede des Wassers bei Temperaturdifferenzen. Es ist bekannt, dass das Wasser bei verschiedenen Temperaturen verschiedene Dichte besitzt, gleiche Volumina desselben also bei verschiedenen Temperaturen verschiedenes Gewicht aufweisen. Reines Wasser hat seine grösste Dichte bei 4 ° Celsius [1]), während Wasser in festem Aggregatzustande als Eis mit einem spezifischen Gewichte von 0,92 auf dem Wasser schwimmt. Bringt man Wassermassen verschiedener Temperatur zusammen, so werden sie sich der verschiedenen Dichte gemäss anordnen, die leichteren auf den schwereren schwimmen. — Die Dichte des Wassers weicht immer mehr vom Werte 1 nach unten ab, je weiter sich die Temperatur von der des Dichtigkeitsmaximums (4 °) entfernt. Ich habe nun in der nachfolgenden Tabelle die Dichte des Wassers bei Temperaturen von 0 ° bis

[1]) Genauer bei + 3,95 °.

30 °, d. h. soweit sie für Seen in Betracht kommt, zusammengestellt [1]):

Temperatur	Dichte	Differenz	Bei einer Temperaturänderung von	Erhalten 1 kg Auftrieb
0 °	0,999 874			
		+ 0,000 056	1 ° auf 0 °	17 900 Liter
1 °	0,999 930			
		+ 0,000 040	2 ° » 1 °	25 000 »
2 °	0,999 970			
		+ 0,000 023	3 » 2 °	43 500 »
3 °	0,999 993			
		+ 0,000 007	4 » 3 °	143 000 »
4 °	**1,000 000**			
		— 0,000 008		
5 °	0,999 992		4 » 5 °	125 000 »
		— 0,000 023		
6 °	0,999 969		5 ° » 6 °	43 500 »
		— 0,000 038		
7 °	0,999 931		6 ° » 7 °	26 300 »
		— 0,000 053		
8 °	0,999 878		7 ° » 8 °	18 900 »
		— 0,000 066		
9 °	0,999 812		8 ° » 9 °	15 200 »
		— 0,000 081		
10 °	0,999 731		9 ° » 10 °	12 400 »
		— 0,000 090		
11 °	0,999 640		10 ° » 11 °	11 100 »
		— 0,000 110		
12 °	0 999 530		11 ° » 12 °	9 100 »
		— 0,000 120		
13 °	0,999 410		12 ° » 13 °	8 300 »
		— 0,000 130		
14 °	0,999 280		13 ° » 14 °	7 700 »
		— 0,000 150		
15 °	0,999 130		14 ° » 15 °	6 700 »
		— 0,000 150		
16 °	0,998 980		15 ° » 16 °	6 300 »
		— 0,000 170		
17 °	0,998 810		16 ° » 17 °	5 900 »
		— 0,000 180		
18 °	0,998 630		17 ° » 18 °	5 600 »
		— 0,000 190		
19 °	0,998 440		18 ° » 19 °	5 300 »
		— 0,000 200		
20 °	0,998 240		19 ° » 20 °	5 000 »
		— 0,000 220		
21 °	0,998 020		20 ° » 21 °	4 700 »
		— 0,000 220		
22 °	0 997 800		21 ° » 22 °	4 500 »
		— 0,000 230		
23 °	0,997 570		22 ° » 23 °	4 400 »
		— 0,000 240		
24 °	0,997 330		23 ° » 24 °	4 200 »
		— 0,000 260		
25 °	0,967 070		24 ° » 25 °	3 900 »
		— 0,000 260		
26 °	0,996 810		25 ° » 26 °	3 800 »
		— 0,000 270		
27 °	0,996 540		26 ° » 27 °	3 700 »
		— 0,000 280		
28 °	0,996 260		27 ° » 28 °	3 600 »
		— 0,000 290		
29 °	0,995 970		28 ° » 29 °	3 500 »
		— 0,000 300		
30 °	0,995 670		29 ° » 30 °	3 400 »

Die zweite Kolonne gibt an, um wie viel sich die Dichte des Wassers von Grad zu Grad ändert. Die Bedeutung dieser Zahlen ist sehr einfach. Da die Dichte das Gewicht eines Liters Wasser angibt, so geben diese Differenzen den Gewichtsunter-

[1]) *Kohlrausch,* Praktische Physik, Leipzig 1896, 8. Aufl., S. 463. Siehe auch Annalen der Chemie und Pharmacie (Liebigs), 1848, Bd. 64, S. 212.

schied zwischen zwei Litern Wasser, deren Temperatur um 1 ° differiert. Dieser Gewichtsunterschied ist gleichbedeutend mit dem Auftrieb, den das leichtere Wasser gegenüber dem schwereren besitzt. Noch besser wird der Auftrieb illustriert, wenn man aus diesen Gewichtsdifferenzen die Wassermenge berechnet, die jeweilig bei 1 ° Temperaturunterschied 1 kg Auftrieb hervorbringt. Die Berechnung geschah in der Weise, dass ich fragte: wie gross ist das Wasservolumen, das bei Erwärmung um 1 ° eine Volumenzunahme von 1 Liter hat? Die dergestalt gewonnenen Werte sind in Kolonne 4 und 5 der vorangehenden Tabelle wiedergegeben.

Wir ersehen aus der Tabelle, dass die Gewichtsdifferenzen für je ein Grad Temperaturerhöhung wachsen, je mehr sich die Temperatur über 4 ° erhebt, und zwar um so rascher, je weiter sich die Temperatur von der des Dichtigkeitsmaximums entfernt. Ein Liter Wasser von 4 ° hat ein Gewicht von 1 kg, ein Liter von 5 ° aber nur ein solches von 0,999 992 kg; letzteres ist also um 0,000 008 kg leichter. Ein Liter Wasser wiegt dagegen bei 19 ° 0,998 440 kg, bei 20 ° 0,998 240 kg. Beide haben also schon 0,000 240 kg Gewichtsdifferenz. Das gleiche gilt von den Temperaturen unter 4 °, nur dass das Wachsen der Gewichtsdifferenz bei 0 ° eine Grenze erhält, wenn man nicht die Gewichtsabnahme beim Uebergang in den festen Aggregatzustand als ein solches Wachsen auffassen will.

Da diese Gewichtsdifferenz nichts anderes ist als der Auftrieb, den eine bestimmte Wassermenge gegenüber einer anderen von gleichem Volumen, jedoch abweichender Temperatur besitzt, so ergibt sich die wichtige Tatsache: *Der bei einer Temperaturerhöhung um 1 ° auftretende Auftrieb ist um so grösser, je weiter die Temperatur des Wassers von der Temperatur des Dichtigkeitsmaximums abweicht.* In Figur 8 habe ich die Grösse des Auftriebes, der durch eine Temperaturdifferenz von einem Grad entsteht, durch eine Kurve dargestellt, indem ich die Temperaturen als Abszissen und die zugehörige Gewichtsdifferenz, die zwischen Wasser von dieser Temperatur und solchem von 4 ° besteht, oder kurz gesagt den Auftrieb von Wasser dieser Temperatur gegenüber Wasser von 4 ° als Ordinaten auftrug. Die Verbindung der so erhaltenen Punkte ergab dann die Auftriebskurve, die uns die Grösse des Auftriebs bei verschiedenen Temperaturen veranschaulicht. Bei einer gleichen Temperaturdifferenz

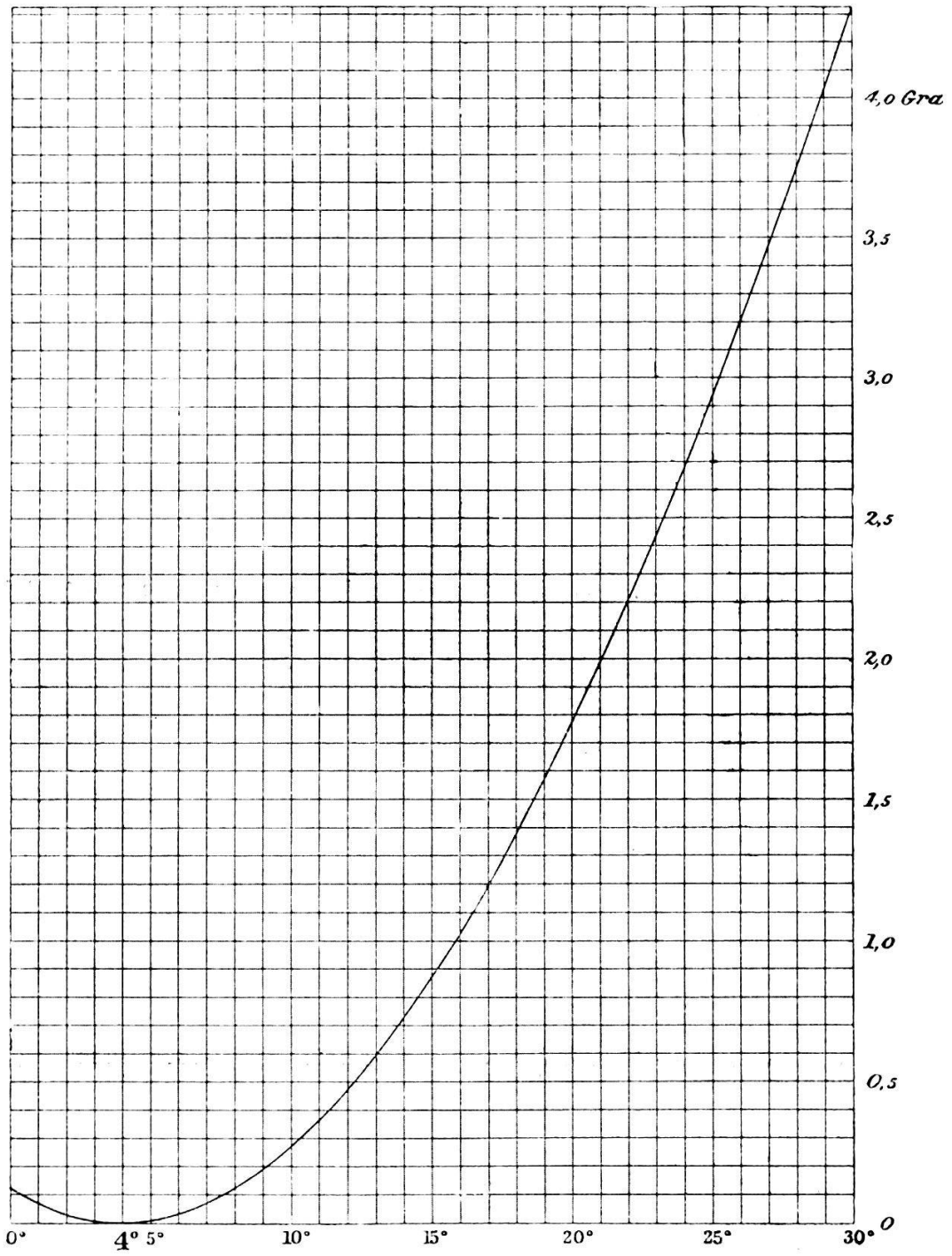


Fig. 8. Auftriebskurve.
Die Temperaturen wurden als Abszissen abgetragen; die Ordinaten geben an, um wie viel ein Liter Wasser von der betreffenden Temperatur leichter ist als ein Liter Wasser von 4 °.

besitzen Wassermassen in der Nähe von 4° einen schwächeren Auftrieb als bei höheren Temperaturen. Die Kurve verläuft bei 4° nahezu horizontal, während sie bei höheren Temperaturen immer steiler ansteigt.

Um einen Auftrieb von 1 kg hervorzubringen, müssen wir 125 000 Liter Wasser von 5° einer ebensolchen Masse von 4° gegenüberstellen; dagegen genügen bei Wassermassen von 19° und 20° schon 5000 Liter, um denselben Auftrieb hervorzubringen. Der Auftrieb ist also in letzterem Falle fünfmal so gross. Sind Temperaturunterschiede von wenigen Zehnteln von Graden in der Nähe des Dichtigkeitsmaximums vorhanden, so sind nur verschwindende Auftriebskräfte tätig. Die Convectionsströmungen verlaufen also äusserst langsam, weil der Auftrieb kaum genügt, die bei niederen Temperaturen grössere innere Reibung zu überwinden; anders dagegen bei gleich kleinen Temperaturdifferenzen bei höheren Temperaturgraden; sie werden des stärkeren Auftriebes wegen weit kräftigere Convectionsströmungen hervorrufen.

Temperaturschichtungen. Die Wassermassen verteilen sich auf die verschiedenen Tiefen eines Sees nach ihren verschiedenen Dichten. Die schwereren lagern unten, die leichteren oben. Da das Wasser bei 4° seine grösste Dichte besitzt, so wird meist in unserem gemässigten Klima diese oder eine wenig davon abweichende Temperatur am Boden tiefer Seen zu konstatieren sein. Darüber aber können entweder wärmere oder kältere Wassermassen lagern. Sind die oberen Schichten wärmer, so nennen wir nach *Forels* Vorgange diese Temperaturschichtung eine direkte[1]); nimmt dagegen die Temperatur mit der Tiefe zu, finden sich also Wassermassen von weniger als 4° obenauf, so haben wir eine indirekte[2]) Temperaturschichtung vor uns. So lange diese Temperaturschichtungen bestehen, können ohne äussere Einflüsse keine Strömungen auftreten.

Störungen der normalen Schichtung nach der Dichte. Untersuchen wir, welche Kräfte imstande sind, diese normale Schichtung zu stören und eine derartige Anordnung der Wassermassen hervorzubringen, dass Auftrieb entsteht, so können wir zunächst wiederum den *Wind* anführen. Derselbe kann gelegent-

[1]) Siehe z. B. die August- und September-Beobachtungen am Oeschinensee.

[2]) Siehe z. B. November und Januar; vergl. auch Fig. 5 S. 39.

lich Wassermassen geringerer Dichte in die Tiefen befördern, z. B. bei Windstau. Der Auftrieb lässt dieselben später, wenn die Windwirkung aufgehört hat, mit grösserer oder geringerer Geschwindigkeit aufsteigen, während gleichzeitig die schwereren Massen nach der Tiefe streben. Dabei vollzieht sich erstens eine Mischung des warmen mit kühlerem Wasser und zweitens tritt durch diese Mischung eine Verzögerung der Bewegung und eine Verminderung des Auftriebes ein; die Wassermassen gelangen schliesslich in Schichten, die die gleiche Temperatur besitzen wie sie selbst, besitzen dann keinen Auftrieb mehr und kommen zur Ruhe. Wind muss daher bei direkter Temperaturschichtung eine Erwärmung [1]), bei indirekter hingegen eine Abkühlung der Seetiefen bewirken.

Ein weiterer Vorgang, der speziell in der warmen Jahreszeit Mischung hervorruft, ist die *nächtliche Abkühlung* der Seeoberfläche. Durch Einstrahlung ist tagsüber eine Oberflächenschicht von gewisser Mächtigkeit erwärmt worden. Durch Abkühlung an der Seeoberfläche infolge Ausstrahlung bei mangelnder Einstrahlung, dann durch Leitung geben die Wassermassen nachts Wärme nach aussen ab, so dass ihre Temperatur sinkt; sie werden schwerer und sinken unter. Sie mischen sich dabei wohl bald mit Wasser von etwas höherer Temperatur, das unmittelbar unter ihnen liegt, und dieses Gemisch sinkt nun weiter, bis es auf Schichten stösst, die die gleiche Temperatur besitzen wie es selbst; gleichzeitig steigen wärmere Wassermassen, ebenfalls unter Mischung mit begegnenden kälteren, in die Höhe, um sich in Schichten einzuordnen, deren Dichte der ihren entspricht. Durch dieses Spiel auf- und absteigender Strömungen, deren Wasser sich dabei mischen, entsteht eine gleichmässig temperierte, sogenannte homotherme Schicht. Ihre untere Grenze — die sogenannte *Sprungschicht* [2]) — bildet mit einem Temperatursprung den Uebergang zu den kühleren Schichten in der Tiefe. Hört nun die abwechselnde tägliche Erwärmung und nächtliche Abkühlung für einige Zeit auf, wird diese Periode also z. B. durch andauerndes trübes Wetter unterbrochen, so herrscht die ganze Zeit Abkühlung der Oberflächenschichten vor; dadurch wird ein stetiges Niedersinken von Wassermassen

[1]) Siehe S. 46.

[2]) Siehe z. B. die Sprungschichten auf Fig. 6 S. 40.

und schnelleres Tieferschieben der Sprungschicht veranlasst. Tritt später wieder klares, warmes Wetter und in dessen Gefolge Erwärmung und Abkühlung in täglichem Wechsel auf, so bildet sich in den oberen Wasserschichten eine neue homotherme Schicht, die nach unten wiederum in einer Sprungschicht absetzt. Das kann während eines Sommers zur Bildung einer ganzen Reihe von Sprungschichten führen. Dazu ist noch zu bemerken, dass je intensiver Einstrahlung und Abkühlung in einer solchen Periode gewirkt haben, desto grösser die Temperaturunterschiede der Schichten sind, die die Sprungschicht scheidet. Diese Temperaturdifferenzen sind von See zu See verschieden. Die grössten Temperatursprünge zeigt eine Lotungsserie vom Bjeloje Osero.[1]) Da diese Reihe wenig bekannt ist, gebe ich sie ganz wieder; sie wurde im Juli—August 1898 gewonnen.

Tiefe	Temperatur	Differenzen	
0 m	23,8 °		
		— 0,3 °	
1	23,5		
		— 0,35	
2	23,15		
		— 0,15	
3	23,0		
		— 0,3	
4	22,7		
		— **3,5**	
5	19,2		
		— **4,6**	16,7 °
6	14,6		
		— **5,45**	
7	9,15		
		— **3,15**	
8	6,0		
		— 0,2	
9	5,8		
		— 0,8	
10	5,0		
		— 0,5	
11	4,5		
		— 0,25	
12	4,25		
15	4,1		
17	4,0		
50	4,5		

Wir sehen hier in einer Sprungschicht von 4 m Mächtigkeit 16,7 ° Temperaturunterschied vermittelt. Das zeigt uns eine sehr intensive Einstrahlung und Ausstrahlung an, wie wir sie in dem dortigen kontinentalen Klima auch bestätigt finden.[2])

[1]) *W. Leonov*, Die Seebecken der Flüsse Pry etc., S. 74.

[2]) Vergl. auch das absolute Maximum einer Sprungschicht im Betrage von 8,4 ° Temperaturunterschied auf 1 m am 8. VII. 1895 in *W. Halbfass*, Der Arendsee etc., S. 112.

Je länger die Abkühlung an der Oberfläche und damit auch dieses Spiel der Strömungen dauert, desto tiefer sinkt die Temperatur der homothermen Schicht[1]) und zugleich gewinnt die letztere an Mächtigkeit, indem sie in immer tiefere Schichten hinuntergreift. Die Sprungschicht verwischt sich dabei immer mehr. Je mächtiger nun diese homotherme Schicht wird, desto langsamer muss die weitere Abkühlung des Sees überhaupt vor sich gehen, weil sich der gleiche Wärmeentzug auf eine immer grössere Wassermasse verteilt. Schliesslich erreicht die homotherme Schicht die Tiefen des Sees, wo die ständige homotherme Schicht mit etwa 4° Temperatur jahraus jahrein lagert, und vereinigt sich mit derselben. So hat sich durch fortwährendes Niedersinken kühlerer, schwerer und Aufsteigen wärmerer, leichterer Wassermassen ein Zustand herausgebildet, bei dem der ganze See von oben bis unten 4°, d. h. die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums aufweist.[2])

Eine weitere Abkühlung kann nun nur noch an der Oberfläche des Sees vor sich gehen, d. h. so tief greifen, als Ausstrahlung und Wind in die Tiefe zu wirken vermögen. Eine Fortführung der Abkühlung in die Tiefe sollte nur durch Leitung erfolgen. In Wirklichkeit sehen wir nun aber bei vielen Seen die Abkühlung unter 4° sich bis in Tiefen von 50 und mehr Meter fortsetzen und dadurch die sogenannte indirekte Wärmeschichtung im See bis zu grösseren Tiefen herstellen. Zuweilen kann in den oberen Schichten bereits die indirekte, in den unteren noch die direkte Schichtung herrschen.

Für diese Tatsache sind mehrere Erklärungen versucht worden, die aber alle nicht recht befriedigen. Da an Convectionsströmungen infolge von Auftrieb bei diesem Zustande nicht zu denken ist, so wurde an ein Nachwirken derselben aus einer Zeit gedacht, wo sie schneller[3]) verliefen. Diese Nachwirkung sollte nunmehr kältere Wasserteilchen mit in Tiefen führen, die ihnen nicht zukommen. Nach dem, was wir vorher über die

---

[1]) Siehe Fig. 6 S. 40.

[2]) Vergl. z. B. die Lotung von *Späth* im Bodensee am 2. I. 1890, wo bis in 150 m Tiefe 4° nachgewiesen wurde (*A. Forel,* Die Temperaturverhältnisse des Bodensees), desgleichen auch die Lotung von *Zehden* am 9. I. 1895 in *Koch,* Die Temperaturbewegung des Gmundenersees etc. Siehe auch Fig. 6 S. 40.

[3]) *Ule,* Der Würmsee, S. 124.

Dichtigkeitsdifferenzen festgestellt haben, die doch die Convectionsströmungen bestimmen, ist das a priori recht unwahrscheinlich und angesichts des Betrages der innern Reibung physikalisch ausgeschlossen. Dazu kommt, dass die hier in Frage kommenden Seen im Winter sehr durchsichtig sind. Diese Durchsichtigkeit[1]) hängt mit dem in dieser Jahreszeit nachweisbaren Mangel an suspendierten Teilchen im Seewasser zusammen, lehrt aber zugleich auch die Abwesenheit von Strömungen. Wie nämlich *Spring*[2]) experimentell nachgewiesen hat (s. oben S. 27), kann die Durchsichtigkeit chemisch reinen Wassers auch schon durch Convectionsströmungen aufgehoben werden, die durch ganz geringe Temperaturdifferenzen verursacht sind. Da das Wasser der hier zum Vergleich herangezogenen Seen (des Vierwaldstättersees, des Genfersees, des Bodensees, sowie des Oeschinensees selbst) im Winter die blaue Farbe des reinen Wassers zeigt und durchsichtig ist, so muss man annehmen, dass weder Convectionsströmungen noch deren Nachwirkungen tätig sind, somit also auch die tiefgehende Abkühlung des Seewassers unter 4° damit nicht erklärt werden kann. Der Wind kann zur Erklärung so tief hinabreichender Abkühlungen unter 4°, wie sie z. B. im Bodensee und Zürichsee bis 120 m Tiefe beobachtet worden sind, auch nicht gut herangezogen werden. Somit bliebe nur die Leitung übrig, welche die Wärmeabfuhr nach aussen bewirken könnte. Aber auch diese Erklärung ist, nach dem was wir oben darüber angeführt haben, nicht gerade wahrscheinlich. Ich habe diesem Punkte bei meinen Beobachtungen am Oeschinensee besondere Aufmerksamkeit gewidmet und mich dabei vom geringfügigen Einflusse der Leitung überzeugt. Wenn man die beiden Lotungsreihen vom 29. XI. 1901 und vom 21. I. 1902 vergleicht, so fällt auf den ersten Blick die merkwürdige Uebereinstimmung derselben auf. Während der sieben Wochen, die zwischen beiden Beobachtungen verflossen waren, hatte andauernd strenge Kälte geherrscht, der See war dauernd zugefroren;

[1]) *Arnet,* Die Durchsichtigkeit des Wassers etc., S. 40.

[2]) *Spring,* Sur le rôle des courants de convection calorifique, etc.: Bei einer Dicke der Wasserschicht von 26 m genügte eine geringste Temperaturdifferenz von 0,57°, um diese Säule völlig undurchsichtig zu machen. Leider ist nicht gesagt, bei welcher Temperatur diese Differenz noch genügt und ob sich nicht bei gleichen Differenzen, aber verschiedenen Temperaturen Unterschiede ergeben.

auch alle Zuflüsse waren gefroren und versiegt, so dass kein Wasser in den See hinein gelangte. Wind konnte die Temperaturschichtung der Eisdecke wegen nicht stören, Einstrahlung kam des niedrigen Sonnenstandes wegen nicht in Betracht — der See liegt den ganzen Winter über im Schatten —, Ausstrahlung durch die Schnee- und Eisdecke ebenso wenig. So sehen wir denn während dieser sieben Wochen nur die Wärmeleitung wirken; ihre Leistungen sind aber, wie wir früher auch an anderen Beispielen gesehen haben, verschwindend klein. Der Wärmezustand ist bis etwa 15 m Tiefe, an der oberen Grenze der Wassermassen von der Temperatur des Dichtigkeitsmaximums, nahezu stationär geblieben, wie folgende Zahlen zeigen:

	29. XI. 1901	21. I. 1902
Lufttemperatur	—7 °	—7 °
Wasser in 0 m	1,0 °	1,2 °
» 1	1,6	2,5
» 2	2,0	2,6
» 3	2,6	3,2
» 4	3,1	3,2
» 5	3,3	3,3
» 6	3,3	3,3
» 10	3,5	3,5
» 15	3,6	3,8

Dieser Zustand änderte sich erst, als die Zuflüsse des Sees wieder ihre Tätigkeit begannen. Am 20. III. 1902 war der Oeschinensee noch mit Eis bedeckt, die Gletscherbäche jedoch schon aufgetaut. Oberhalb der Schicht mit 4 ° Temperaturen war die gesamte Wassersäule wärmer geworden, zwar nur um einige Zehntelgrade gegenüber der Messung vom 21. I. 1902, aber doch unverkennbar. Wir sehen aus diesen Beobachtungen deutlich: so lange kein Wasser von aussen dem See zufliesst, ändert sich die Temperatur nicht; sie sinkt selbst unmittelbar unter der Eisdecke nicht, wo doch bei Leitung vom Eise her Abkühlung eintreten sollte; ein Steigen der Temperatur macht sich dagegen in dem Moment geltend, wo Bachwasser eintritt. Auf Grund dieser Beobachtungen möchte ich geradezu die Abkühlung der Seen, wie des Bodensees, des Zürichsees etc., im Winter unter 4 ° auf Rechnung des *einfliessenden und sich mit dem Seewasser mischenden Wassers und nicht auf Rechnung der Leitung oder gar der Ausstrahlung setzen.*

Nach *Forster* [1]) besitzen die Flüsse Mitteleuropas im Winter eine Temperatur von 0—2 °. Dazu kommt, dass sie in dieser Zeit nur wenig Sedimente mit sich führen, wie direkt nachgewiesen ist. [2]) Erreicht solch ein Fluss nun einen See, der von oben bis unten etwa 4 ° aufweist, so kann sein Wasser sich wegen seiner geringeren Dichte nur in den oberen und mittleren Schichten des Sees ausbreiten, bezw. sich dort mit dem Seewasser von 4 ° mischen. Daher wird auch nur hier eine Abkühlung des Sees unter 4 ° eintreten, die allmählich von oben nach unten fortschreitet. Das Zufrieren des Sees an und für sich wäre dann ein selbständiges Moment, welches nur von der Oberflächentemperatur des Sees abhinge. [3])

Mit dem Eintritt wärmerer Witterung, etwa Ende März, erfolgt die Schneeschmelze; es werden nunmehr Mengen suspendierten Materiales [4]) mit in den See gebracht. Durch diese Flusstrübe erhöht sich das spezifische Gewicht des fliessenden Wassers und es kann sich nicht mehr an der Seeoberfläche ausbreiten, sondern sinkt mit zunehmendem spezifischem Gewicht in immer tiefere Schichten und wird nunmehr dort abkühlend wirken, da es als Schmelzwasser Temperaturen nicht allzu weit von 0 ° aufweist, während es doch seines Schlammgehaltes wegen die grössere Dichte von etwas wärmerem Wasser besitzt. Durch die Temperaturen der Lotungsserie vom 30. V. 1902 wird ein derartiger Vorgang sehr wahrscheinlich gemacht. Während am 20. III 1902 die Bäche zwar schon flossen, jedoch nur geringe Wassermengen führten und diese mit dem Oberflächenwasser mischten, brachte im Mai die schnellere Schneeschmelze von allen Seiten mit Detritus beladenes Wasser zu den Bächen. Der gesamte Zufluss lagerte sich demgemäss in den Seetiefen ab; diese, die vorher Temperaturen von 4,3 ° bis 4,4 ° aufwiesen, wurden dabei auf 4,1 ° bis 4,2 ° abgekühlt. Da die Temperatur des Hauptzuflusses, des Berglibaches, im Laufe des Tages schwankt, so wäre auch ein Untertauchen in verschiedene Tiefen nicht unwahrscheinlich. Mittags wies das Bachwasser 3,9—4,1 °, um

[1]) *Forster,* Die Temperatur fliessender Gewässer Mitteleuropas, S. 38.

[2]) *Arnet,* S. 93.

[3]) Die ungarischen Kochsalzseen frieren auch zuweilen zu, obgleich sie in den unteren Wasserschichten noch Temperaturen von 30 ° und mehr aufweisen.

[4]) *Arnet,* S. 93.

4 h. p. m. im Sonnenschein 5,3 ⁰ auf; unzweifelhaft herrschen aber während der Nacht geringere Temperaturen vor, etwa solche von 3 bis 3½ ⁰. Wenn trübe Wassermassen von so tiefer Temperatur untertauchen, müssen sie die tiefsten Schichten etwas abkühlen; denn sie sinken wegen ihres Schlammgehaltes, bis sie auf Wassermassen von gleicher Dichte stossen, die aber, weil klar, dem Dichtigkeitsmaximum näher, d. h. wärmer sind.

Indirekte Wärmeschichtung in der Tiefe während der warmen Jahreszeit. Mit der vorrückenden warmen Jahreszeit nimmt die Abschmelzung der Gletscher zu und die grösseren Wassermengen von höherer Temperatur bringen dann auch zunehmende Sedimentmassen mit sich. Hat das Wasser eine Temperatur von 6 ⁰, so entspricht doch das spezifische Gewicht, der Schlammführung wegen, dem von etwas kühlerem Wasser. Das Bachwasser sinkt daher bis in Tiefen, wo diese Temperatur herrscht, und mischt sich hier mit dem Tiefenwasser. So kann der Fall eintreten, dass der Zufluss auf das Tiefenwasser erwärmend wirkt, ja dass er sogar am Seeboden in einer beschränkt dicken Schicht etwas höhere Temperaturen hervorbringt als die unmittelbar darüberliegenden Schichten aufweisen.

Dieser Zustand ist in einer ganzen Reihe von Seen beobachtet worden; zu seiner Erklärung sind verschiedene Hypothesen aufgestellt worden, von denen jedoch nach dem früher erörterten nur eine in Betracht kommen kann. Wenn wir von den Fällen absehen, wo warme Quellen anzunehmen sind, so finden wir Wasser von etwas höherer Temperatur unter einer Schicht von 4 ⁰, d. h. indirekte Schichtung in der Tiefe in den meisten Fällen bei direkter Temperaturschichtung in den oberen Schichten des Sees, also im Sommer. Die Meereshöhe des Sees, seine Exposition und Tiefe sind allem Anschein nach unwesentlich; denn die erwärmte Tiefenschicht findet sich sowohl in Flachlands- als auch in Gebirgsseen; zuweilen fehlt sie, scheinbar ganz unmotiviert. Im Oeschinensee konnte Herr Prof. Dr. *Ed. Brückner* im August 1900 diese erwärmte Tiefenschicht konstatieren; im Jahre 1901 gelang mir das nicht, dagegen in einem Falle im Jahre 1902.

Zur Erklärung dieser abnormen Temperaturschichtung in der Tiefe ist mehrfach die Erdwärme herangezogen worden. Danach

sollte die Drängung der Geoisothermen [1]) unter dem tief eingesenkten Seeboden hier eine beschleunigte Wärmeleitung und so eine Erwärmung der tiefsten Schichten des Wassers verursachen; besonders sollte das in tiefen Hochgebirgsseen zutreffen. Es zeigt sich jedoch, wie wir eben erwähnten, dass höhere Bodentemperaturen sich auch in flacheren Seen im Flachlande [2]) finden; es ist gar kein gradueller Zusammenhang mit der grösseren oder geringeren Bodentiefe zu konstatieren. Wenn die Erdwärme wirksam wäre, so müsste sie als eine konstante Wärmequelle auch zum mindesten einigermassen konstante Temperaturen in den Seetiefen erzeugen. Das ist aber nicht der Fall; denn auch am Seeboden schwankt bei allen Seen die Temperatur, wenngleich nur um Zehntelgrade mit den Jahreszeiten.

Ziehen wir unsere Beobachtungen am Oeschinensee heran, so lassen sich diese ebenfalls nicht durch die Erdwärme erklären. In zwei Jahren (1900 und 1902) [3]) findet sich die wärmere Bodenschicht, 1901 dagegen nicht; auch das spricht gegen eine so konstante Wärmequelle wie die Erdwärme. Denn selbst wenn man annehmen wollte, dass die verkehrte Temperaturschichtung am Boden durch das im Winter rasch absinkende Wasser von 4° verwischt würde, so dass sie während dieser Jahreszeit nicht nachweisbar wäre, so müsste sie sich doch wenigstens jeden Sommer einstellen, wenn die Erdwärme — also eine konstante Wärmequelle — die Ursache wäre. Da das nicht der Fall ist, müssen wir eine andere Ursache zur Erklärung heranziehen.

Bereits oben habe ich darauf hingewiesen, dass eine Reihe von Umständen existieren, die ein Untertauchen von Flusswasser in verschiedene Tiefen der Seen wahrscheinlich machen. Festgestellt ist das für das Wasser der Rhone und das des Rheins, die beide kilometerlange unterseeische Rinnsale im Genfer- bezw. Bodensee erzeugt haben. Diese Rinnen lassen keinen Zweifel daran, dass das Flusswasser, mit Sedimenten beschwert, am Seeboden abwärts kriecht. Von manchen Flüssen wissen wir des weiteren, dass ihr Wasser beim Eintritt in den See zuweilen sich sofort zu den Tiefen senkt, zuweilen aber auch an

---

[1]) *Richter,* Seestudien, S. 69.

[2]) Siehe z. B. *Leonov,* S. 48.

[3]) Siehe die Beobachtungsreihen vom 13. VIII. 1901, 27. VIII. 1901 und 9. IX. 1902.

der Oberfläche bleibt.[1]) Da das spezifische Gewicht lediglich von Temperatur und Flusstrübe abhängig ist, so bestimmen diese auch die Einordnung des Wassers im See. Dazu kommt, dass gerade im Sommer, wo die indirekte Temperaturschichtung in den Tiefen der Seen auftritt, die Flüsse ausserordentlich viel Sedimente führen, so dass also die Möglichkeit des Untertauchens auch in dieser Beziehung gewährleistet ist. Kommt nun noch eine genügend hohe Flusswassertemperatur dazu, so scheint mir das Phänomen erklärt, damit aber zugleich das Fehlen der wärmeren Bodenschicht im Oeschinensee im Jahre 1901. Das kalte Nebel- und Regenwetter liess eine Erwärmung des Bachwassers im Jahre 1901 nicht zu, während in den beiden anderen Jahren die heisse Witterung in der Beobachtungszeit die Gletscherbäche stark erwärmte, so dass deren Wasser, durch die Sedimente beschwert, auch die Erwärmung der Bodenschichten bewirken konnte.

Jahresperiode der Temperatur. Betrachten wir nach diesen allgemeinen Erwägungen die S. 42 erwähnte Beobachtung: *Die Abkühlung im Herbst 1901 setzt gleichmässig an der Oberfläche und in der Tiefe ein; während sie jedoch von der Oberfläche aus immer tiefer reicht, kommt sie in der Tiefe sehr bald zur Ruhe.*[2]) Nach dem, was vorher gesagt, kann für die Abkühlung an der Seeoberfläche bis zu einer begrenzten Tiefe die Austrahlung bei mangelnder Einstrahlung unmittelbar in Betracht kommen. Mittelbar wird sie auch in grössere Tiefen wirken durch Hinabdrängen der unteren Grenze der homothermen Schicht. Vom 27. VIII. bis 16. IX. 1901 ist die Oberflächenschicht bis 6 m Tiefe abgekühlt, desgleichen insbesondere die Schichten von 20 m bis zum Grunde. Da die dazwischen liegenden Wassermengen sich im gleichen Zeitraum nur ganz wenig abgekühlt, teilweise sogar erwärmt haben, so kann man wohl die Ausstrahlung als Abkühlungsursache für die oberen Wasserschichten zur Erklärung heranziehen, für die Bodenschichten jedoch nicht. Die letzteren können nur durch untertauchendes Bachwasser abgekühlt worden sein. Dafür sprechen auch die Beobachtungen

[1]) *Arnet,* S. 93, beobachtete das an der Muotta beim Eintritt in den Vierwaldstättersee, Herr Prof. Dr. *Ed. Brückner* an der Lütschine beim Eintritt in den Brienzersee.

[2]) Siehe Fig. 7 S. 41.

vom 29. X. 1901. Ungefähr von diesem Termin ab liessen die Bäche der zunehmenden Kälte wegen in ihrer Wasserführung nach; lediglich Quellwasser flossen noch mit geringer Sedimentführung, so dass das wenige zufliessende Wasser, wenig beschwert, wenn überhaupt, nur in solche Tiefen absinken konnte, in denen eine der seinen gleiche Temperatur herrschte. So sehen wir denn, wie vom 29. X. bis etwa 29. XI. 1901 fast lediglich die Oberflächenabkühlung wirkt. Sie veranlasst immer grössere Wassermassen von 4 ° abzusinken, bis die umgekehrte Schichtung eintritt, wohl stark unterstützt durch Winde. Gleichzeitig wirkten wohl auch die Bäche für die Oberflächenschicht noch mit abkühlend, da sie infolge kälterer Witterung notwendigerweise kälteres Wasser führen mussten, so kalt (jedenfalls 1—2 °), dass es auf dem viergradigen Seewasser schwimmen musste.

Ende November ist der See nahezu völlig gefroren, die Bäche fliessen überhaupt nicht mehr. *Infolgedessen bleiben die Wassertemperaturen während des Winters fast konstant.* [1]) Die Eisdecke, wie der Mangel an Zuflüssen, schützt den See vor weiterer Abkühlung von aussen, während innerhalb des Sees die geringe Auftriebskraft der Wasserteilchen bei Temperaturen in unmittelbarer Nachbarschaft von 4 ° keine Convectionsströmungen aufkommen lässt. [2]) Da keine Temperaturänderungen vor sich gehen, so ist also auch die Wärmeleitung zu gering, um irgendwelchen Einfluss auszuüben. [3]) Die Anordnung der Wassermassen ist während des Winters 1901/02 von oben nach unten etwa wie folgt:

10 m	3,5 °	(leicht)
20 m	4,0 °	(schwer)
30 m	4,4 °	(leicht) [4])

Diese Anordnung wurde noch am 20. III. 1902 vorgefunden.

Mit der Schneeschmelze tritt eine Temperaturzunahme ein, die von oben nach unten greift, während die untersten Schichten sich

---

[1]) Siehe Fig. 7 S. 41.

[2]) Siehe S. 49.

[3]) Siehe S. 45.

[4]) Eine ähnliche Beobachtung gibt *Imhof* in: Ueber das Leben und die Lebensverhältnisse zugefrorener Seen. Desgl. *Koch*, Die Temperaturbewegung des Gmundenersees etc., S. 125, 135, 143 und 146. Desgl. *Halbfass*, Der Arendsee, II., S. 118.

ein wenig abkühlen.[1]) Für die in den oberen Schichten erfolgende Erwärmung kann sowohl der sich steigernde Zufluss der Bäche als auch die Einstrahlung verantwortlich gemacht werden; genau lässt sich das hier nicht sagen, da das Frühjahr die Zeit der Föhnstürme ist, also eine ziemlich häufige Mischung der oberen Schichten stattfinden wird. Hingegen ist die Abkühlung der Tiefenschichten von 30 m bis zum Grunde offenbar durch kalte, mit Sedimenten beladene Flusswasser zu erklären. Abkühlung durch Wärmeleitung kann nicht in Frage kommen. Es wäre wenigstens nicht einzusehen, warum dieselben Wassermengen, die während des ganzen Winters konstante Temperaturen aufwiesen, nun plötzlich in fünf Wochen sich abkühlen sollten, noch dazu während die darüberlagernden Schichten gleichzeitig höhere Temperaturen annehmen. Es ist mir eine Genugtuung, hier am Oeschinensee dieses Phänomen ganz zweifelsfrei auf dieselbe Weise erklären zu können, wie vor zirka 30 Jahren *Simony*[2]) dies am Traunsee, in grossen Verhältnissen also, tat. Er erklärte die Abkühlung der Bodenschichten dieses Sees als eine Wirkung des kalten untertauchenden Traunzuflusses.

Schlussfolgerungen. Wenn wir die hier erörterten Ergebnisse der Temperaturlotungen überblicken, so geht daraus hervor, dass für den Temperaturgang des grösseren Teiles der Wassermassen des Oeschinensees (d. h. also der tieferen Schichten) die Temperatur des zufliessenden, mit Sinkstoffen beschwerten Wassers ausschlaggebend ist. Wärme-Ein- und Austrahlung üben nur auf die oberste, ganz dünne Wasserschicht ihren Einfluss aus, jedenfalls aber auch hier zeitweilig stark unterstützt von den Bachwassern. Der Temperaturgang im Winter bestätigt des ferneren, was wir schon im allgemeinen Teil aus physikalischen Erwägungen gefolgert hatten, dass bei niederen Temperaturen — also um 4° herum — Convectionsströmungen so gut wie gar nicht existieren, und dass die Wärmeleitung für die Thermik der Seen kaum in Betracht kommt.

---

[1]) Siehe Fig. 7 S. 41.

[2]) *Simony,* Ueber die Grenzen des Temperaturwechsels etc., S. 436.

Messung des jährlichen Schlammabsatzes im Oeschinensee.

Messung des jährlichen Schlammabsatzes bezw. der Denudation. Behufs Messung des jährlichen Schlammabsatzes im Oeschinensee wurde am 23. August 1901 ein Kasten versenkt. Am 29. Oktober 1901 abends gehoben, zeigte sich, dass er eine ganz feine Schlammschicht von zirka 1,5 mm Dicke (in feuchtem Zustande gemessen) enthielt; am anderen Morgen wurde der Kasten wieder versenkt.

Der Kasten, aus genietetem, starkem Eisenblech, ist 50 cm breit und lang und 25 cm hoch. Um ihn vor Rost zu schützen bezw. um zu verhindern, dass dieser Rost von Einfluss sei auf die Zusammensetzung des Schlammes, wurde er in heissem Zustande mit Schellack überstrichen. Dieser Ueberzug hat sich recht gut bewährt. Bei Biegungen des Bleches blätterte der Schellack nicht ab; beim Heraufholen des Kastens zeigte sich, was zu erwarten war, an den Stellen ein starker Rost, wo ein Ueberzug nicht möglich gewesen oder wo er durch Anstossen verschwunden war. Es waren dies die äusseren Kanten des Kastens und die Löcher in dessen Wandungen, durch die der Kupferbügel geführt wurde. Ueber dem Kasten war eine Pyramide von Kupferdraht errichtet. Von jeder der vier Ecken ging ein Kupferdraht von 1 cm Dicke aus; sie vereinigten sich etwa 70 cm über dem Boden. Hier an der Vereinigungsstelle war ein starker Kupferring angebracht. An diesem wurde ein Bronzedraht von 3 mm Dicke und 80 m Länge, geprüft auf 800 Kilogramm Zugfestigkeit, angebracht und an diesem wiederum ein Siliziumkupferdraht befestigt (Dicke 1,25 mm, Länge zirka 350 m), geprüft auf 120 Kilogramm Zugfestigkeit. Der Bronzedraht von 3 mm Stärke dient zum Aufheben des Kastens; der dünnere stellt die Verbindung mit dem Ufer her und genügt, um den dickeren Draht aus dem Wasser zu ziehen.

Versenkt wurde der Kasten beide Male auf einer Mittellinie, die man sich vom grossen Spalt in der Lästerfluh nach dem Hotel Oeschinensee gezogen denkt, auf der Kreuzung mit der Verbindungslinie des grossen Steines in der NW-Ecke des Berglibachdeltas (Profilendpunkt 18) und einer markant vorspringenden Felskante am S-Ufer (zwischen Profilendpunkt 25 und 26). Da durch meine Lotungen die völlige Ebenheit des Seebodens

auf eine Strecke von 500 m in WE- und 400 m in NS-Richtung hin nachgewiesen ist, so dürfte selbst eine um 100 m veränderte Aufstellung kaum einen Unterschied in bezug auf Schlammabsatz ergeben. Der Kasten erreichte beide Male in zirka 54 m Tiefe den Grund. Dann wurden die Bronzedrähte verbunden, nach dem südlichen Ufer geführt und dort etwas seitwärts von der vorerwähnten [1]) Felsnase an einem Baum befestigt. Zur weiteren Sicherung wurde ein 1,5 cm dicker, eiserner Bolzen mit Porzellankopf in dem anstehenden Felsen einzementiert. Der Draht wurde nochmals gehoben und aus einer Tiefe von beiläufig 10—15 m zwei weitere Verbindungen (die eine nach dem Bolzen, die andere nach einem anderen Baume) mit dem Ufer hergestellt. Diese Drähte bestanden aus zähem, biegsamem Kupfer, da der Siliziumkupferdraht sich gegen Bruch und Biegung als zu spröde erwiesen hatte.

Bei meinem letzten Besuche im Winter, am 1. März 1902, zeigte sich, dass der Seespiegel sich ganz bedeutend gesenkt hatte. Die zirka 40 cm dicken und 3 auf 4 m breiten Eisschollen, die infolgedessen am Ufer gestrandet waren, hatten durch ihr Gewicht die drei Drähte zerrissen. Die Eisschollen lagen quer aufgetürmt am Ufer. Es erwies sich ferner, dass eine Lawinenbahn gerade auf diesen Punkt zuführte. Ein Ersteigen der steilen Uferwände war unmöglich, da das anstehende Gestein zerklüftet und äusserst morsch war. Somit war das einzige, was zur Sicherung des Kastens möglich erschien, dass wir an die Drahtenden, die aus den aufgetürmten Eisschollen herausragten, grössere Baumstämme befestigten. Ob diese erreichbaren Drahtenden zu den vom Ufer herabreichenden Drähten gehörten oder zu dem im Wasser liegenden Teile, konnten wir nicht feststellen. Als im Sommer der See aufgegangen war, da war von den zum Kasten führenden Drähten nichts mehr da und der Kasten also nicht mehr mit ihrer Hilfe zu finden. — Herr *A. de Quervain* versuchte am 8. August 1902 mit eigens dazu konstruiertem Anker das Kabel zu heben, was ihm jedoch trotz aller Mühe nicht gelang. — Bei meiner Ankunft am Oeschinensee am 22. August 1902 stellte ich zunächst fest, dass der eiserne Bolzen krumm gebogen war, der Porzellankopf zerschlagen (wahrscheinlich durch eine Lawine oder Steinschlag) und dass die zwei

[1]) Siehe Tafel II.

Baumstämme mit Drahtstücken ans Land getrieben waren. Ich schliesse daraus, dass die Stämme in der Tat nicht mit dem Kasten verbunden worden waren. Den ganzen 29. August und den 11. September suchte ich den Seegrund mit einem grösseren vierzackigen Anker, der sehr beschwert war, ab, um das Kabel zu heben. Es gelang nicht.

Es ist nicht unmöglich, dass der Kasten mit seinem Draht so tief in den Schlamm eingesunken ist, dass er vom Anker nicht erfasst werden konnte. Andernfalls könnte ich mir den absoluten Misserfolg beim Aufeggen des Seegrundes nicht erklären. Ein Diebstahl des Kupferkabels ist nach Lage der Dinge absolut ausgeschlossen.

Bei der Hebung im Oktober 1901 verfuhren wir mit grosser Vorsicht. Das im Kasten befindliche Wasser war infolgedessen für das Auge absolut klar. Der Bodensatz war nicht im mindesten aufgerührt, und so konnte ich so lange, bis dieser sich auch mitbewegte, das überflüssige Wasser abgiessen. Der Rest wurde sorgfältig umgerührt und in eine wasserdichte, mit Schellack überzogene Weissblechkiste geschüttet. Zu Hause angekommen, liess ich dies mehrere Tage ruhig stehen und sich klären, das überschüssige Wasser wurde dann wiederum abgegossen. Der Rest wurde in saubere Glasfläschchen gefüllt. — Der Schlamm war bei einer 500fachen mikroskopischen Vergrösserung noch nicht in seine Bestandteile aufzulösen.[1]) Es zeigten sich nur einzelne Nädelchen. Bei 700facher Vergrösserung liessen sich einige Süsswasseralgen erkennen. Eine genaue Untersuchung des Schlammes steht noch aus.

[1]) Ebenso *Heim,* Ueber Schlammabsatz im Vierwaldstättersee. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich. 1./2. Heft 1900.

Anhang.

Beschreibung der verwendeten trigonometrischen Punkte 4. Ordnung.

Hierzu 1 Cliché — Fixpunkte.

Für den Anschluss meiner 11 Signale an das kantonale Dreiecksnetz waren hauptsächlich wichtig die Signale:

141. Im Oeschinenholz, an der NE-Ecke des Oeschinensees, am Waldrand oberhalb des grossen, flachen Felsens, der sogenannten Schwimmplatte. Kantiger Signalstein. Seehöhe nach der kantonalen Vermessung 1583,68 m, 106 cm über dem Pegelnullpunkt Nr. 29.

166. Auf der Unteren Oeschinenalp, zirka 200 m W von den Hütten, auf dem linken Bachufer in der Verlängerung des unteren Weges.

159. Auf dem höchsten und weitest gegen den See vorspringenden Punkte der Lästerfluh.

155. Auf dem bewaldeten Vorsprung zwischen den Fründen und dem Hotel Oeschinensee auf einem oben ebenen Felskopf.

Auf allen diesen Punkten wurde der Theodolit aufgestellt und die Winkel nach allen sichtbaren Signalen gemessen. Auf Punkt I geschah das gleiche. Die Aufstellung des Instrumentes erfolgte dergestalt, dass eines der Signale als Nulllage des Fernrohrs benutzt wurde. Durch fortschreitendes Drehen in derselben Richtung wurden der Reihe nach alle sichtbaren Punkte anvisiert und die entsprechenden Winkel auf dem Limbus abgelesen, also eine sogenannte Satzbeobachtung ausgeführt.

Die Instrumentaufstellung fand in der üblichen Weise statt (vgl. die diesbezüglichen Vorschriften in *Bauernfeind,* Handbuch der Vermessungskunde, 2 Bände, Stuttgart, 7. Aufl. 1886, desgl. in *W. Jordan,* Handbuch der Vermessungskunde, 3. Bd., Stuttgart, 1890). Für Geodäten will ich noch auf das Werkchen von

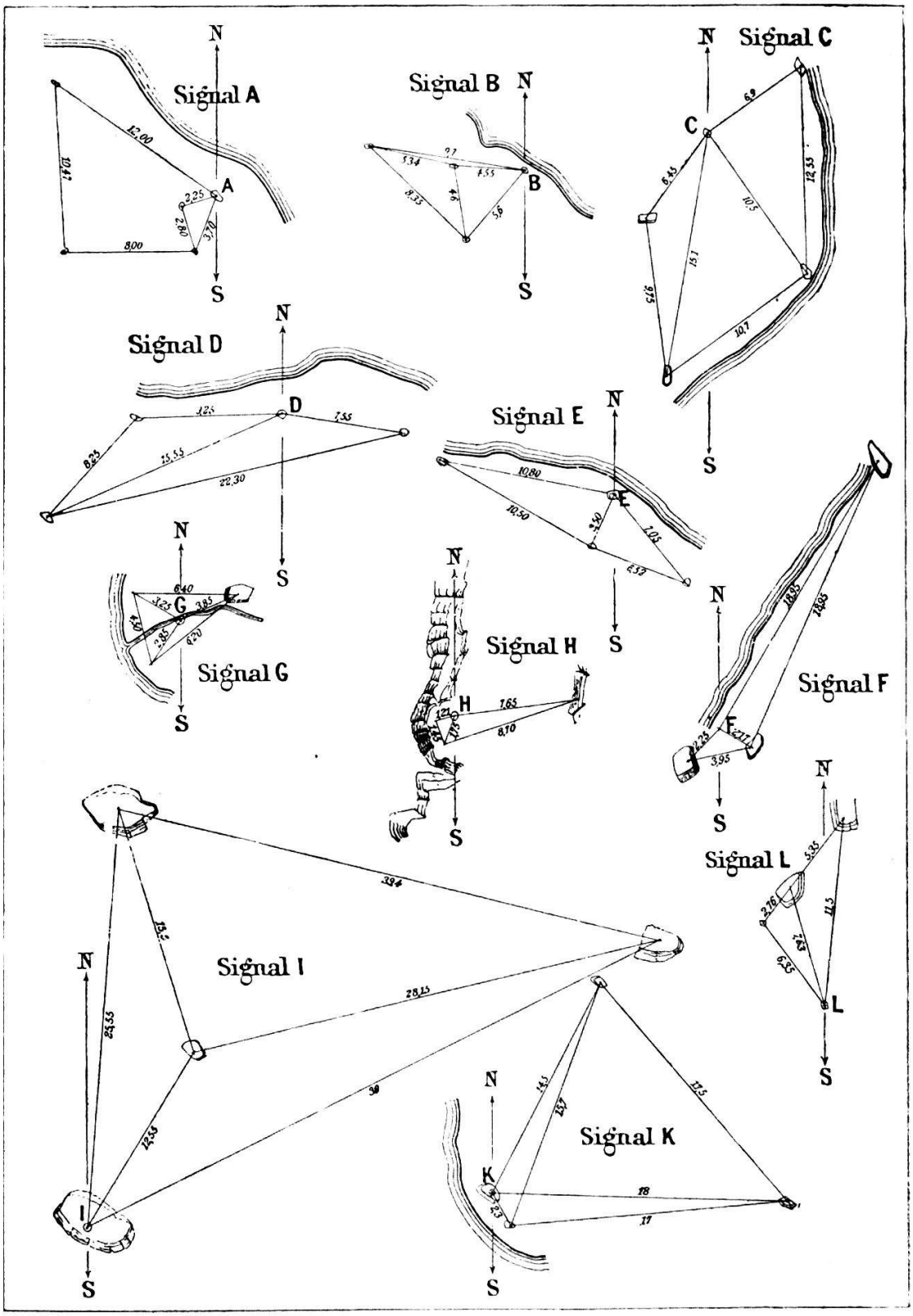


Fig. 9. Krokis der Signale mit ihren Versicherungen im Massstab 1 : 500.
Die Zahlen geben die Entfernungen in Metern an.

M. Rosenmund, Ingenieur, hinweisen: «Anleitung für die Ausführung der geodätischen Arbeiten der schweizerischen Landesvermessung», Bern 1898. — Auf Grund der hierin aufgestellten Vorschriften erfolgte die Winkelmessung, sowie ihre Rechnung. Es dürfte zu weit gehen, hier die vollständige Reihe der Beobachtungen, sowie ihre Rechnung mitzuteilen.

Meine Aufnahmefixpunkte sind folgendermassen verteilt: 3 Fixpunkte (A, B, C) auf dem flachen SW-Ufer; 2 (D, E) auf dem gleichfalls niedrigen SE-Ufer; 3 (F, G, H) an der Felswand, genannt Lästerfluh; 2 weitere (I, K) vor den beiden Wasserfällen der N-Seite und einer (L) auf der flachen Küste der NW-Bucht. — Für etwaige spätere Untersuchungen und Vermessungen folgt hier die genauere Beschreibung der Signale, sowie eine Abbildung derselben in Figur 9.

A. Auf einer Ausbiegung des flachen SW-Ufers, genau südlich vom Wasserfall bei K des gegenüberliegenden Ufers; das Hotel ist von hier aus gerade noch sichtbar. Höhe über dem Pegelnullpunkt zirka 0 m.

Auf einem Stein von			50 × 30 cm.
Versicherungskreuz 1[1])	auf einem	Stein von	40 × 30 »
» 2	»	»	40 × 60 »
» 3	»	»	40 × 20 »
» 4	»	»	30 × 50 »

B. Auf dem flachen SW-Ufer, zirka 100 m vor den Felsen, steht anscheinend im Bewässerungsgebiete eines Gewitterbaches. Die umherliegenden Steine zeichnen sich durch ihre frische Farbe aus. Das nach S sanft ansteigende Gelände ist unbewachsen. Höhe über dem Nullpunkt des Pegels 0 m.

Der Fixpunkt auf einem Stein von . . .			60 × 40 cm.
Versicherungskreuz 1	auf einem	Stein von	50 × 50 »
» 2	»	»	50 × 20 »
» 3	»	»	70 × 30 »

C. Auf dem flachen SW-Ufer, zirka 30 m von den Felsen. Nach E zu kann man gerade noch Signal *D* auf den Lawinenbahnen unter den Fründen sehen. Der Stein sieht nur mit der

[1]) Die Numerierung der Versicherungskreuze läuft stets vom Stein im NW des Fixpunktes beginnend in der umgekehrten Richtung des Uhrzeigers.

Oberfläche aus dem Boden heraus. Höhe über dem Pegelnullpunkte zirka 30 cm.

Der Fixpunkt auf einem Stein von . . . 50 × 50 cm.
Versicherungskreuz 1 auf einem Stein von 100 × 120 »
» 2 » » 200 × 120 »
» 3 » » 150 × 100 »
» 4 » » 120 × 80 »

D. Auf dem flachen SE-Ufer, *C* nach W längs den Felsen gerade noch sichtbar. Höhe über dem Pegelnullpunkt zirka 20 cm.

Der Fixpunkt auf einem Stein von . . . 60 × 50 cm.
Versicherungskreuz 1 auf einem Stein von 130 × 50 »
» 2 » » 150 × 80 »
» 3 » » 60 × 50 »

E. Auf dem flachen SE-Ufer, zirka 200 m vor der Schlucht. Höhe über dem Pegelnullpunkt etwa 0.

Der Fixpunkt auf einem Stein von . . . 50 × 40 cm.
Versicherungskreuz 1 auf einem Stein von 70 × 40 »
» 2 » » 60 × 70 »
» 3 » » 70 × 70 »

F. Genau nördlich der Schlucht auf einer Trümmerhalde unter der Lästerfluh, also auf einem Steinschlaggürtel. Höhe über dem Pegelnullpunkt etwa 0. Direkt am Wasser.

G. Unter dem grossen Spalt der Lästerfluh, auf anstehendem Gesteine im Bett des stets spärlich fliessenden Baches, 4 m vom Ufer. Hier bei feuchtem Wetter Steinschlag. Höhe über dem Nullpunkt des Pegels etwa 1 m.

Versicherungskreuz 1 auf einer Steinplatte von 100 × 70 cm.
» 2 auf anstehendem Gestein.
» 3 auf einer abwärts geneigten Felsplatte im oberen Bachbette.

H. Auf einem vorspringenden Felsen des NE-Ufers, auf anstehendem Gestein, etwa 100 m von den Staubbachfällen, direkt über dem Wasser. Höhe über dem Nullpunkt des Pegels etwa 3 m. Auf der vor dem Fixpunkte liegenden Felsplatte (anstehend) befinden sich zwei Versicherungen, die dritte auf dem rückliegenden, abfallenden Felsen.

I. Auf einem grossen, auffallenden Felsblock, 150 m westlich der Berglibachmündung, nahe dem Ufer, auf flachem Gelände.

Fixpunkt auf einem Stein von . . . 300 × 500 cm, 250 cm hoch.
Versicherungskreuz 1 auf einem Stein von 300 × 200 cm, 150 cm hoch.
» 2 » » 150 × 100 cm.
» 3 » » 400 × 300 cm, 250 cm hoch.

K. Auf einem grossen Felsen am Wasserrande unterhalb des Heuberg-Wasserfalles auf dessen Schuttkegel. Zur Instrumentaufstellung nicht geeignet.

Fixpunkt auf einem Felsblock von . . 250 × 100 cm, 200 cm hoch.
Versicherungskreuz 1 auf einem Felsblock von 75 × 50 cm.
» 2 » » 150 × 120 »
» 3 » » 150 × 100 »

L. In der flachen NW-Bucht unterhalb eines grossen Felsblockes, nahe dem Ufer. Höhe über dem Pegelnullpunkt etwa 40 cm.

Der Fixpunkt auf einem Taveyannazblock von 60 × 30 cm.
Versicherung 1 auf einem Stein von 50 × 50 cm.
» 2 » » 200 × 200 cm, 180 cm hoch.
» 3 auf einer Felsplatte von 200 × 200 cm.

Zum Schluss seien hier noch die Resultate eines Nivellements angefügt, das am 4. Oktober 1904 vom eidgenössischen hydrometrischen Bureau ausgeführt wurde, um die Lage der Punkte an der Lästerfluh, von denen aus der Wasserstand gemessen wurde, für alle Zeiten sicher zu legen. Ich möchte dem Chef des eidgenössischen hydrometrischen Bureaus, Herrn Ingenieur *J. Epper*, hierfür meinen besten Dank aussprechen. Das Endresultat für die Höhenlage des für meine Wasserstandsmessungen von mir benutzten Punktes Nr. 29 stimmt mit dem von mir gefundenen (S. 20) bis auf 3 mm überein. Um das Auffinden der Punkte für die Zukunft zu erleichtern, wurde die grosse eiserne Platte × O. S. gesetzt.

Resultate des Nivellements vom 4. X. 1904

ausgeführt vom eidg. hydrometrischen Bureau.

Bezeichnung der Punkte	Beschreibung der Punkte	Koten
	Schwimmplatte.	
× 141	*Trigonometrisches Signal.* Oberkante des Steins (Ausgangspunkt für die Bestimmung der Höhenlage von $\overset{B}{\odot}$ 649)	1583.680
$\overset{B}{\odot}$ 649	*Bronzebolzen* im Felsen an der seeabwärts gelegenen Seite	1582.333
	Seespiegel am 4. X. 04, $10^h\ 15_a$ = $\overset{B}{\odot}$ 649 — 0.272 = 1582.333 — 0.272 = ...	1582.061
	Seespiegel am 4. X. 04, $2^h\ 45_p$ = $\overset{B}{\odot}$ 649 — 0.292 = 1582.333 — 0.292 = ...	1582.041
	Senkung des Seespiegels in 270 Minuten	0.020
	Senkung des Seespiegels in 1 Minute	0.000074
	Schafschnur an der Lästerfluh.	
$\overset{B}{\odot}$ 29	*Bronzebolzen* im Felsen 352 m nördl. von der «Schlucht».	
	$\overset{B}{\odot}$ 29 = Seespiegel am 4. X. 04, $10^h\ 40_a$ + 0.565 = 1582.061 — 0.002 (Senkung des Seespiegels von $10^h\ 15_a$ — $10^h\ 40_a$) + 0.565 = 1582.059 + 0.565 =	1582.624
	$\overset{B}{\odot}$ 29 = Seespiegel am 4. X. 04, $2^h\ 05_p$ + 0.578 = 1582.061 — 0.017 (Senkung des Seespiegels von $10^h\ 15_a$ — $2^h\ 05_p$) + 0.578 = 1582.044 + 0.578 =	1582.622
	Mittel aus 2 Bestimmungen	1582.623
$\overset{B}{\odot}$ 18	*Bronzebolzen* im Felsen 351.80 m nördl. von der «Schlucht». (Bestimmt durch direktes Nivellement von $\overset{B}{\odot}$ 29 aus)	1583.968
× O.S.	*Eiserne Tafel* im Felsen 344 m nördl. von der «Schlucht».	
	× O. S. = Seespiegel am 4. X. 04, $1^h\ 45_p$ + 0.470 = 1582.061 — 0.016 (Senkung des Seespiegels von $10^h\ 15_a$ — $1^h\ 45_p$) + 0.470 = 1582.045 + 0.470 . . .	1582.515
	× O. S. = Seespiegel am 4. X. 04, $2^h\ 07_p$ + 0.472 = 1582.061 — 0.017 (Senkung des Seespiegels von $10^h\ 15_a$ — $2^h\ 07_p$) + 0.472 = 1582.044 + 0.472 . .	1582.516
	Mittel aus 2 Bestimmungen	1582.515₅
$\overset{B}{\odot}$ 648	*Bronzebolzen* im Felsen 208.50 m nördl. von d. «Schlucht».	
	$\overset{B}{\odot}$ 648 = Seespiegel am 4. X. 04, $10^h\ 37_a$ + 1.079 = 1582.061 — 0.002 (Senkung des Seespiegels von $10^h\ 15_a$ — $10^h\ 37_a$) + 1.079 = 1582.059 + 1.079 . .	1583.138
	$\overset{B}{\odot}$ 648 = Seespiegel am 4. X. 04, $2^h\ 12_p$ + 1.095 = 1582.061 — 0.018 (Senkung des Seespiegels von $10^h\ 15_a$ — $2^h\ 12_p$) + 1.095 = 1582.043 + 1.095 . . .	1583.138
	Mittel aus 2 Bestimmungen	1583.138

Benutzte bezw. eingesehene Literatur.

Von vornherein sei bemerkt, dass das vorliegende Verzeichnis auch nicht annähernd erschöpfend ist; immerhin mag es manchem, der über Seenkunde arbeitet, nützen. Abkürzungen nach dem Schema der Bibliotheca Geographica.

Seenforschungen im allgemeinen.

Agostini, G. de, Il Lago d'Orta. Torino, 1897.

Belloc, Le lac de Caillaou (H.-Pyr.). Ass. Franç., Besançon, 1893, 918—936.

— Nouvelles recherches lacustres faites au Port de Vénasque, etc. Ass. Franç., Besançon, 1893, 415—442.

Borodin, H. A., Ozero Čarchal [Der See —] (Ural Oblast). Izv. Imp. Russ. G. Ob., St. Petersburg, 1896, *33,* Nr. 4.

Damian, J., Der Molveno See in Tirol. Petermanns G. M., 1890, *36,* 262—270.

Delebecque, A., Les lacs français. Paris, 1898.

— Sur les lacs de la Roche de Rame (Hautes-Alpes), du Lauzet (Basses-Alpes), de la Roquebrussane et de Tourves (Var). C.-R. de l'Ac. des Sc., Paris, 1898, 1er sem., *126,* 1890—1891.

— Sur les lacs des Sept-Eaux (Isère) et de la Girotte (Savoie). C.-R. de l'Ac. des Sc., Paris, 1893, *1,* 700—702.

Duparc, L., Le lac d'Annecy. Arch. des Sc. physiques et naturelles, Genève, *31,* 1894.

Forel, F. A., Classification des bassins d'eau du type des lacs. B. de la S. Vaudoise des Sc. nat., Lausanne, 1894, *30,* N° 114.

— Contributions à l'étude de la limnimétrie du Lac Léman. B. de la S. Vaudoise des Sc. Nat., Lausanne, 1—3 séries, 1877, *14,* 1879, *15.*

— Die Schwankungen des Bodensees. 22. Heft d. Ver. f. Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung, Lindau i. B., 1893.

— Handbuch der Seenkunde. G. Handbücher v. Ratzel, Stuttgart, 1901.

— Le Léman. Lausanne, 1892, *1,* 1895, *2.*

Geistbeck, A., Die Seen der deutschen Alpen. M. d. Ver. f. E. Leipzig, 1885, 205—387.

Grissinger, K., Untersuchungen über die Tiefen- und Temperatur-Verhältnisse des Weissensees in Kärnten. Petermanns M., 1892, *38,* 153—158.

Halbfass, W., Beiträge zur Kenntnis der Seen der Lechthaler Alpen. Globus, Braunschweig, 1903, *83,* 21—23.

Halbfass, W., Der Arendsee in der Altmark. M. d. V. f. E. zu Halle a. S., 1896, 1—27. 1897, 93—130.

— Die noch mit Wasser gefüllten Maare der Eifel. V. d. Nat.-Historischen Ver. d. preuss. Rheinlande, 1896, *53,* 310—335.

— Tiefen- und Temperaturverhältnisse einiger Seen des Lechgebietes. Petermanns G. M., 1895, *41,* 225—233.

— Ueber einige Seen im Stromgebiete der Elbe. Arch. d. Ver. d. Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg, Güstrow, 1896, *50,* 154—160.

Hassert, K., Der Skutarisee. Globus, Braunschweig, 1892, *62,* 9—14.

Imhof, Othm. Em., Ueber das Leben und die Lebensverhältnisse zugefrorner Seen. M. der Aargauischen Nat. Ges., Aarau, 1891, Heft 6.

Keilhack, K., Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpommern. Jb. d. K. preuss. Geol. Landesanstalt für 1889, Berlin, 1889, Teil 2, 149—214.

Leonov, V., Ozera bassejna rr. Pry, Polja und Jamly v Rjazanskoj gubernii. (Die Seebecken der Flüsse Pry, Polja und Jamly im Gouvernement Rjazan.) Zemlevědenie, Moskau, 1899, *6,* N° 3.

Lorenz, J., Ritter von Liburnau, Der Hallstädtersee. Eine limnologische Studie. M. der k. k. G. Ges. in Wien, 1898, *16,* 1—218.

Lucenko, E. J., Něskol'ko nabljudenij nad ozerami v verchov'jach Dona. (Einige Beobachtungen über die Seen des oberen Don.) Zemlevědenie, Moskau, 1900, *7,* Nr. 2—3, 105—108.

Lullies, Studien über Seen. Jubiläumsschrift für die Albertus-Universität in Königsberg, 1894.

Mill, R., Bathymetrical survey of the English lakes. G. J. London, 1895, *6,* 46—73, 135—166. Sowie die neuesten Arbeiten von 1903/04.

Müllner, J., Die Seen am Reschen-Scheideck. G. Abh. v. Penck, *6,* Heft 1, Leipzig, 1900.

— Die Seen des Salzkammergutes. G. Abh. v. Penck, *6,* (Atlas d. österreich. Alpenseen, 1. Lief.), Leipzig, 1896.

— Die Seen des Salzkammergutes und die österreichische Traun. G. Abh. v. Penck, *6,* Nr. 1, Leipzig, 1896.

— Einige Erfahrungen und Wünsche auf dem Gebiete der Seenforschung. J.-Ber. des k. k. Maximilians-Gymnasiums in Wien für das Schuljahr 1902/03, Wien, 1903.

Pfaff, Fr., Einige Bemerkungen über die Tiefenbestimmungen von Seen. Z. d. D.-Ö. Alpenvereins, München, 1879, *10,* 166—169.

Peucker, K., Europäische Seen nach Meereshöhe, Grösse und Tiefe. G. Z., Leipzig, 1896, *2,* 606—608.

Revil, J., Les lacs de la Savoie. Chambéry, 1893.

Richter, Ed., Die Hochseen. Z. des D.-Ö. Alpenvereins, 1894, *25,* 21—30.

— Seenstudien. G. Abh. v. Penck, *6,* Nr. 2, Leipzig, 1897.

— Seen von Kärnten, Krain und Südtirol. G. Abh. v. Penck, *6* (Atlas d. österreich. Alpenseen, 2. Lief.), Leipzig, 1897.

Rippas, B. A., Směna vod v reliktovom ozerě Mogil'nom na ostrově Kil'dině. (Der Austausch von Wasser im Reliktensee Mogil'no auf der Insel Kildin.) Izv. Imp. Russ. G. Ob., St. Petersburg, 1897, *33,* Nr. 1.

Russel, J. C., Lakes of North-America. Boston und London, 1895.

Schjerning, W., Der Zellersee im Pinzgau. Z. der Ges. für E., Berlin, 1893, *28,* 387—392.

Sieger, R., Die Fortschritte der Seenforschung. Globus, Braunschweig, 1895, *67,* Nr. 5, 80—84.

Spindler und *A. von Sengbusch,* Čudskoe ozero. (Der Peipussee). Izv. Imp. Russ. G. Ob., St. Petersburg, 1896, *33,* Nr. 4.

Steck, Th., Die Wassermassen des Thuner- und Brienzersees. 11. J.-Ber. der G. Ges. Bern, 1891/1892.

Ule, W., Der praktische Wert der Seenforschung. Natur, Halle a. S., 1899, *48,* Nr. 41, 487.

— Der Würmsee. W. Veröffentlichungen des Ver. f. E. Leipzig, 1901, *5.*

— Die Seen des baltischen Höhenrückens. Das Ausland. Stuttgart, 1892, *65,* 673—676, 694—696, 710—713.

— Die Tiefenverhältnisse der masurischen Seen. Jb. d. K. Preuss. Geol. Landesanstalt für 1889, Berlin, 1889, Teil 3, 3—54.

— Die Tiefenverhältnisse der Ostholsteinischen Seen. Jb. des K. Geol. Landesanstalt für 1890, Berlin, 1890, Teil 3, 102—127.

— Die Mansfelderseen. M. d. Ver. f. E. zu Halle a. S., 1892, 199—204.

Wagner, P., Die Seen des Böhmerwaldes. W. Veröffentlichungen des Ver. f. E., Leipzig, 1899, *4.*

Wahnschaffe, F., Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. Jb. d. K. Preuss. Geol. Landesanstalt für 1887, Berlin, 1888.

Wetli, K., Die Bewegung des Wasserstandes des Zürichsees während 70 Jahren und Mittel zur Senkung seiner Hochwasser. Zürich, 1885.

Physikalische Eigenschaften der Seen und des Wassers.

(Siehe auch Seenforschungen und Vermischtes.)

Abegg, R., Ueber die Farbe der Meere und Seen. (Erweiterter Abdruck aus Nat. Rundschau, 1898, *13,* Nr. 14.) Braunschweig, 1898.

Agostini, G. de, Sulla Temperatura, Colorazione e Trasparenza di alcuni Laghi Piemontesi. Torino, 1895.

Arago, Ueber die Farbe des Meeres. Ann. der Physik und Chemie (Poggendorffs), Leipzig, 1838, 2. Reihe, *15,* 468—474.

Arnet, X., Das Gefrieren der Seen in der Zentralschweiz 1890/91 — 1895/96. M. d. Nat. Ges. Luzern, 1895/96, *1.*

— Die Durchsichtigkeit des Wassers, die Temperatur der Wasseroberfläche und einzelne Bestimmungen der Farbe des Seewassers im Luzernerbecken des Vierwaldstättersees 1894/97. M. d. Nat. Ges. Luzern, 1896/97, *2.*

Delebecque, A., Sur les réfractions extraordinaires observées au bord des lacs et connues sous le nom de Fata morgana. C. R. de l'Ac. des Sc., Paris, 1896, 2e sem., *123,* 387—389.

Drygalski, E. von, Zur Bestimmung der Meeresfarbe. Petermanns G. M. 1892, *38,* 286—287.

Eisbildung, Obrazovanie l'da v promežutočnych slojach morskoj vody. (Die — in Zwischenschichten des Meerwassers. Zap. po Gidrografii, St. Petersburg, 1899, *20,* 34—36.

Fol, H., et *Ed. Sarasin,* Pénétration de la lumière du jour dans les eaux du lac de Genève et dans celles de la Méditerranée. Arch. des Sc. physiques et naturelles, Genève, 1888, *19,* Nr. 5, 447—466.

Forel, A., Die Temperaturverhältnisse des Bodensees. 22. Heft d. Ver. f. Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung, Lindau i. B., 1893.

— Expériences photographiques sur la pénétration de la lumière dans les eaux du lac Léman. Arch. des. Sc. physiques et naturelles, Genève, 1888, *19, 6,* 548—549.

— La congélation des lacs suisses et savoyards, 1891. Arch. des Sc. physiques et naturelles, Genève, 1892, *27.*

— Sur la couleur des lacs. Arch. des Sc. physiques et nat., Genève, 1888, *19,* Nr. 2, 191—192.

— Thermique des lacs d'eau douce. C.-R. des Travaux de la S. Helvétique des Sc. Nat., *75,* 5—8. Arch. des Sc. physiques et naturelles, Genève, 1892, *28,* N° 10.

— Transparenz und Farbe des Bodensees. 22. Heft d. Ver. f. Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung, Lindau i. B., 1893.

Forster, Die Temperatur fliessender Gewässer Mitteleuropas. G. Abh. v. Penck, *5,* Nr. 4, Leipzig, 1894.

Hagenbach, Ed., Sur la polarisation et la couleur bleue de la lumière réfléchie par l'eau ou par l'air. Arch. des Sc. physiques et nat., Genève, 1870, *37,* 176—181.

Häpke, Warmwasserseen und heisse Salzteiche. Petermanns G. M., 1902, *48,* 189—190.

Hasenkamp, H. von, Die Farbe der natürlichen Gewässer. Gaea, 1898, *34,* Nr. 2, 86—98. A. d. Hydrogr. und Maritimen Met., Berlin, 1897, *25,* 432—442.

Kalecsinsky, A. von, Ueber die ungarischen warmen und heissen Kochsalzseen als natürliche Wärme-Akkumulatoren. Földtani Közlöny, *31,* 9, Budapest, 1901.

Koch, G. A., Die Temperaturbewegung des Gmundner- oder Traunsees und Traunabflusses im Winter 1894—1895. M. d. k. k. G. Ges. Wien, 1895, *38,* Nr. 2, 119—150.

Langenbeck, R., und *Hergesell,* Die Temperaturverhältnisse des Weissen Sees bei Urbeis. G. Abh. aus Elsass-Lothringen, Strassburg, Nr. 1, 170.

Langenbeck R., Ueber die Bildung der Sprungschicht in den Seen. Petermanns G. M., 1893, *39,* 122—124.

Linsbauer, Die Lichtverhältnisse des Wassers. V. der Zool.-botan. Ges. Wien, 1898, 167—170.

Müllner, J., Die Temperaturverhältnisse der Seen des Salzkammergutes. 23. J.-B. der kk. Staats-Oberrealschule, Graz, 1895.

Murray, J., On the effects of winds on the distribution of temperature in the sea-and fresh-water lochs of the West of Scotland. The Scottish G. Mag., Edinburgh, 1888, *4,* N° 7, 345—365.

Richter, Ed., und *K. Schuh,* Das Gefrieren der Seen. Petermanns M., 1901, *47,* 57.

Richter, Ed., Die Temperaturverhältnisse der Alpenseen. V. des 9. D. G. Tages, Wien, 1891, *9,* 189—197.

Sáringer, J., Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Temperaturverhältnisse. Wien, 1901, *1,* Teil 1, Sektion 1.

Simony, Fr., Ueber die Grenzen des Temperaturwechsels in den tiefsten Schichten des Gmundnersees und Attersees. S.-Ber. der Math.-Nat. Klasse der K. Ak. d. W., Wien, 1875, *71,* 1. Abt., 429—440.

Soret, C., Influence des vagues sur la lumière réfléchie par une nappe d'eau. Arch. des Sc. physiques et naturelles, Genève, 1897.

Soret, J. L., Sur l'illumination des corps transparents. Arch. des Sc. physiques et nat., Genève, 1870, *37,* 129—175.

— Sur la polarisation de la lumière bleue de l'eau. Arch. des Sc. physiques et nat., Genève, 1869, nouvelle période, *35,* 54—57.

— Sur la polarisation de la lumière de l'eau. Arch. des Sc. physiques et nat., Genève, 1870, *39,* 352—367.

Spring, W., La couleur des eaux. B. de l'Ac. R. des Sc., des Lettres et des Beaux-arts de Belgique, Bruxelles, 1883, *52,* 3e série, t. 5, 55—84.

— Sur le rôle des courants de convection calorifique dans le phénomène de l'illumination des eaux limpides naturelles. B. de l'Ac. R. des Sc., des Lettres et des Beaux-arts de Belgique, Bruxelles, 1896, *66,* 3e série, t. 31, 94—98.

— Sur l'origine des phénomènes de coloration de l'eau de la mer et de l'eau des lacs. B. de l'Ac. R. des Sc., des Lettres et des Beaux-arts de Belgique, Bruxelles, 1886, *55,* 3e série, t. 12, 814—857.

— Ueber den einheitlichen Ursprung der blauen Wasserfarbe. Mineralogisches Jb., 1898, 99—105.

Tyndall, J., Sur la couleur du lac de Genève et de la Méditerranée. Arch. des Sc. physiques et nat., Genève, 1870, *39,* 343—351.

Ule, W., Beitrag zur physikalischen Erforschung der baltischen Seen Forschungen zur D. Landes- und Volkskunde, Stuttgart, 1899, *11,* Nr. 2, 21—71.

— Die Bestimmung der Wasserfarbe in Seen. Petermanns M., Gotha, 1892, *38,* 70—71.

— Zur Physik der Binnenseen. 3. Die Temperaturverhältnisse des Wassers. Natur, Halle a. S., 1898, 47, 595—596, 604—606.

Ule, W., Zur Physik der Binnenseen. 2. Die Farbe des Wassers. Natur, Halle a. S., 1898, *47,* 184—185.

— Zur Physik der Binnenseen. 1. Die Durchsichtigkeit des Wassers. Natur, Halle a. S. 1898, *47,* 163—165.

Weber, H. F., Untersuchungen über die Wärmeleitung in Flüssigkeiten. Vierteljahrsheft der Naturforschenden Ges. Zürich, 1879, *24.*

Wittstein G. C., Beobachtungen und Betrachtungen über die Farbe des Wassers. S.-Ber. der K. Bayerischen Ak. der W. zu München, 1860, 603—624.

Vermischtes.

Bachmann, J., Die Kander im Berner Oberland. Bern, 1870.

Bauer, Herm., und *Herm. Vogel,* Mitteilung über die Untersuchung von Wasser- und Grundproben aus dem Bodensee. Jahresheft des Ver. für vaterländische Naturkunde in Württemberg, 1892, *48,* 13—21.

Billwiller, R., Die geographische und jahreszeitliche Verteilung der Regenmengen in der Schweiz. Schweiz. Z. für Forstwesen, Bern, 1897, Heft 6 und 7.

Brückner, Ed., Der Gletscherabbruch an der Altels im Berner Oberland vom 11. September 1895. Himmel und Erde, Berlin, 1895, *8,* 57—72.

Delebecque, A, et *L. Duparc,* Composition des eaux du lac de Bourget et de quelques autres lacs du Jura et du Dauphiné. Arch. d. Sc. physiques et naturelles, Genève, 1892, *28,* N° 11.

— Composition des eaux et des vases de différents lacs de Savoie et du Jura. Arch. d. Sc. physiques et naturelles, Genève, 1892, *27,* N° 5.

Delebecque, A., Influence de la composition de l'eau des lacs sur la formation des ravins sous-lacustres. C.-R. de l'Ac. des Sc., Paris, 1896, 2e sem., *123,* 71—72.

— Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires. Arch. des Sc. physiques et naturelles, Genève, 1896, *32,* N° 1, 485—487.

— Sur la composition des eaux de la Dranse, du Chablais et du Rhône à leur entrée dans le lac de Genève. C.-R. de l'Ac. des Sc., Paris, 1894.

— Sur la variation de la composition de l'eau des lacs avec la profondeur. C.-R. de l'Ac. des Sc., Paris, 1893.

— Sur la variation de la composition de l'eau des lacs avec la profondeur et suivant les saisons. C.-R. de l'Ac. des Sc., Paris, *118,* 612—615.

— Sur le carbonate de chaux de l'eau des lacs. C.-R. de l'Ac. des Sc., Paris, 1895, *120,* 790—792.

Delebecque, A., et *A. Le Royer,* Sur le gaz dissous au fond du lac de Genève. C.-R. de l'Ac. des Sc., 1895.

Duparc, L., et *A. Delebecque,* Sur les eaux et les vases des lacs d'Aiguebelette, de Paladru, de Nantua et de Sylans. C.-R. de l'Ac. des Sc., 1892, *114,* 984—987.

Fellenberg, Dr. *von,* Dr. *Kissling,* Dr. *Schardt,* Lötschberg- und Wildstrubeltunnel. Geologische Expertise. M. der Nat. Ges. in Bern für 1900, Bern, 1901.

Forel, A., Comparaison du débit moyen annuel du Rhône à Genève avec la hauteur moyenne annuelle de l'eau météorique. B. de la S. Vaudoise des Sc. naturelles, Lausanne, *10.*

Heim, A., Der Schlammabsatz am Grunde des Vierwaldstättersees (Geologische Nachlese, Nr. 10). Vierteljahrsheft der Naturforschenden Ges. in Zürich, 1900, *45,* 164—182.

Hörnlimann, Ueber Seetiefenmessungen. Schweizer Bauzeitung, Zürich, 1886, *7,* Nr. 19, 121—124, Nr. 20, 127, 130, Nr. 21, 133—134.

Hydrometrische Beobachtungen, Graphische Darstellungen der Schweizerischen — und der Lufttemperaturen und Niederschlagshöhen für das Jahr 1901—1902. Bern, 1902 und 1903.

Liez, H., Die Verteilung der mittleren Höhe in der Schweiz. J.-Ber. der G. Ges. von Bern, 1903, *18.*

Martel, A., et *A. Delebecque,* Sur les scialets et l'hydrologie souterraine du Vercors (Drôme). C.-R. de l'Ac. des Sc., Paris, 1896, 2^{e} sem., *123,* 847—850.

Mill, R., The Clyde sea area. T. of the R. G. S. of Edinburgh, *36* und *38.*

Möller, Wasserklärung durch Absetzen. (Nach J. A. Seddon). Schillings Journal f. Gasbeleuchtung und Wasserversorgung, 1890.

Penck, A., Zur Bestimmung von Abflussmengen aus Flussgebieten. Z. f. Gewässerkunde, Leipzig, 1899, *2,* 67—81.

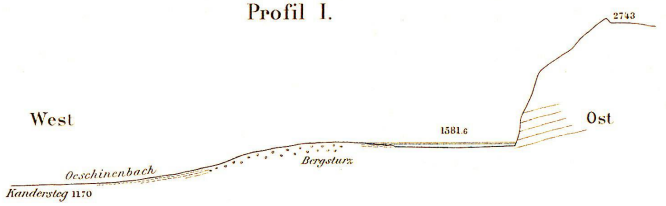
Schmidt, E., Die Temperaturverhältnisse in der Aare bei Bern. J.-Ber. der G. Ges., Bern, 1896, *16.*

Steck, Th., Die Denudation im Kandergebiet. 11. J.-Ber. d. G. Ges. Bern, 1891/1892.

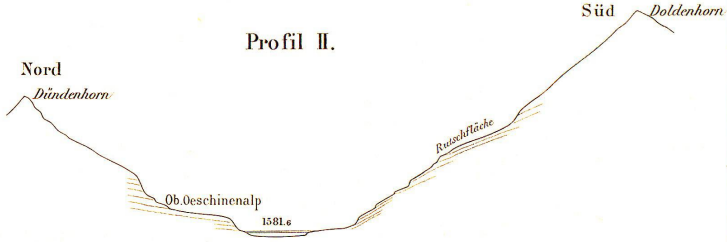
Woeikoff, M. A., Les rivières et les lacs de la Russie. Arch. des Sc. physiques et naturelles, Genève, 1885, *13.*

Karte des Oeschinen-Tales.

Profil I.



Profil II.



Profil III.

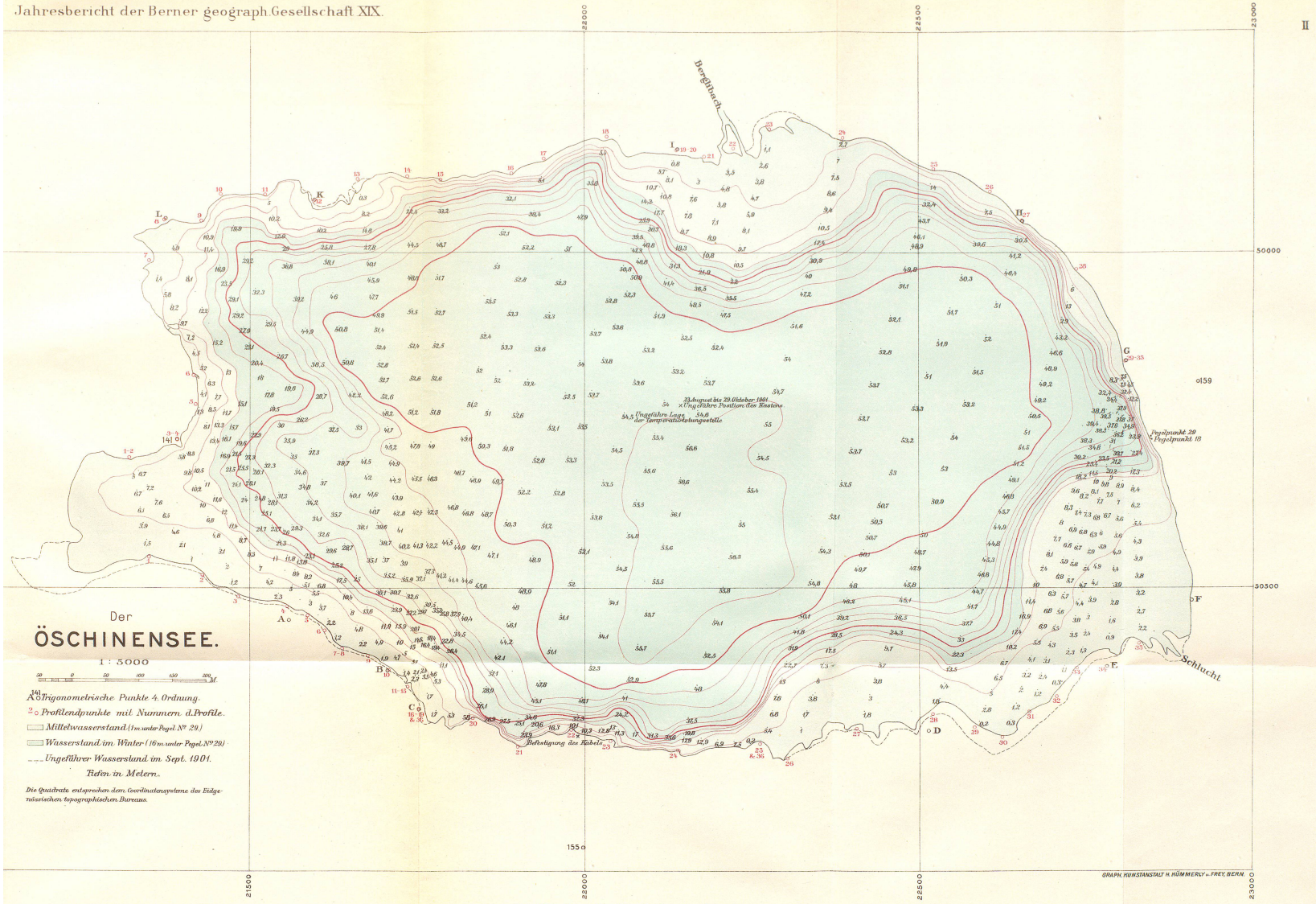
Höhen- & Längenmassstab 1:50000.

Massstab 1:50000

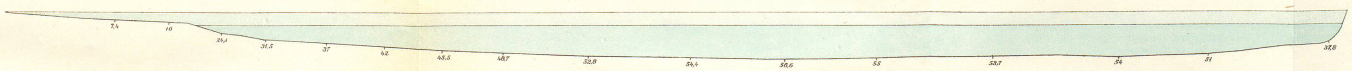
0 1 2 3 4 Kilom.

Schweizerische Landestopographie, Bern.

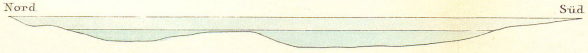
Reproduktion vorbehalten Ueberdruck 1904.



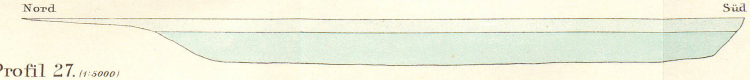
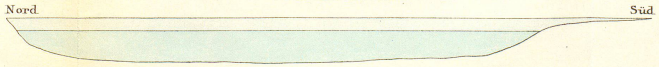
Profil durch die grösste Länge. (1:5000)



Profil 9. (1:5000)



Profil 22. (1:5000)



Profil 27. (1:5000)