

Magyar földrajzi társaság, Budapest. Balaton-bizottság.
sága.

RESULTATE
DER
WISSENSCHAFTLICHEN ERFORSCHUNG
DES
PLATTENSEES.

HERAUSGEGEBEN VON DER
PLATTENSEE-COMMISSION DER UNG. GEOGRAPHISCHEN GESELLSCHAFT.

ERSTER BAND.

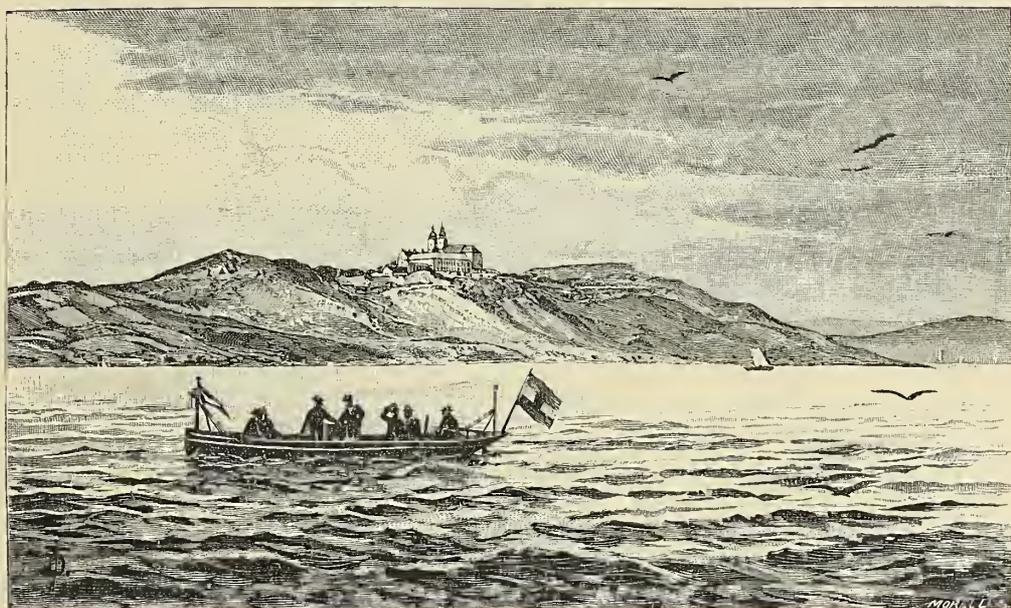
PHYSIKALISCHE GEOGRAPHIE DES PLATTENSEES
UND SEINER UMGEBUNG.

DRITTER THEIL.

LIMNOLOGIE DES PLATTENSEES.

VON
EUGEN v. CHOLNOKY.

272020



Die Benedictiner-Abtei auf der Halbinsel Tihany.

MIT EINER LICHTDRUCKTAFEL UND 68 ZINK. TEXTFIGUREN.

WIEN, 1897.

COMMISSIONSVERLAG VON ED. HÖLZEL.

501, 2
1921
Ed. 1
Teil 3-4

VORWORT.

Die eigentümlichen Verhältnisse des Plattensees ermöglichten es uns, von der einfach trockenem Aufzählung und Beschreibung der Resultate der seit 1892 angestellten Linnographbeobachtungen Abstand nehmend auch das Feld theoretischer Ueberlegungen zu betreten, und an der lebhaften Controverse Teil zu nehmen, welche in der Litteratur über Windstauung, damit verknüpften Strömungen, über die Ursachen der in tiefen Seen beobachteten «Seiches» usw. entstand. Diese Fragen füllen für sich schon ganze Bände: aber kaum fände sich in civilisirten Landen ein zu ihrer Illustration mehr geeignetes Seebecken, als der Plattensee. Wir besitzen in ihm ein Becken, dessen Erscheinungen in Bezug auf die Bewegung, den Stand usw. des Wassers durch Laboratoriumsversuche fast unmöglich erklärt werden können. Die Länge desselben beträgt etwa 70 Km., die mittlere Tiefe kaum 3 M., so dass ein künstliches Becken im Laboratorium gehörig verkleinert eine Tiefe von 0,3 Mm. bei einer Länge von 7 M. besitzen müsste. Eine Wasserschicht von dieser Dicke ist keinem hier in Frage kommenden Versuche zu unterwerfen. Selbst dann würde der Versuch kein treues Bild der Erscheinungen darstellen können, wenn die Tiefe in 10-, ja 100-fachem Verhältnisse vergrößert würde.

Es bedarf aber ähnlicher Versuche durchaus nicht; während vier Jahren beleuchteten die beiden Linnographen, der in der Tihany-Szántóder Einschnürung aufgestellte Rheograph, die an den Ufern des Sees dicht verteilten meteorologischen Instrumente, und ein fortdauerndes Verfolgen der Vorgänge auf dem See so klar die meisten der Erscheinungen, dass es nur der zweckdienlichen Vergleichung der entsprechenden Erscheinungen bedurfte, um deren unzweifelhaften Zusammenhang und die Gesetze dieses Zusammenhanges mit sehr grosser Sicherheit erkennen zu lassen.

Herr Universitätsprofessor Dr. Ludwig von Lóczy, Präsident der Plattensee-Commission der Ungarischen Geographischen Gesellschaft, der die wissen-

schaftlichen Untersuchungen leitete, scheute auch auf diesem Gebiete keine Mühe, um die Forschungen auf moderner wissenschaftlicher Höhe zu halten. Hat diese Zusammenstellung Aussicht, die Wissenschaft zu fördern, so gebührt der Löwenanteil in erster Reihe ihm. Mir sei es also gestattet, vor Allem auch an diesem Orte Herrn von Lóczy meinen innigsten Dank auszudrücken, der mich mit der Aufgabe dieser Zusammenstellung beehrte, und mir während der ganzen Dauer meiner Arbeit mit seinem bewährten Räte zur Seite stand. Seine lebenswürdige Persönlichkeit, seine herzliche Freundlichkeit und die vielen Lehren, die ich aus der unermesslichen Fülle seiner den weitesten Sehkreis umspannenden Kenntnisse schöpfen konnte, ob ich während den Forschungen in vielen Fahrten den See beging, oder über den langwierigen Reductionsarbeiten lag, machen mir für immer unvergesslich die Zeiten, die wir während unserer mit wahrer Leidenschaft geliebten Forschungen zusammen verlebte. Grossen Dank schuldet die ganze Commission der hydrographischen Section des Ackerbau-Ministeriums, die das Unternehmen in Allem, materiell wie geistig unterstützte. Doch bin auch ich der Section, und besonders deren Leiter, dem Sectionsrat Josef von Péch und dem technischen Rat S. Aladár Kovács zu grossem Danke verpflichtet; ohne ihre wertvollen Ratschläge und Fingerzeige wäre manche Beobachtung lückenhaft geblieben, und viele Arbeit bedeutend schwerer gewesen. Ihre Hilfe hat die Arbeit nicht nur erleichtert, sondern auch zu deren Vollkommenheit in hohem Grade beigetragen.

Dankend erwähne ich auch die Herrn Dr. Alexander Lovassy, Professor an der Lehranstalt für Ackerbau, Ludwig Szánthó, Notär von Kenese, Georg Kanovits, Director des Charitas-Hauses für ihre unermüdlichen und gewissenhaften Beobachtungen, und Herrn Universitätsprofessor Dr. Rudolf von Kövesligethy für die lebenswürdige Überwachung der deutschen Übersetzung.

Budapest, am 1. Dezember 1896.

Eugen von Cholnoky.

RESULTATE DER WISSENSCHAFTLICHEN ERFORSCHUNG DES PLATTENSEES.

HERAUSGEGEBEN

VON DER PLATTENSEE-COMMISSION DER UNG. GEOGR. GESELLSCHAFT.

DREI BÄNDE.

DER Ausschuss der Ung. Geographischen Gesellschaft beschloss in der ordentlichen Sitzung vom 7. März 1891 auf Antrag des Präsidenten die geographische Erforschung einzelner Gegenden des Ungarischen Reiches mit der gründlichen Untersuchung des Plattensees zu beginnen, und übertrug die Aufgabe der wissenschaftlichen Erforschung dieses grossen heimatlichen Sees einer Commission. Die Plattensee-Commission constituirte sich am 15. März 1891 aus hervorragenden Fachmännern Ungarns und schritt sogleich ans Werk.

Da die Ung. Geographische Gesellschaft nicht über genügende Geldmittel verfügt, wäre das Ziel der Plattensee-Commission unerreich geblieben, hätten nicht *das Ministerium für Ackerbau, die ung. Akademie der Wissenschaften, das Comité Vessprém und Herr Dr. Andor von Semsey* in edler Opferfreudigkeit das Unternehmen gefördert, und die Commission mit bedeutenden Summen unterstützt.

Wir sprechen auch an diesem Orte unsern Förderern tiefgefühlten Dank aus, besonders den Herren Ackerbauministern GRAF ANDREAS BETHLEN, GRAF ANDOR FESTETICH und DR. IGNAZ VON DARÁNYI, die mehrere Jahre hindurch vorsehend Sorge trugen, dass die bedeutenden Kosten des wissenschaftlichen Unternehmens im Staatsbudgete Deckung finde. Nicht minder fand die Commission in der dem k. ung. Ackerbauministerium einverleibten *Hydrographischen Section* und dem *K. ung. Centralinstitute für Meteorologie* wirksame moralische und materielle Stütze, indem die Herren Sectionsräte JOSEF VON PÉCH und S. ALADÁR VON KOVÁCS als Chef und Vicechef der Hydrographischen Section die Bodenvermessung und Wasserstandregistrierung des Plattensees in das officielle Programmaufnahmen, und Herr Ministerialrat DR. NICOLAUS VON KONKOLY-THEGE, als Director des k. meteorologischen Institutes unsere am Plattensee errichteten Stationen mit meteorologischen Instrumenten versah.

Mit besonderer Anerkennung sprechen wir auch den staatlichen- und Privatforstbeamten, den Verkehrsunternehmungen, den Anwohnenden des Plattensees und den zahlreichen externen Mitarbeiter unsern Dank aus, teils für die eingesandten wertvollen Daten und Berichte, teils für die vielen Begünstigungen und die Gastfreundschaft, welche sie unseren Forschern erwiesen.

Die Resultate der fünfjährigen Arbeit treten nunmehr vor die Öffentlichkeit, und wir bauen darauf, dass sie durch die öffentliche Kritik dem in uns gesetzten Vertrauen entsprechend gefunden werden.

Den Anstoss zur Publication verdanken wir der hohen Regierung. Ihre Excellenzen, die Herren Minister DR. IGNAZ VON DARÁNYI für Ackerbau und DR. JULIUS WEASSICS für Cultus- und Unterricht wiesen aus dem Budget von 1896 für die Veröffentlichung der Wissenschaftlichen Monographie des Plattensees bedeutende Summen an, und stellten diese auch für die kommenden Jahre in Aussicht.

Die Arbeit erscheint in längstens drei Jahren, in drei, dem vorliegenden Teile ähnlichen Bänden mit vielen Zeichnungen und Kartenbeilagen. Ihr Inhalt ist der folgende:

I. Band. Physische Geographie des Plattensees und seiner Umgebung.

- I. Teil. Geographische Beschreibung der Plattenseeumgebung, samt deren Orographie und Geologie. Von LUDWIG VON LÓCZY.
- II. Teil. Hydrographie des Plattensees. Von EUGEN VON CHOLNOKY.
- III. Teil. Limnologie des Plattensees. Von EUGEN VON CHOLNOKY.
- IV. Teil. Die Meteorologischen Verhältnisse der Umgebung des Plattensees. Von Dr. JOHANN CANDID SÁRINGER, und Pflanzenphaenologie von Dr. MORIZ STAUB.
- V. Teil. Physikalische Eigenschaften des Wassers des Plattensees; Von EUGEN VON CHOLNOKY und LUDWIG VON LÓCZY.
- VI. Teil. Chemische Eigenschaften des Wassers des Plattensees. Von Dr. Ludwig VON LOSVAY.

II. Band. Die Biologie des Plattensees.

- I. Teil. Fauna. — Einleitung und allgemeine Übersicht. Von Dr. GÉZA ENTZ.
 1. Abteilung. Protozoen. Von RAOUL FRANCÉ.
 2. » Coelenteraten. Von Dr. EUGEN VÁNGEL.
 3. » Turbellarien. Von Dr. KARL SZIGETHY.
 4. » Nematoden. Von Dr. EUGEN DADAY.
 5. » Rotatorien. Von Dr. EUGEN DADAY.
 6. » Bryozoen. Von Dr. EUGEN VÁNGEL.
 7. » Anneliden. Von Dr. EUGEN VÁNGEL.
 8. » Fischparasiten. Von Dr. STEFAN RÁTZ.
 9. » Crustaceen. Von Dr. EUGEN DADAY.
 10. » Hydrachniden. Von Dr. EUGEN DADAY.
 11. » Mollusken. Von Dr. KARL BRANCSIK u. Dr. EUGEN DADAY.
 12. » Fische. Von Dr. EUGEN DADAY.
 13. » Amphibien und Reptilien. Von LUDWIG MÉHELY.
 14. » Vögel. Von Dr. ALEXANDER LOVASSY.
- II. Teil. Flora.
 1. Abteilung. Phanerogame Flora des Plattensees und seiner Umgebung. Von Dr. VINCENZ VON BORBÁS.
 2. » Kryptogame Flora des Plattensees und seiner Umgebung. Von Dr. JULIUS ISTVÁNFFI.

III. Band. Social- und Anthropogeographie des Plattensees.

1. Teil. Archaeologische Skizze der Plattenseeumgebung. Von Dr. VALENTIN KUZSINSZKY.
2. » Ethnographie der Einwohner des Plattensees. Von Dr. JOHANN VON JANKÓ.
3. » Bibliographie des Plattensees. Von Dr. JOHANN SZIKLAY.

Dies Werk erscheint in einzelnen Teilen in der Reihenfolge, in welcher die selbstständigen Teile zum Abschluss gelangen.

Budapest, am 31. Dezember 1896.

Ludwig von Lóczy,
Präsident der Plattenseecommission
der Ung. Geogr. Gesellschaft.

ERSCHEINT !!

IN COMMISSION DER VERLAGSHANDLUNG VON

ED. HÖLZEL, WIEN.

I. ABSCHNITT.

Wasserstandmessungen des Sees.

Die Wasserstandhöhe fließender Gewässer wird seit Alters an Pegeln abgelesen: vertikalen, geteilten Latten, die unverrückbar aufgestellt mit ihrem Nullpunkte auf das tiefste bis dahin beobachtete Niveau hinweisen. Da die Standesänderungen eines grösseren Flusses während eines Tages gewöhnlich nur in einer Richtung vor sich gehen, indem das Wasser zumeist in dieser kurzen Frist nur steigt oder nur fällt, so genügt es für praktische Zwecke vollkommen, die Wasserhöhe täglich einmal abzulesen, und den Gang des Flusses an dem aus diesen Daten construirten Diagramme zu untersuchen. Anders im Falle stehender Wasser, deren Spiegel im Laufe eines Tages selbst an einem und demselben Pegel der Erfahrung nach nicht unbedeutende Schwelungen und Senkungen zeigt, so dass wenigstens für wissenschaftliche Zwecke die täglich einmalige Ablesung durchaus nicht genügt. Stunden- ja minutenweise kommen nicht zu vernachlässigende Aenderungen vor, die in ihrer Aufeinanderfolge fortlaufend abgelesen zu einem gar bunten Bilde der Höhe des Wasserspiegels führen. Soll aber die ganze Geschichte dieser Aenderungen in erster Reihe aus wissenschaftlichen Gründen genau dargestellt werden, so dürfte die einfache Pegelablesung mit der durch sie gebotenen geringen Genauigkeit nicht mehr ausreichen, und continuirlich wirkende präzise Registrirapparate müssen an deren Stelle treten.

Pegel können im offenen See einfacher Weise überhaupt nicht abgelesen werden, da der Unterschied zwischen dem Spiegel der Wellenberge und Täler auf mehrere Decimeter steigen kann. Sie müssen im Gegenteil in abgeschlossenen, gegen den Wellengang gut geschützten Buchten aufgestellt werden, oder behufs Erreichung einer ganz ruhigen, vom Wellengange unabhängigen Wasserfläche in vom See getrenntem und mit ihm nur durch einen engen Kanal communicierendem Behälter, dem Pegelbrunnen oder Pegelschachte Unterkunft finden.

Wird auf den im Brunnen befindlichen Schwimmkörper *A* (Fig. 1) eine Stange mit einem Schreibstifte *B* befestigt, der auf einem gleichförmig bewegten Papierstreifen spielt, so zeichnet der Schwimmer eine Curve, deren Ordinaten

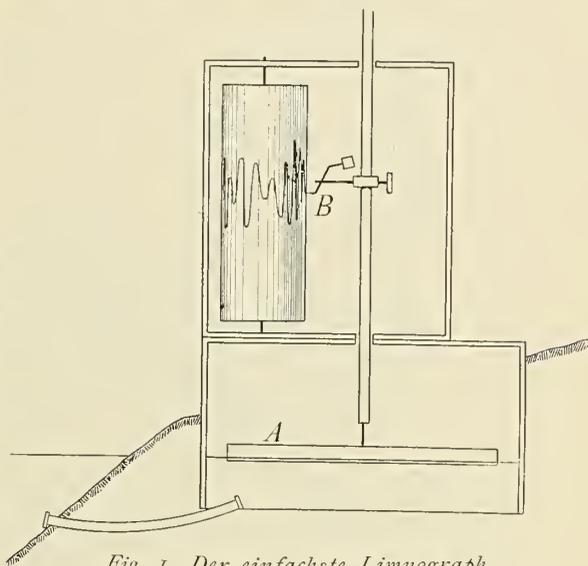


Fig. 1. Der einfachste Linnograph.

der Hebung und Senkung des Wasserspiegels proportional laufen, während die Abscissen bei vorausgesetztem guten Gange des Triebwerkes die laufende Zeit bezeichnen.*) Die Curve ist somit ein treues Bild aller zeitlichen Aenderungen der Wasserhöhe.

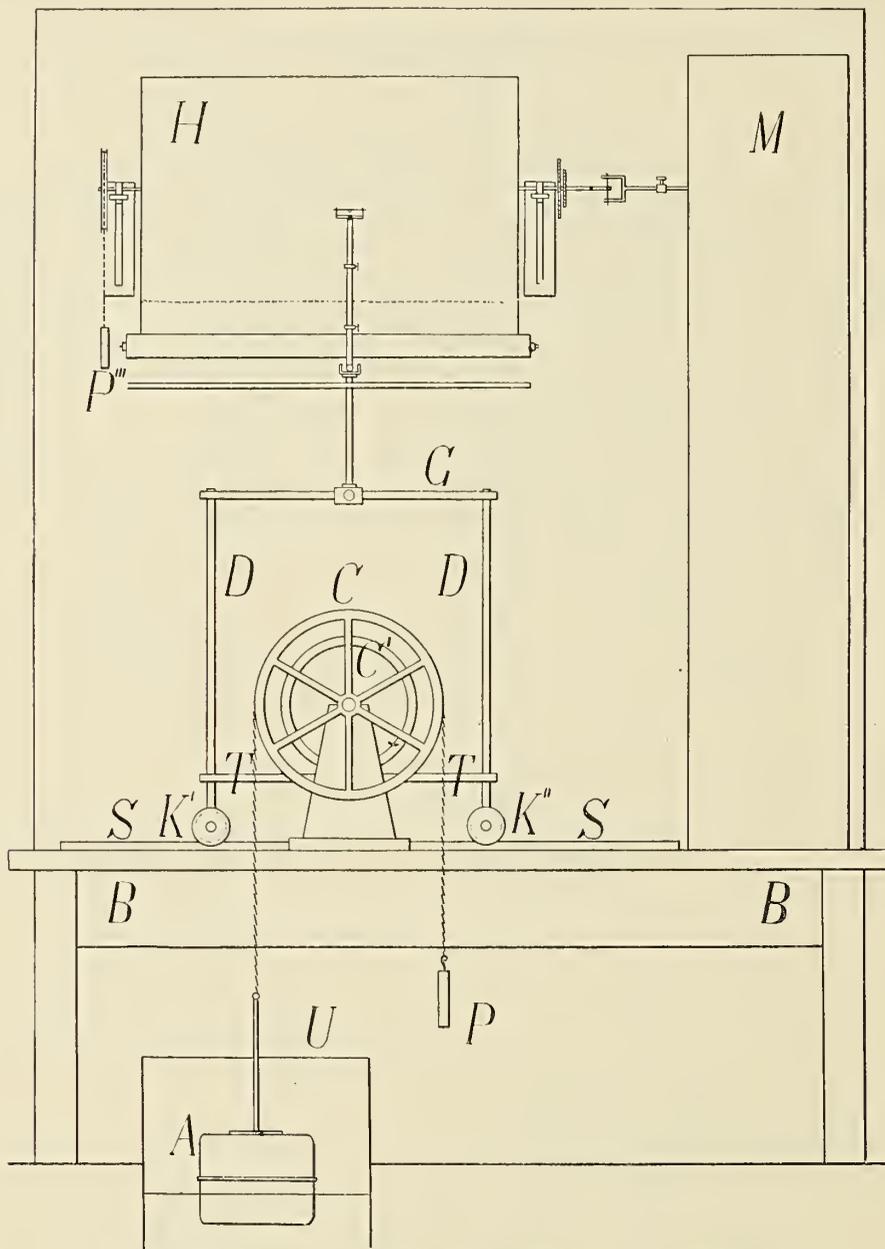


Fig. 2. Vorderansicht des Plattensee-Limnographen. Maasstab 1 : 10.

*) Forel benützte bei der Beobachtung des Wasserstandes des Genfer Sees auch ein anderes Instrument, das sogenannte Plemyrameter, dessen hier kurz Erwähnung geschehen möge. Ein in dem Seeufer vertieftes Gefäss steht mit dem See durch einen Heber in Verbindung, dessen Röhre an einer Stelle gerade und horizontal liegt. Bis auf eine kleine Luftblase ist das ganze mit Wasser gefüllt, aus dem Gange derselben kann also die Richtung und Dauer der Veränderung beurtheilt werden, nicht jedoch der Wasserstand selbst.

In dieser einfachsten Form, die dem Wesen nach übrigens Forels portativem Limnographie ganz gleichkommt, ist der Apparat aber nicht unter allen Umständen zu gebrauchen.

Die selbstregistrierenden Limnographen des Plattensees besitzen folgende, durch die Fig. 2 und 3 veranschaulichte Einrichtung:

Der Brunnen U steht mit dem See durch ein 40 mm. lichten Durchmesser haltendes und 80—200 m. langes Eisenrohr in Verbindung. In dem Brunnen selbst ändert sich also der Spiegel, abgesehen von der Wellenbewegung ebenso, wie im offenen See, und die Ueberströmungsdauer in dem engen Rohre ist verschwindend klein gegen die Zeit, innerhalb welcher messbare Niveauschwankungen auftreten.

Auf dem Wasserspiegel des Brunnens schwimmt eine leere Messingtrommel, deren Form mehr denn ihr körperlicher Inhalt

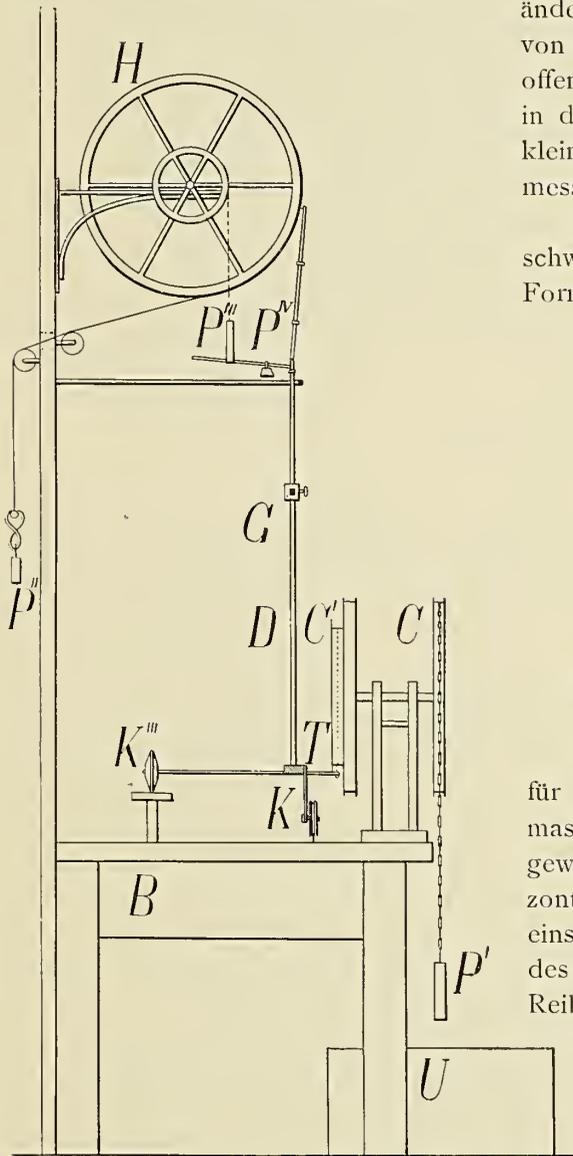
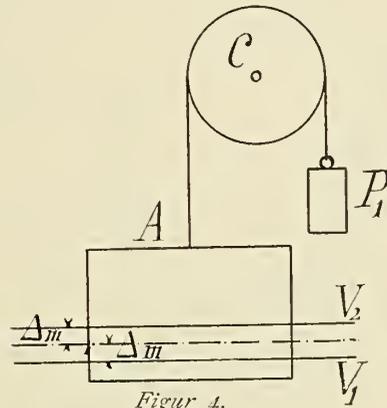


Fig. 3. Seitenansicht des Plattensee-Limnographen.
Maasstab 1:10.



für die Empfindlichkeit des Apparates massgebend ist. Sie muss nämlich so gewählt sein, dass zwei naheliegende Horizontalquerschnitte möglichst grossen Inhalt einschliessen. Ist nämlich der Widerstand des Apparates infolge der auftretenden Reibungen S , so muss dieser schon durch die kleinste Wasserstandsschwankung bewältigt werden, welche noch verzeichnet werden soll. Von dem Schwimmer führt eine Kette zu dem um eine horizontale Axe drehbaren Rade C (Fig. 4), deren

anderes Ende das durch die Kette straff haltende Gewicht P' beschwert ist. Hebt sich der Schwimmer, so dreht sich das Rad im Sinne des Uhrzeigers. Ist P' die Grösse dieses Gegengewichtes, P das Gewicht des cylindrischen Schwimmers, R der Radius desselben, m die Tiefe, bis zu welcher der Cylinder sinkt, und ρ die Dichte des Wassers, so ist die Bedingung des Gleichgewichts

$$P - R^2 \pi m \rho = P',$$

wobei natürlich der aufgehängte Schwimmer weniger tief in das Wasser reicht, als er es ohne Aufhängung tun würde. Hebt sich nun der Spiegel des Wassers, so wird der Schwimmer leichter, bewegt aber durch die Spannung des Gewichtes P' das Rad nur in dem Falle, als der Auftrieb grösser ist als der Gesamtwiderstand des Apparates. Wird dieser durch S bezeichnet, so erfolgt eine Drehung des Rades, falls

$$P - R^2 \pi \rho (m + \Delta m) + S > P',$$

oder im Grenzfall

$$P - R^2 \pi \rho (m + \Delta m) + S = P',$$

woraus unter Berücksichtigung der Gleichgewichtsgleichung

$$R^2 \pi \rho \Delta m = S, \text{ dh. } \Delta m = \frac{S}{R^2 \pi \rho}$$

folgt. Da für Senkung Δm negativ zu nehmen ist, so gibt der Unterschied zwischen Hebung und Senkung

$$2 \Delta m = \frac{2S}{R^2 \pi \rho}$$

also jene Höhe, welche infolge der Widerstände des Apparates von dem Schreibstifte überhaupt nicht verzeichnet wird. Wäre der Schwimmer nicht von der Form eines stehenden Cylinders oder Prismas, so wäre Δm bei steigendem und fallendem Wasser verschieden, da der Inhalt über und unter der Gleichgewichtslinie ebenfalls verschieden ausfällt.

Steigt das Wasser über die durch die vorige Gleichung gegebene Höhe Δm , so entspricht die Drehung des Rades, constante Reibung vorausgesetzt, dem Steigen des Spiegels. Fällt darauf der Spiegel, so zieht der Schreibstift eine horizontale Linie, dh der Apparat verrät kein Fallen, bis dieses nicht über Δm gediehen ist. Die Ordinaten der ansteigenden Curve des Linnogramms sind somit um Δm zu klein, der absteigenden Curve um ebensoviel zu gross, und die an Stelle der Maxima und Minima stehenden horizontalen Linien zeigen allemal durch ihren Anfangspunkt die wahre Grösse des Maximums und Minimums an (Fig. 5). Da die Niveauschwankungen des Sees häufig genug regelmässige sind, Hebung und Senkung also nahe dieselben bleiben, so können die wirklichen Bewegungen durch eine kleine Phasenverschiebung und Amplitudenänderung leicht reconstruirt werden, indem sich ihre Form in der Gestalt der Curve sehr nahe wiedergibt, vorausgesetzt, dass Δm genügend klein sei. Ist aber der Schwimmer nicht cylindrisch oder prismatisch, so wird die Verschiebung bei Steigung und Senkung eine andere, die Linnogramme geben ein der wahren Bewegung nicht mehr so genau entsprechendes Bild.

Der Schwimmer wird also vorteilhaft immer von der mehrfach erwähnten Form zu nehmen sein, und der horizontale Querschnitt wird gross gewählt werden, damit der mit der Reibung zusammenhängende tote Gang Δm klein ausfalle. Bei dieser genügenden Grösse des Schwimmers wird auch die wechselnde Wirkung der Kette vernachlässigt werden können, die daher rührt, dass je nach

der Grösse des Wasserstandes deren längere Hälfte bald auf der Seite des Schwimmers, bald auf der des Gewichtes zu liegen kommt.

Als Regel betrachtet man, dass das Gewicht P' nicht kleiner sei, als der Widerstand der Reibung, aber auch nicht grösser, als das Gewicht des Schwimmers. In unserem Apparate ist es durch Schrotkörner gehörig regulirt.

Das Rad C , auf welches sich die Kette windet, besitzt eine lange, gehörig gelagerte Axe, an deren Ende das kleinere, ebenfalls mit Schnurlauf versehene Rad C' sitzt. Ihre Durchmesser haben das Verhältniss $1 : \frac{3}{4}$, welches zugleich die Verkleinerung der Aufzeichnung angibt und das gewält werden musste, um die übrigen Bestandtheile in kleinerem Maasse anfertigen zu können.

Unter dem kleineren inneren Rade C' und in der Ebene desselben läuft die 80 cm. lange, feinpolirte Schiene S , auf welcher sich die beiden kleinen, doppeltspurigen Räder $K_1 K_2$ bewegen. Aus der sie rückwärts verbindenden horizontalen viereckigen Stange T ragt ein Arm hervor, an dessen Ende das Vollrad K''' aufgesetzt ist, welches nicht auf einer Schiene, sondern auf einem Brettchen rollt. Auf der horizontalen Verbindungsstange der beiden ersten Räder ruhen die Träger DD , mit dem ebenfalls hori-

zontalen Metallbalken G , der zur Aufnahme des Schreibstiftes dient. An dem Balken wird ein aufragender Arm befestigt, an dessen Ende ein drehbares Kniestück sich befindet. Der in der Normallage senkrechte Schenkel trägt den Schreibstift (Blei, neuerdings Schreibfeder), der andere ist durch das kleine Gewicht P^{IV} beschwert und drückt den Stift lose auf die mit Papier bezogene Walze H .

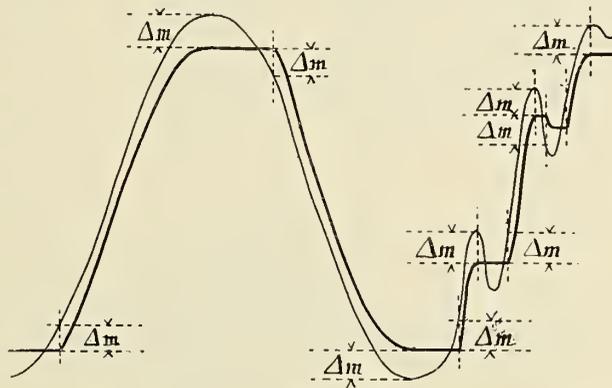


Fig. 5. Verzerrung der Wellenzeichnungen.

An den beiden Enden des unter dem Schreibrahmen T befestigten Balkens ist ein starker, zugleich um das Rad C' geführter Draht angebracht. Dreht sich nun C , so wird ein Teil des Drahtes auf-, der andere abgewunden, und der Rahmen wird so nach rechts und links geführt.

Das zweckdienlich geteilte Papier wird auf eine 30 cm. im Durchmesser haltende Walze (H) gespannt, die durch das starke Uhrwerk M mit der verlangten Geschwindigkeit gedreht wird. Ein an dem Ende der Walze angebrachtes Rad trägt aufgewunden ein entsprechendes Gegengewicht, so dass die Uhr kaum einen Widerstand zu überwinden hat. Das Papier wird nach Belieben während eines Tages oder während einer Woche abgerollt, und durch ein Gewicht P'' straff gehalten, das auf einen an das untere Ende des Papiers geleimten Leinwandstreifen befestigt wird. Hiemit ist zugleich die Aufrunzelung des Papiers durch den Schreibstift verhindert.

Der Apparat steht in einer Badekabine in Keszthely, ein ähnlicher in einem besonderen Steinbau auf dem Landungsdamme der Dampfschiffe in Kenese. Der letztere befand sich früher in Siófok, und ist in diesem Zustande auf dem Titel-

blatte dargestellt. Das Instrument ist mitsammt seinem Tische aus dem Schutzzelte genommen, der Schwimmer ruht auf der Erde.

Unser Instrument ist dem Wesen nach eine Nachbildung des Mareographen der Fiumaner Marineakademie, welchen Stahlberger in «Ebbe und Flut in der Rhede von Fiume» Budapest, 1874 beschreibt. (Fig. 6.) Bei diesem Apparate ist das Rad C' klein und gezahnt, und treibt statt des Rahmens eine horizontale Zahnstange, die an einem vertikal aufragenden Balken den Schreibstift trägt. Das Rad C' ist hier viel kleiner gewält, da der Gezeitenunterschied bedeutend grösser ist, als unsere grössten Niveauschwankungen. Es liegt auf der Hand, dass dieser Mareograph bedeutend weniger stabil sein kann.

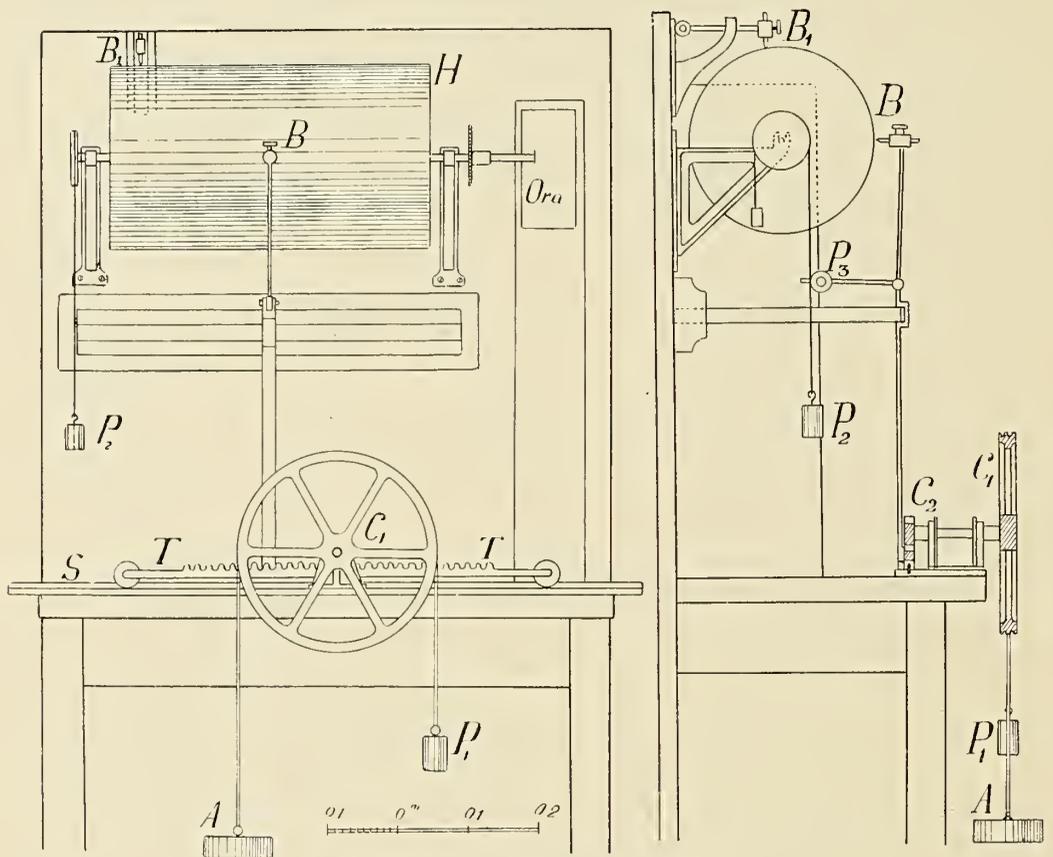


Fig. 6. Der Mareograph von Fiume.

Auf anderen Principien beruht der erste, am Léman benützte Linnograph, überhaupt das erste Instrument, mit welchem systematische Beobachtungen über die Höhenschwankungen von Binnenseen angestellt wurden. Es wurde im Jahre 1876 von Dr. F. A. Forel, Professor der Universität Lausanne in Morges aufgestellt und ist in Fig. 7 abgebildet. Die vertikale Stange T des sehr gross gewältten Schwimmers A ist mit dem Gelenke b an die Wand befestigt. Auf dem oberen Ende der Mauer befindet sich das Gestell M , das an beiden Enden d und g in Gelenken drehbare Dreiecke trägt. Eines derselben D_1 ist auch mit der Stange T drehbar verbunden, während das andere D_2 an seiner äusseren Spitze eine kleine Wagschale mit Gewichten hält. Die oberen Ecken der beiden Dreiecke

in der Figur nicht sichtbare, durch ein Uhrwerk in Bewegung gesetzte Frictionswalzen gleichförmig weitergezogen. Die Stange T lehnt sich an das als Führung wirkende Gestell R_1 und R_2 , um die Rolle C nicht zu berühren.

Es wäre endlich noch des tragbaren Linnographen von Eduard Sarasin Erwähnung zu tun, der in einem kleinen Kasten recht compendiös zusammengestellt, sehr leicht aufgestellt und weitergetragen werden kann. Der Schwimmer ist wie in unserem Instrumente an einem Messingbande über das Rad C (Fig. 9) aufgehängt und mit dem Gegengewichte P ausbalanciert. Die Axe dieses Rades durchsetzt die Kasten-

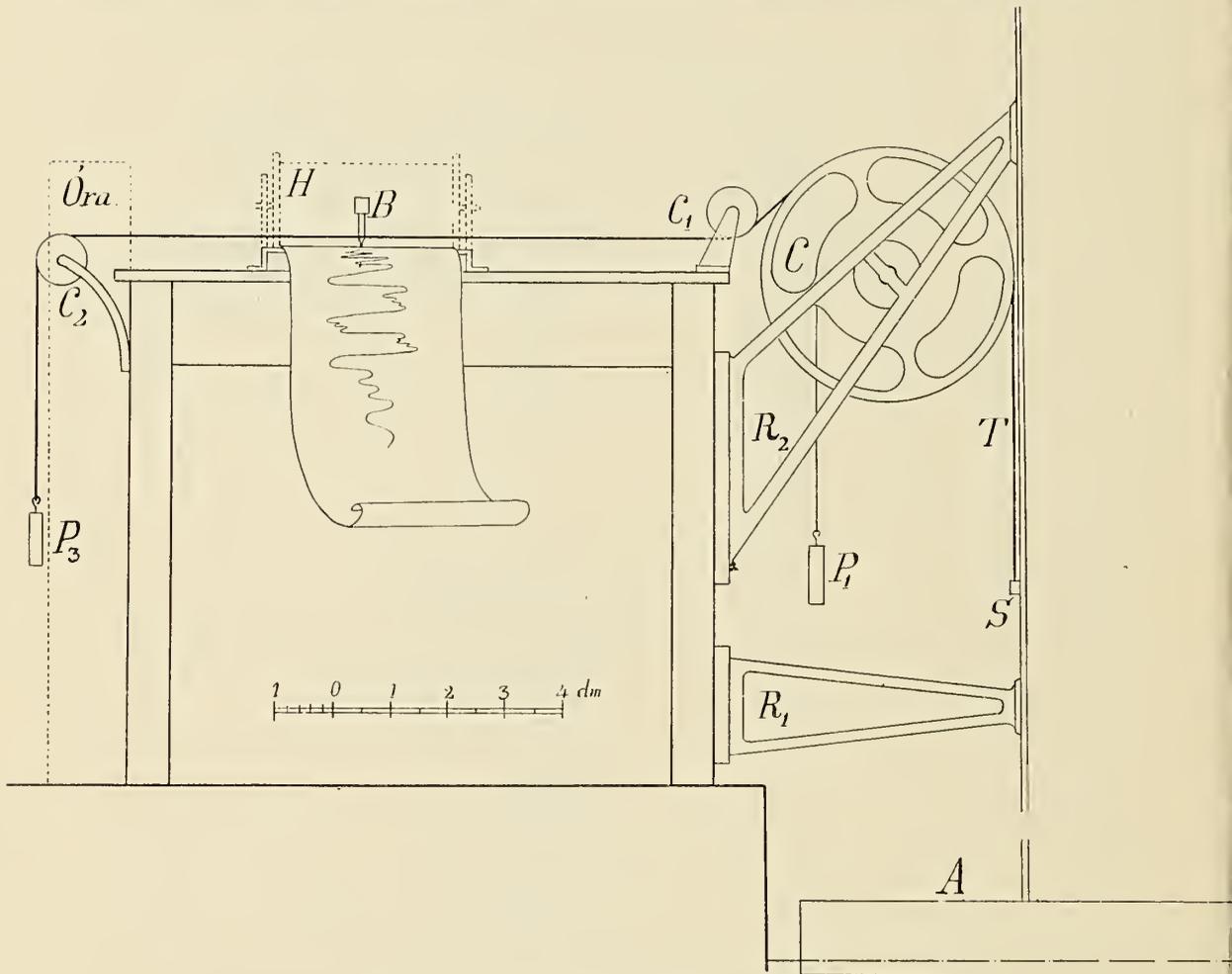


Fig. 8. Plantamour'scher Linnograph (Genève).

wand und trägt im Innern ein ebensogrosses Rad C_1 , so dass beide in unserer Skizze sich decken. In der Ebene des letzteren befindet sich ein weiteres Rad C_2 von derselben Grösse, beide sind fein gezahnt und tragen eine ihnen aufgelegte, ebenfalls fein gezahnte Stange R , welche den Schreibstift aufnimmt. Das Papier wird auch hier durch Frictionswalzen getrieben und nimmt die Schwankungen des Seespiegels in natürlicher Grösse auf. Statt eines gemauerten Brunnens besitzen die Linnographie von Sécheron und Morges einfache Blechrohre, welche mittels eines langen, dünnen Rohres mit dem offenen See in Verbindung stehen.

Fehlerquellen.

Wie alle Registrirapparate, so haben auch die Limnographen ihre Fehler, ja vielleicht sowol der Menge, als dem Betrage nach in höherem Grade, als ähnliche einfachere Apparate. Es ist jedoch nicht angezeigt, diesen mit der grössten Schärfe nachzuspüren, da ja auch die dargestellten Erscheinungen nicht solche sind, welche mit aller Strenge einer mathematischen Behandlung fähig wären.

Die hauptsächlichsten Fehler, die bei unserem Instrumente in Rechnung zu ziehen sind, sind die folgenden:

1. In dem Verbindungsrohre des Brunnens und Sees bewegt sich das Wasser mit einer bestimmten Geschwindigkeit gegen den Brunnen bei Hebung, gegen den See bei Senkung des Niveaus. Ist f und F der Querschnitt der Verbindungsrohre und des Brunnens, v die Geschwindigkeit der Niveauabnahme, so müsste aus dem Brunnen in jeder Secunde die Wassermasse $Q = vF$ ausfliessen, damit das äussere und innere Niveau in gleicher Höhe sich erhalte. Dann müsste aber die Strömungsgeschwindigkeit im Verbindungsrohre $v_1 = \frac{Q}{f}$ betragen, oder es müsste

$$v_1 f = v F, \text{ das heisst: } \frac{v_1}{v} = \frac{F}{f}$$

sein. Erfahrungsgemäss steht aber die Sache anders. Ist nämlich h der Niveauunterschied beider Behälter, welche das Rohr von der Länge l und dem leichten Durchmesser d verbindet, so ist mit g die Schwerebeschleunigung und mit y_0, y_1 zwei Erfahrungsfactoren bezeichnend

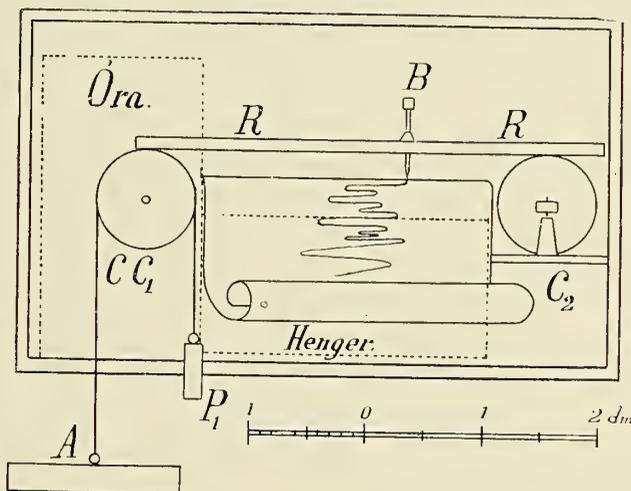


Fig. 9. Transportabler Limnograph von Sarasin.

$$h = \frac{v_1^2}{2g} \left[1 + y_0 + y_1 \frac{l}{d} \right]$$

wo für practische Zwecke nach Weisbach $y_0 = 0,505$ gesetzt werden kann, so dass

$$h = \frac{v_1^2}{2g} \left(1,505 + y_1 \frac{l}{d} \right)$$

wird. Hebung und Senkung ist meist so langsam, dass die Vorgänge wie stationäre behandelt werden dürfen, selbst wenn die Aenderungen — was der bedeutend seltenere Fall ist — nur die Zeit einiger Minuten in Anspruch nehmen.

In unserem Beispiele ist $d = 40$ mm., $l = 200$ m. und der Durchmesser des Brunnens 280 mm. Sinkt, um eine bestimmte Annahme zu haben, das Niveau per Secunde um 1 mm., ist also $v = 1$ mm/sec, so müsste, um in beiden Behältern gleichen Spiegel zu erhalten, die Strömungsgeschwindigkeit im Verbindungsrohre

$$v_1 = \frac{1 \text{ mm/sec} \times 61544 \text{ mm}^2}{1256 \text{ mm}^2} = 0.049 \text{ m/sec.}$$

betragen, insofern $F = \frac{\pi}{4} D^2 = 61544 \text{ mm}^2$ und $f = \frac{\pi}{4} d^2 = 1256 \text{ mm}^2$ ist. Setzt man diese Geschwindigkeit in die obige Formel, so kommt

$$h = \frac{0.049 \text{ m}^2/\text{sec}^2}{2 \times 9.81 \text{ m/sec}^2} \left(1.505 + y \frac{200 \text{ m}}{0.040 \text{ m}} \right)$$

oder mit Weisbach $y = 0.0567$ angenommen

$$h = 0.035 \text{ m.}$$

als jene Druckhöhe, welche in dem engen Rohre die verlangte Geschwindigkeit zustande bringt.

Bei einer Niveausenkung von 1 mm. per Secunde steht also das Wasser im Brunnen um 35 cm. höher, als im offenen See. Nimmt man nun an, dass sich dieser Höhenunterschied nach Aufhören des Sinkens ebenso rasch ausgleicht, als das Fallen des Sees andauerte, so kommt nach etwa einer halben Minute gleicher Wasserstand im See und Brunnen zu Stande. Da nun ein Fallen der angenommenen Grösse schon mit freiem Auge bemerkbar ist und beim Plattensee unter die Seltenheiten gehört, bei der Registrierung noch ausserdem das Intervall einer Stunde durch eine Abscisse von einem halben Centimeter dargestellt wird, so darf selbst diese gewiss sehr gross berechnete Verschiebung von einer halben Minute vernachlässigt werden.

2. Die Fehler, welche aus der Abweichung des Schwimmers von der cylindrischen Gestalt entstehen, sind schon bei Besprechung des Instrumentes angedeutet worden.

3. Die grössten Fehler kommen von der Reibung der Zapfen, der gleitenden Reibung des Wagens auf der Schiene, und der Uebertragung der drehenden Bewegung in horizontale Bewegung. Da diese Reibungen theils von der Vollkommenheit der Maschinenbestandteile, theils von dem angewandten Grade der Oelung abhängen, so können sie nicht in Berechnung gezogen werden, dürften aber, sobald nur grobe Fehler in der Behandlung des Instrumentes ausgeschlossen werden können, ziemlich konstant wirken. Aus jeder regelmässigen Schwankung, die sich im Bilde als Curve irgend einer Sinusfunction darstellt, kann somit nach früher klargelegten Prinzipien die tote Höhe Δ m berechnet werden, so dass sich auch die reibungslose Linnographzeichnung reconstruiren lässt.

4. Der misslichste und der Berechnung am wenigsten zugängliche Fehler entsteht aus der Biegung des den Schreibstift tragenden Armes, in Folge der Reibung auf der Papierfläche. Je länger und dünner dieser Arm beschaffen ist, desto grösser ist der hieraus entstehende Biegungsfehler, der gerade im Mareographen von Fiume eine bedeutende Grösse erreichen dürfte. Im Allgemeinen strebt dieser Fehler die auftretenden Amplituden zu verkleinern, kann aber in selteneren Fällen das Papier stauchen, ja sogar zerschneiden. Dieser Fehler ist bei den Apparaten von Forel und Sarasin umgangen, zeigt sich aber bei dem Plantamour'schen Linnographen wieder in anderer Form. Hier kann sich der die Rollen verbindende und den Schreibstift tragende Kupferstreifen in Folge des durch die Reibung sich schiefeinstellenden Stiftes umbiegen, so dass die entstandene Welle an dieser Stelle

einen Inflexionspunkt aufweist. Ausserdem kann das unter dem Stifte mit Reibung gleitende Papier diesen mit fortnehmen, so dass auch Torsion des Streifens vorkommt. Der letztere Umstand bringt einen mehr constanten Fehler zu Stande, der erstere wirkt ebenso, wie in unseren Apparaten die Durchbiegung des Schreibarmes.

5. Aus dem schiefen Ablauen des Papierstreifens entsteht kein besonderer Fehler, wenn der Apparat neben dem beweglichen auch einen fixen Schreibstift besitzt, der die Abscissenaxe der Wellenzüge beschreibt. Aendert sich die Bewegungsrichtung mit der Zeit, so wird allerdings auch die Abscissenaxe eine krumme Linie, die Ordinaten der Wellenzüge stehen aber in jedem Zeitelemente senkrecht auf die Abscissenkurve, verlieren somit ihren Parallelismus untereinander. Der hieraus entstehende Fehler ist so gering, dass er gegebenen Falls neben einflussreicheren Abweichungen vernachlässigt werden kann.

6. Temperaturveränderungen bedingen eine Aenderung in der Dimension der einzelnen Bestandtheile, der Aufhänge-Kette des Schwimmers, des Raddurchmessers, des Schreibarmes u. s. w. Alle diese Einflüsse sind jedoch bei unserm Limnographen von verschwindender Grösse. Am bedeutendsten dürften sie bei dem Plantamour'schen Apparate werden, wo der Schreibstift an einen Kupferstreifen von 35 m. Länge befestigt ist. Nimmt man als grössten Temperaturunterschied 30° an, so verändert dies den Stand des Stiftes um höchstens 2 mm., also selbst hier noch immer um eine unbedeutende Grösse.

7. Die Verzerrungen des Papiers infolge der Feuchtigkeit bilden einen weiteren, gewöhnlich aber der Schätzung nicht zugänglichen Fehler.

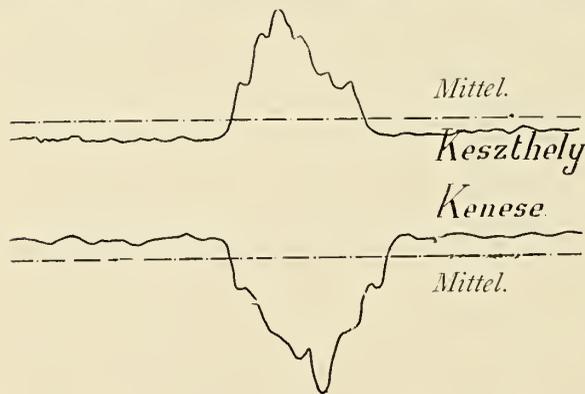
8. Die sich um das Rad C schlingende Aufhängekette des Schwimmers hat eine endliche Dicke, und somit bewegt sich infolge der Biegung auf dem Rade deren Mittellinie um eine der absoluten Hebung des Schwimmers gleiche Bogenlänge. Es hat somit den Anschein, als ob der Raddurchmesser um die halbe Dicke der Kette vergrössert würde. Der um die Rolle C' geführte Draht ist bedeutend dünner, als die Kette, das Verhältniss der den Massstab der Zeichnung bedingenden Rollendurchmesser, sohin ein anderes, als das Verhältniss der wirklichen Durchmesser. Sind die entsprechenden Radien r und r_1 , so sollte $\frac{r_1}{r}$ den Massstab der Zeichnung darstellen. Ist aber s die Dicke der Kette, neben welcher der Drahtdurchmesser vernachlässigt werden kann, so wird das Reducionsverhältniss in der That $\frac{r_1}{r + \frac{s}{2}}$, also eine ebenfalls konstante Grösse, wo nur nicht die Kette sich während der Aufwindung verschiedenartig der Rolle anschmiegt.

9. Gewichtige Fehler könnten durch falschen Gang der Uhr, durch unrichtige Einstellung und ähnliche Umstände hervorgebracht werden, von denen jedoch bei guter und gewissenhafter Behandlung des Instruments abgesehen werden darf.

II. ABSCHNITT.

Untersuchung der Linnographcurven des Plattensees.

Ein flüchtiger Blick auf die beiläufig 1 m. langen und 50 cm. breiten Papierstreifen, welche die Linnographen des Plattensees selbsttätig beschreiben, ergeben im ersten Augenblicke eine sinnverwirrende Unregelmässigkeit. Nicht eine Minute hindurch behält der Wasserspiegel ruhige Lage, sondern hebt sich bald in kleinen Schwingungen, bald unvermittelt durch einige Decimeter Höhe, um bald wieder vielleicht noch tiefer zu sinken. Mitunter zeigen sich Tage hindurch nur etliche Centimeter betragende Ausbauchungen, dann schnellst das Niveau in mächtigem Sprunge in die Höhe, so dass manchmal das Linnogramm das volle Maximum nicht einmal erfassen kann, worauf wieder rasches Fallen, oder durch langsame Schwingungen allmähig zur Normalhöhe sich senkende Ausgleichung erfolgt. Gerade als ob der Wasserspiegel lange und mit wechselndem Erfolge gegen eine grosse,



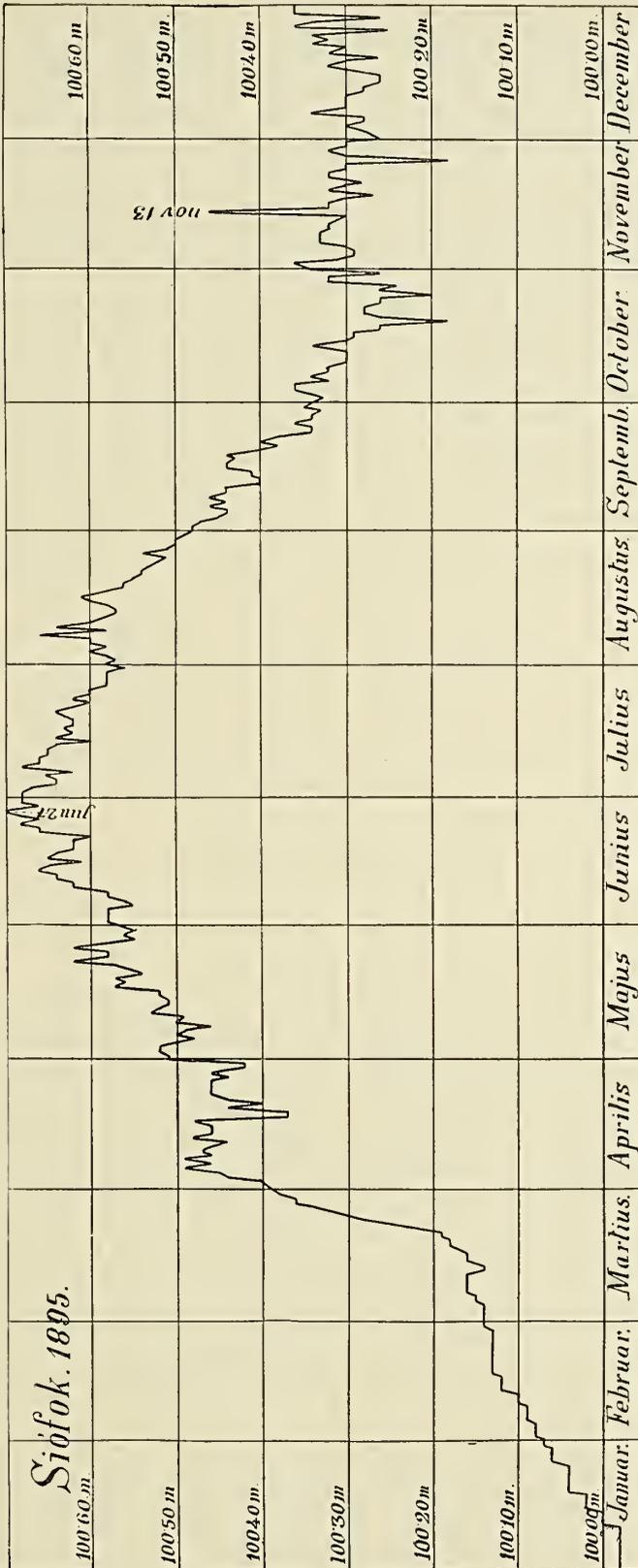
Figur 10.

aus der Ruhelage ihn herausziehende Kraft anzukämpfen hätte, bis die Alles regelnde Schwere endlich wieder ihr Recht behaupten kann.

Selbst unter dickem Eispanzer hören die Bewegungen des Wasserspiegels noch nicht auf, wenn sie auch bedeutend gedämpft erscheinen. Berstet jedoch das Eis, so stellen sich die früheren munteren Sprünge wieder ein.

Es ist nicht leicht, aus der Menge kleiner und unregelmässiger Ausbiegungen jene langsamen und würdevollen Schwingungen herauszuschälen, deren Untersuchung unser Hauptgegenstand sein wird. Das Mittelwasser bestimmt sich unter solchen Verhältnissen nur durch Flächenmessungen, und ergibt sich auch so von Tag zu Tag, von Woche zu Woche veränderlich, ein Zeichen, dass hinter den kleinen Schwankungen bedeutendere und langandauernde Niveauänderungen verborgen liegen.

Aber selbst das durch Flächenmessungen errechnete Mittelniveau ist keineswegs identisch mit der im vollkommenen Ruhestande befindlichen Oberfläche, mit dem Wasserspiegel, auf welchen keine irgendwie gearteten denivellirende Kräfte wirken. Zwischen kleineren Wellen ragen plötzlich höhere Berge hervor, die sich ebenso plötzlich wieder senken, aber nur bis zum mittleren Niveau reichen. (Fig. 10.) Zeitlich mit dieser Erscheinung ganz zusammenfallend finden wir am andern Ende des Sees ebenso unvermittelte Senkungen und Erhebungen, die nun aber nicht über das Mittelniveau hinausragen. Der Wellenberg im Linnogramm des einen Endes, das Wellental am anderen Ende heben und senken das Mittelniveau nicht unbedeutend, und ihr Mittel entspricht keineswegs der wirklichen Ruhelage, sondern einem gewissen, der Beobachtungszeit entsprechenden Mittelwasser.



Figur 11. Diagramme der Siófoker Pegelstände im Jahre 1895.

Aus später auseinanderzusetzenden Gründen werden selbst über mehrere Jahre ausgedehnte Flächenmessungen noch immer ein Mittelniveau liefern, das von dem Niveau des absoluten Gleichgewichtes, der Mittellage der wahren geodätischen Niveauflächen verschieden ausfallen wird. (Die wahren Niveauflächen ändern sich nämlich ebenfalls mit dem wahren Wasserstande). Zögen wir also ein fehlerfreies Nivellement über den See hin, und bestimmten somit etwa in Keszthely und Kenese zwei Punkte einer wahren Niveaufläche, so stünde das aus den Limnogrammen abgeleitete Mittelwasser in den beiden Punkten nicht gleich weit über oder unter dieser Gleichgewichtsfläche, sondern, wie wir später sehen werden, im Allgemeinen wahrscheinlich in Keszthely höher, als in Kenese.

Man hat daher zwischen dem Durchschnittsniveau und dem Mittelniveau der Ruhelage zu unterscheiden. Unter dem Durchschnittsniveau verstehen wir jene Fläche, welche durch das Mittel der Seehöhen des von den über dem See vertheilten Limnographen angegebenen Wasserstandes punktweise bestimmt wird. Dieses ist aller Wahrscheinlichkeit nach eine sehr complicierte Fläche, die von dem Mittelwerte der den wahren Wasserständen entsprechenden geodätischen Niveauflächen sich weit entfernen dürfte. Unter geodätischer Niveaufläche wollen wir dagegen jene Fläche verstehen, die der absolut ruhige, jeder meteorologischen Einwirkung entzogene Wasserspiegel unter alleiniger Wirkung der Schwere annimmt. Diese Fläche hat als Potentialfläche bekanntlich die Eigenschaft, in jedem Punkte senkrecht zur Schwerkraft zu stehen, und durch ihre ersten Differentiaquotienten die Grösse derselben zu bestimmen. Entfernt sich infolge irgend einer Kraft der Wasserspiegel von dem wahren Niveau, so wollen wir die Erscheinung Denivellation, deren Ursache denivellirende Kraft nennen. Demnach ist das Durchschnittsniveau eine Denivellationsfläche.

Vergleicht man die gleichzeitigen Aufzeichnungen mehrerer Limnographen, so finden sich gleichzeitige Aenderungen in demselben und in entgegengesetztem Sinne, und Aenderungen, die nur in dem einem Limnogramme verzeichnet sind, ohne in einem andern auch nur angedeutet zu sein.

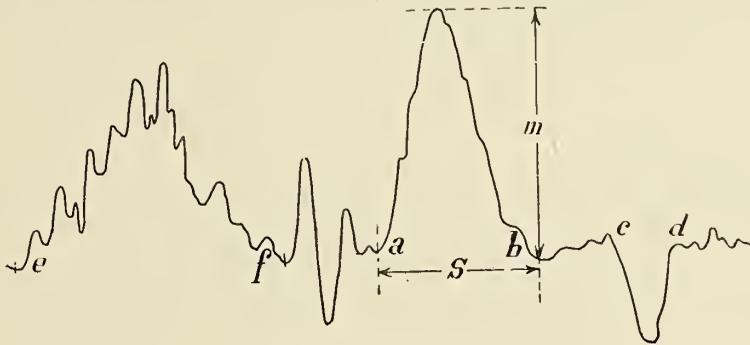
Im ersten Falle, da alle Limnographen des Sees parallel gehen, sprechen wir von allgemeiner Zu- oder Abnahme der Wassermenge. So zeigt sich im Frühjahre nach der Schneeschmelzung unter vielen Schwankungen eine allgemeine Zunahme, im Sommer bei eintretender Trockenheit wieder unter vielen unregelmässigen Schwingungen verborgen eine überall merkliche Abnahme. Fig. 11 gibt die Aufzeichnungen des Limnographs in Siófok während des Jahres 1895 wieder, worauf die Frühlingswelle mit ihren vielen Oberwellen deutlich zu sehen ist. In den verschiedenen Diagrammen entsprechen sich der Zeit nach vollkommen die länger andauernden grösseren Höhenänderungen und zwar nicht nur an besagten beiden Orten, sondern überall, weisen also in der That auf Vermehrung und Verringerung der Wassermassen hin. Diese Bewegungen gehören aber im engerem Sinne des Wortes in das Bereich der eigentlichen Hydrographie, und sollen somit hier übergangen werden.

Eine andere Art der Höhenänderung bilden jene Bewegungen, die nicht an jedem Pegel in derselben Richtung, besonders aber nicht in derselben Grösse vor sich gehen. Nennt man leichter Redeweise halber Flutwelle jenes Curvenstück des Limnogramms, welches aus einem isolirt aufstrebenden Berge mit nachfolgendem Tale besteht, Ebbewelle hingegen jenes Stück, das von einem voran-

gehenden Tale und nachfolgendem Berge gebildet wird, so stellt in Fig. 12 *ab* eine Flut-, *cd* eine Ebbewelle dar. Die Wellen sind jedoch nicht immer so einfach, sondern bestehen zum Teile wie *ef* aus beiden Elementen zugleich.

Legt man je zwei Limnogramme übereinander, so erblickt man zumeist in den Flut- und Ebbewellen von der Ausdehnung einiger Stunden entgegengesetzten Gang. Hob sich z. B. das Wasser in Keszthely um 10—15 cm., erreichte es um Mittag den höchsten Stand, um abends wieder auf die morgentliche Höhe zu sinken, so zeigt sich in Kenese an demselben Tage gerade der entgegengesetzte Gang. Wasserstandsänderungen dieser Art, die an den verschiedenen Pegeln nicht gleichgerichtet vor sich gehen, werden Denivellationen genannt. Ihre wichtigste, ja dieselben allein definierende Eigenschaft ist, dass durch sie der Wasserspiegel aus der geodätischen Oberfläche herausgeschoben wird.

Die Aufzeichnungen bloß zweier Limnographen sind zweifelsohne unzureichend, um zu bestimmen, ob eine Bewegung Folge einer allgemeinen Hebung oder Senkung, oder vielmehr einer Denivellation sei. Es mögen in einem Falle zwei Instrumente der Richtung und Grösse der Bewegung nach vollkommen parallel gehen, während



Figur 12.

ein drittes Instrument ganz abweichendes Verhalten zeigt. Es gibt in der Tat Denivellationen, welche den Gang der zwei an den beiden Enden des Sees aufgestellten Limnographen ganz parallel beeinflussen, während ein Instrument in der Queraxe des Beckens schon entgegengesetzten Gang zeigte. Denivellationen dieser Art sind jedoch leicht kenntlich, da sie einige besondere Eigenschaften aufweisen.

In einigen Limnogrammen finden sich endlich Niveauänderungen, die nur in einem Punkte beobachtet sind, in den Aufzeichnungen anderer Pegel kein Analogon finden. Es sind meist kurze, minutenlange, selten stundenlange Schwankungen, deren Amplitude nur ausnahmsweise mehr als etliche Centimeter beträgt. Diese Bewegungen sind ebenso, wie die durch den entgegengesetzten Gang zweier Limnographen charakterisierten, zweifelsohne Denivellationen.

Eine besondere Eigenschaft der zuletzt erwähnten zwei Wellenarten ist, dass sie grösstenteils um eine durch ihr Maximum oder Minimum gehende senkrechte Axe symmetrisch sind, besonders wenn Anfangs- und Endpunkt der Bewegung in derselben Höhe liegen. Ab- und Zunahme ist daher im Mittel gleich, und selten folgt einer plötzlichen Aenderung eine langsame Ausgleichung, oder umgekehrt. Die Ursache dieser Erscheinung kann freilich nur nach eingehendem Studium der näheren Umstände gegeben werden.

Die kleineren Schwankungen können in unregelmässige und regelmässige geteilt werden.

Unregelmässige Schwankungen sind durch die verschiedensten Perioden und die mannigfaltigsten Amplituden ausgezeichnet, der Anstieg ist weder einfach, noch gleichförmig und die Kurve zumeist durch kleine Ausbiegungen complicirt. Besonders charakteristisch ist, dass sie zumeist isolirt auftreten; weder gleiche, noch auch nur ähnliche Schwankungen sind in ihrem Gefolge, und selbst entgegengesetzte Veränderungen treten nicht in ihrer Nähe auf. Eine plötzlich auftretende hohe Flutwelle ist nie von einer auf dasselbe mittlere Niveau bezogenen ähnlichen Ebbewelle begleitet.

Aufstieg und Abfall der regelmässigen Schwankung ist in Bezug auf eine durch das Maximum oder Minimum gehende Senkrechte vollkommen symmetrisch, wofern sie nicht selbst einer Welle von längerem Verlaufe aufgesetzt erscheint, da dann die Symmetrie zu einer schiefen wird. Aus diesem Grunde ist ihr Gesetz mathematischer Einkleidung fähig. Sie treten nie, oder doch nur sehr selten isolirt auf, sondern bestehen zumeist aus einer Folge von Zügen, die genau dasselbe Gesetz befolgen, und höchstens verschiedene Amplitude aufweisen. Maximum und Minimum liegt in derselben Entfernung vom augenblicklichen Niveau, falls die Amplituden der Wellenzüge konstant bleibt.

Ogleich beide Erscheinungsformen in engem Causalnexus stehen, stellen sie sich doch so verschieden dar, dass auch eine entsprechende Zweiteilung unserer Untersuchung begründet ist.

Auch bei andern in linnographischer Hinsicht gründlich untersuchten Seen zeigen sich beide Arten der kurzen Bewegungen oder Denivellationen, doch weicht der Plattensee von den schweizer Seen besonders darin ab, dass die unregelmässigen Schwankungen seiner Oberfläche überwiegend sind, während jene laut den gründlichen, mit besonderem Fleisse und Wissen geführten Untersuchungen die regelmässigen Bewegungen bevorzugen. Ja im Falle des Léman sind z. B. die unregelmässigen Schwankungen ganz untergeordneter Art, und die periodischen treten in ununterbrochener Reihe auf.

Es mag sogleich bemerkt werden, dass die periodischen Schwankungen zum Charakter der tiefen Seen gehören, während die aperiodischen Bewegungen den seichten Seen anhaften. Der Plattensee ist der seichteste derjenigen, die bislang in Bezug auf Schwankungen untersucht wurden und daher ein vortreffliches Objekt zur Untersuchung der unregelmässigen oder aperiodischen Schwankungen und Denivellationen.

Der Ocean, den die vor Allem periodische Gezeitenbewegung durchmisst, besitzt gleicherweise seine aperiodischen Bewegungen, die von verschiedenen Ursachen herrühren, und welche der Art und Entstehung nach schon vollbekannt sind. Es wird daher von Interesse sein, die entsprechenden Schwankungen des Plattensees mit den Bewegungen des Oceans in Parallele zu stellen, denn der Lauf der Erscheinungen ist derselbe, wenn auch der Maassstab verändert erscheint. Das Meer bietet der Verteilung meteorologischer Einflüsse eine bedeutende Fläche dar, so dass die Erscheinungen zwar bedeutender an Grösse, zugleich aber auch complicierter werden, und in der That sind unsere Kenntnisse ähnlicher Bewegungen fast ganz aus dem Studium der Binnenmeere geschöpft, welche Gezeiten kaum mehr, desto prägnanter aber die aperiodischen Bewegungen verraten.

Beide Denivellationsformen können im Allgemeinen auf drei Factoren als Ursache zurückgeführt werden. Die im Mittel, etwa 3·5 m. hohe Wasserschichte, welche eine seichte Vertiefung der Erdrinde in einer Oberfläche von 650 Km² erfüllt und den Namen des Plattensees führt, zeigt in ihrem Innern weder chemische, noch physische Veränderungen, die für die erwähnten Bewegungen verantwortlich gemacht werden könnten, und so bleibt nur die Annahme äusserer Kräfte, die entweder von der festen Rinde oder der Atmosphäre herrühren, oder aber ohne merkliche materielle Vermittelung aus der Anziehung des Mondes und der Sonne resultiren.

Die Geschichte des Studiums der Seeschwankungen zeigt zur Genüge, dass der festen Rinde nicht unbedeutende Einflüsse zugemutet wurden, die aber alle mit Ausnahme von Erdstössen ziemlich gesucht erscheinen müssen. Wir wollen sohin als einzige, von der festen Erdrinde herrührende Ursache, die Erdbeben betrachten. Die Atmosphäre, die in unmittelbarer Berührung mit der Oberfläche des Wassers steht, gestaltet deren Spiegel bald eben, bald gekräuselt, verändert Farbe, Temperatur und chemische Zusammensetzung des Wassers; Wind und Luftdruck als zwei mechanische Factoren kommen bei den Bewegungen des Spiegels in erster Reihe in Betracht, und nur, falls diese zur Erklärung der Erscheinungen nicht ausreichen, dürfte es gestattet sein, nach weiter liegenden Ursachen zu forschen.

Obwol wir seinerzeit auch die Gezeitenbewegung in den Kreis unserer Untersuchungen mit hineinbeziehen, lässt sich schon jetzt überschlagsweise schätzen, dass dieser Einfluss verschwindend gering sein muss. Der Culminationsunterschied des Mondes zwischen beiden Enden des Sees beträgt 4 Minuten, die Culmination in Keszthely erfolgt vier Minuten nach dem Meridiandurchgange in Kenese. Die Schwere wird unbedingt verkleinert, doch ist der Unterschied der flutbildenden Kraft längs der Axe des Sees so gering, dass dieselbe ganz ausser Acht gelassen werden darf.

Wir untersuchen nun getrennt die aperiodischen und periodischen Bewegungen, und beginnen naturgemäss mit den ersteren. Diese mögen zwar vor einer eingehenden Untersuchung der Ursachen als die verwickeltere Erscheinung gelten, sind aber in der Tat der Causalität nach die einfachere Erscheinungsform, und vor Allem der unmittelbare Impuls zum Zustandekommen periodischer, rythmischer Bewegungen.

III. ABSCHNITT.

Die unregelmässigen, aperiodischen Bewegungen des Plattensees.

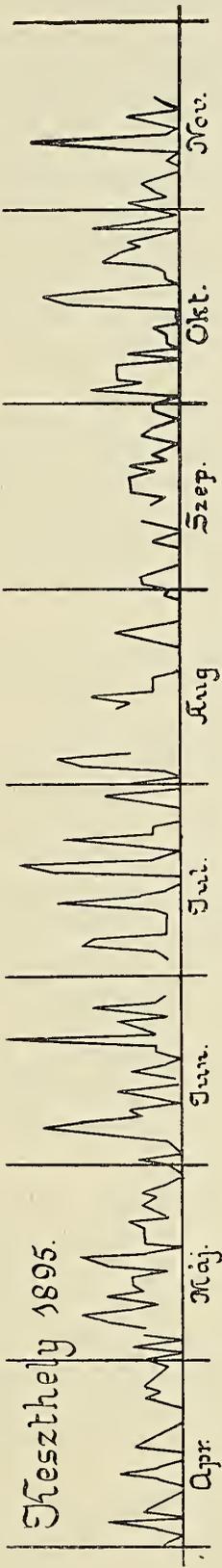
Wird schlechtweg von unregelmässigen Schwankungen gesprochen, so soll damit natürlich nicht vollkommene Systemlosigkeit gemeint sein, sondern nur der Mangel des Rythmus bezeichnet werden. Die Wellenzüge dieser Bewegungen können also nicht einmal angenähert durch einfache mathematische Formeln wiedergegeben werden, noch ähneln sie auch nur entfernt den Seichescurven des Léman. Sie sind in den Linnogrammen des Plattensees derart vorherrschend, dass sie die periodischen Bewegungen zumeist ganz verbergen, und wird eine solche gefunden, so bedeutet sie gewöhnlich eine Oberwelle der ausgedehntesten aperiodischen Schwankung.

Vollkommene Ruhe des Spiegels herrscht nie, er darf aber beruhigt genannt werden, wenn die Amplitude der Schwankungen sowol in den Einzelheiten, als den grossen Zügen unter 3—4 Centimeter bleibt, und die Periode derselben nicht unter 4 Stunden beträgt. Letztere Annahme ist durchaus nicht willkürlich; sie ist vielmehr die Zeitdauer jener regelmässigen Schwankungen, die nur bei meteorologischen Störungen vorkommen. Schwankungen längerer Periode sind zum grössten Teile unregelmässig, und es gibt deren nur zwei rythmische Arten, die aber im Gegensatz zu den aperiodischen Bewegungen nur bei ruhigem Weiter zu Stande kommen.

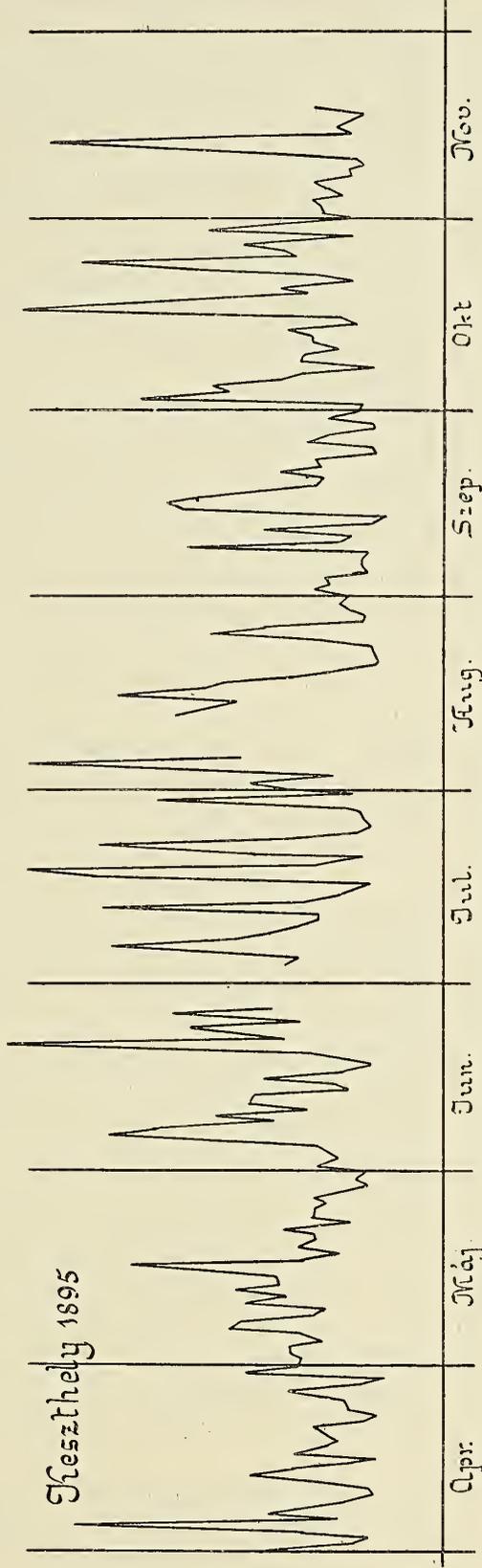
Zwischen den mässigen und weniger wesentlichen Bewegungen ragen mitunter plötzliche Anschwellungen oder Senkungswellen hervor, ohne durch Wellen mit grösserer Amplitude oder Häufigkeit eingeleitet zu sein. Ohne merkliche Erschütterung hebt sich der Spiegel in der einen Hälfte des Sees, und senkt sich in der anderen; nach einem kurzen Verweilen in der Maximallage erfolgt unter kaum nennenswerten Schwankungen die Rückkehr zu einem dem ursprünglichen Niveau benachbarten Wasserstande, um das Spiel ruhig, doch unermüdlich fortzusetzen. Ein gutes Beispiel liefert die grosse Welle vom 24. September 1894 (Fig. 28), oder die kleinere, vom 23. September 1895. Mitunter treten solche Wellen nicht einzeln, sondern zu zweien oder mehreren gepaart auf, wie am 17. und 18. April 1895,*) oder am 7., 8., 9. Mai 1895 (Fig. 30, 31).

Wellen von diesem ähnlich ruhigen Verlaufe sind jedoch seltener. Gewöhnlich sind sie, zumeist bei grosser Amplitude durch unzählige periodische und aperiodische Wellen gezackt, ja die Amplitude der periodischen Zacken ist mitunter grösser, als jene der Grundbewegung (Fig. 29.) Von dieser Art war die Denivellation vom 5. April, 5. und 20. Juni 1895 (Fig. 32, 33). Sie kommen meist nicht vereinzelt vor, sondern sind gefolgt, mitunter auch eingeleitet von je einer das Mittelmass überschreitenden ebenfalls unregelmässigen Welle der gleichen oder entgegengesetzten Bewegungsrichtung. Eine der grossartigsten Elongationen dieser unregelmässigen Art ist die vom 12. und 13. November 1895, die in Fig. 37 dargestellt ist. (Die dem Linnogramme beigefügten Curven beziehen sich auf spätere Untersuchungen).

*) Infolge falscher Einstellung geriet der Wagen bis ans Ende der Schiene, wurde daher verhindert das volle Maximum zu verzeichnen.



Figur 13. Verteilung der Excesse.



Figur 14. Länge der Limmogrammcuren.

Der Anstieg der Wellen, besonders wenn sie mit regelmässigen Zacken versehen sind, ist gewöhnlich bedeutend steiler, als der Abfall, das Maximum ist entweder eine einfache Spitze, wie am 11. Mai oder am 12. und 13. November 1895, oder in die Länge gezogen, durch kleine Schwankungen geteilt, ja selbst durch regelmässige Schwingungen kurzer Periode so tief zerschnitten, dass sein Zeitpunkt kaum bestimmt werden kann (21. Juni oder 17. Oktober 1895 beziehentlich Fig. 33 u. 35).

Zwischen den Wellen mit spitzem und andauerndem, zerschnittenen Maximum besteht nicht nur morphologischer, sondern auch ein wesentlicher, genetischer Unterschied. So kommt es denn häufig, dass einem andauernden Maximum ein sekundäres spitzes Maximum aufgesetzt erscheint; die allgemein denivellierende Kraft war in voller Wirkung, als ganz lokal die andere Ursache hinzutrat, welche das spitze Maximum erzeugte.

Die grossen excessiven Schwankungen sind das geeignetste Object unserer Untersuchung, da sich in ihnen in grossen charakteristischen Zügen die denivellierenden Ursachen des Plattenseespiegels verraten. Gelingt es diese Erscheinungen durch das ebenfalls excessiv auftretende Wirken gewisser Ursachen zu erklären, so darf mit grosser Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass auch die kleineren Schwankungen durch dieselben Ursachen bedingt sind, falls nur die sie begleitenden Umstände gehörig in Rechnung gezogen werden.

Zählt man für jeden Tag die Anzahl der wenigstens 5 cm. betragenden Schwankungen, wobei eine den ganzen Tag andauernde Hebung von z. B. 17 cm. als eine dreimalige Aenderung von 5 cm. gerechnet wird, so erhält man ein Bild der Verteilung der Excesse, das graphisch dargestellt (Fig. 13, für Keszthely 1895 gültig) unsere Anschauung mehr anspricht. In den ersten drei Monaten des Jahres war der See gefroren, so dass excessive Schwankung nicht zu Stande kommen konnte.

Zweifelsohne ist das Zalenmaterial auf ganz willkürliche Art gewonnen, dürfte aber doch entscheiden lassen, in welchen Monaten Excesse vorherrschen, da nicht nur die Excesse von über 5 cm. allgemein der Zal nach in Betracht gezogen werden, sondern wenigstens roh und stufenweise auch deren Grösse Rechnung getragen wird.

Soll die denivellierende Ursache in meteorologischen Veränderungen gesucht werden, so müssen unserer Curve nach in den Monaten Juni und Juli, weiter Oktober und November, als den Zeitpunkten herrschender Excesse besonders heftige meteorologische Wirkungen geherrscht haben.

Ein anderes nicht wenige rinteressantes Bild (Fig. 14.) erhält man durch die Rectification der täglichen Limnographcurve, deren Bogenlänge sicherlich in irgend einer Abhängigkeit von der Bewegtheit des Spiegels steht, indem man diese als Ordinaten einer neuen Curve betrachtet. Freilich werden diese nicht unbeträchtlich ansteigen, wenn sich kleine periodische Bewegungen zeigen, die wie schon erwähnt, mit den unregelmässigen Schwankungen nicht zu verwechselnde Erscheinungen sind. Nichts destoweniger zeigt auch diese Curve die gesteigerte Unruhe des Sees in den Gewittermonaten Juni und Juli und October—November, den Monaten der heftigen Winde.

Die Monatsmittel der nach beiden Methoden erhaltenen Tageszalen sind mit der mittleren Windstärke und der Zal der Gewitter in folgender Tabelle zusammengestellt, die sich auf Beobachtungen in Keszthely 1894 und 1895 beziehen.

Monat	1894							1895						
	Tägl. Zal d. Excesse (Mittel)	Länge der täglichen Limnogramme, cm.				Mittel Windstärke	Zal der Gewitter	Tägl. Zal d. Excesse (Mittel)	Länge der täglichen Limnogramme, cm.				Mittel Windstärke	Zal der Gewitter
		Mittel	Min.	Max.	Tag d. Max.				Mittel	Min.	Max.	Tag d. Max.		
Januar . .	—	—	—	—	—	1·6	—	—	—	—	—	—	3·0	—
Februar .	3·25	25·05	15·0	78·0	16	2·0	—	—	—	—	—	—	2·6	—
März . .	4·15	39·64	15·0	105·0	1	2·0	1	—	—	—	—	—	1·6	1
April . . .	3·83	36·03	15·0	84·0	18	1·6	4	1·67	25·07	13·0	75	5	2·3	2
Mai	6 25	53·43	18·0	109·5	28	2·0	7	3·00	29·83	15·0	63	17	3·0	5
Juni	7 00	47·53	15·0	136·5	6	1·6	8	3·35	35·73	15·0	90	21	2·6	7
Juli	3 26	36·42	15·5	79·5	27	1·6	5	3·00	35·16	14·0	84	19	2	5
August . .	2 64	33 38	16·0	91·0	29	1·3	4	2·40	32·92	13·0	84	5	1·7	6
Sept. . . .	2 33	31 90	12·5	63·0	4	1·3	6	1·61	25·53	13·0	56	16	1	3
October .	3 65	38 95	20·5	59·0	19	2·0	2	3·07	35·26	14·0	86	17	2·3	1
Novemb .	1 59	24 92	15·0	59·0	1	3·6	—	2·47	28 98	16·0	80	13	2	—
Dezemb . .	2 55	24 97	12·5	56·5	1	3·0	—	2 80	34 92	18·0	72	7	3	—

Obschon auch in dieser Zusammenstellung die Häufigkeit der Niveauänderungen in ihrer Abhängigkeit von meteorologischen Factoren klargestellt ist, würde doch der enge Zusammenhang noch deutlicher hervortreten, wenn Winde und Gewitter in einer weniger allgemeinen Weise berücksichtigt würden. Kennen wir erst die denivellierenden meteorologischen Hauptelemente, so kann auch diese Tabelle vervollständigt werden.

Diese Kenntniss anzubahnen, mögen zunächst jene meteorologischen Factoren betrachtet werden, welche mechanischer Wirkung fähig sind; es sind dies der Wind, Luftdruckänderungen, Regen, Luftpolarität u. s. W. Die beiden ersten, der Wind und die Veränderungen des Luftdruckes sind die mächtigsten denivellierende Factoren.

IV. ABSCHNITT.

Wind und Denivellation.

Bleigraue schwere Wolken hingen am Himmel und in der schwülen Luft regte sich kaum ein Blatt, als ich am Nachmittage des 14. Juli 1889 von Arács herabkam, um ein Bad zu nehmen. Kaum im Wasser angelangt, wälzte sich von den Bergen eine schwarze Wolke in Begleitung eines heftigen Orkans, der alles Bewegliche aufwühlte, den Staub bis zu den Wolken peitschte, und auch mich kaum an das Ufer gelangen liess. Zu meinem Erstaunen war das Wasser, das die Pfosten der Kabine in einer Höhe von 40—50 cm. bedeckte, ganz gewichen und während kaum 5 Minuten, da der Orkan das Südufer vielleicht noch nicht einmal erreicht hatte, war er mächtig genug gewesen, das Wasser am Nordufer um etwa 30 cm. zu ebbeln.

Sollte die Reibung zwischen Luft und Wasser derart bedeutend sein, dass während der Druckausgleichung mechanische Wirkungen dieser Grösse zustandekommen können, oder hätte man es hier vielleicht nur mit einer specialen Denivellation zu tun, die sich bei anderen Winden nicht wiederholte?

Frischer Seewind staut das Wasser gegen das Ufer des Oceans, bei gehöriger Stärke tritt es aus oder strömt mit grosser Geschwindigkeit in Flussmündungen ein. Besonders Hollands Uferdämme haben viel von diesen Sturmfluten zu leiden, und heftiger Südwestwind über dem Baltischen Meere drängt das Wasser in das Frische Haff und die Mündung des Pregel mit grosser Geschwindigkeit, so das diese noch in Königsberg, 10 km. aufwärts, mehr denn 1 m. beträgt.

Nach den an die Deutsche Seewarte einlaufenden Berichten*) steht die Grode benannte Niederung an dem Westufer des Sahdebusens zwischen Wilhelmshaven und Schillinghörn bei heftigem Sturme stets unter Wasser. Seit den Sturmwarnungen der Deutschen Seewarte richten die Sturmfluten laut den Berichten des Leuchtturmwärters in Schillinghörn bedeutend weniger Schaden in den Heerden an.

Focke W. O.***) zählt 106 Gemeinden und darunter 11 Inseln auf, die durch Sturmfluten vernichtet wurden, und zwar fielen auf das Jahr

1086	1	Gemeinde	
1218	3	Gemeinden	am Jahde
1216—1300	5	Gemeinden	
um 1300	8	»	
Ende des XIII. Jahrhunderts	20	»	am Dollart
Anfang des XIV. Jahrhunderts	14	»	» »
1354	7	Gemeinden	
1373	1	Gemeinde	
im XIV. Jahrhundert	6	am Dollart	
1510	1	Gemeinde	

*) Beiheft zu den Monatsheften der Deutschen Seewarte 1889.

**) Beiträge zur nordwestdeutschen Volks- und Landeskunde, Bremen, 1895, p. 60—71.

1530	1	Gemeinde
1546	1	»
1561	8	Gemeinden am Jahde
1588—1591	1	Gemeinde
im XVII. Jahrhundert	2	»
1615	1	»
1634	19	am Nordstrande
1637	1	Gemeinde
1699	1	»
1720	1	»
1825	2	»
1840	1	»
1862	1	»
Zusammen	106	Gemeinden.

Es steht daher ausser allem Zweifel, dass der Wind die Wasserfläche denivellirt, sei es infolge der Reibung, sei es infolge des Druckes, der auf die getürmten Wellenflächen ausgeübt wird, oder auf andere Weise. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass auch die excessiven aperiodischen Ausbiegungen unserer Limnogramme dem Winde zugeschrieben werden müssen.

Die längs des Plattensees von Ost nach Westen wehenden Winde stauen in Keszthely das Wasser, und senken den Spiegel in Kenese, und umgekehrt, wenn sich die Windrichtung um 180° dreht. Mit der Queraxe des Sees zusammenfallende Winde werden an den besagten Punkten nur unbedeutende Spiegelschwankungen hervorbringen. Die Suche nach dem Zusammenhang von Wind und Wasserstand hat also vor Allem ausser der Stärke auch die Richtung des Windes zu berücksichtigen. Landwärts senkrecht auf die Uferlinie gerichtete Winde bringen die grösste Stauung, seewärts die Ufer rechtwinklig treffende Winde unter sonst gleichen Umständen die grösste Ebbe hervor. Unter schiefer Winkel auffallende Winde wirken natürlich nur mit ihrer auf das Ufer senkrecht stehenden Componente.

Die Wirkung der Luftströmung hängt entschieden von deren Geschwindigkeit ab. Ohne noch zu untersuchen, wie damit das Zustandekommen einer Denivellation zusammenhängt, mag vor der Hand angenommen werden, dass diese der Windgeschwindigkeit proportional sei.

Ist PP die Uferlinie, gegen welche sich unter dem Winkel β ein Wind von der Geschwindigkeit S lege (Fig. 15), welche durch ab und dem Richtungspfeile dargestellt wird, so ist die senkrecht auf das Ufer wirkende Componente $S_1 = S \cos \alpha$, welche die Stauung bewirkt, während $S_2 = S \sin \alpha$ dem Ufer parallel läuft, und keine Denivellation hervorbringt, wenn die Uferlinie gerade und unendlich lange angenommen wird. Die Windgeschwindigkeit S ist unseren Formeln entgegen dem allgemeinen Gebrauch gleich einer Kraft mit grossem Buchstaben bezeichnet, sicherlich dem Sprachgebrauche angemessen, der zwischen Windstärke und -Geschwindigkeit keinen wesentlichen Unterschied feststellt.

Wird der Einfallswinkel des Windes grösser, als ein Rechter, wobei der Wind vom Ufer weg seewärts bläst, so wird die Componente S_1 negativ und bedingt eine ihr proportionale Erniedrigung des Spiegels. Um ein graphisches Bild der Windwirkungen zu bekommen, verzeichnen wir, wie in Fig. 18 eine Wind-

rose: der vom Nullpunkte senkrecht nach oben gerichtete Stral entspreche der ENE Richtung, da dieser Wind für Keszthely die grösste Stauwirkung besitzt. Dabei entspricht natürlich die wagrechte Linie NNW—SSE der Uferichtung. Die darauf senkrecht nach unten gezogene WSW Richtung entspricht an besagtem Orte der grössten Ebbwirkung des Windes, die übrigen Richtungen werden der Windrose entsprechend eingezeichnet. Da die Windstärke in der Meteorologie nach der Zehnerskala geschätzt wird, so werden um den Nullpunkt mit den Radien 1, 2 . . . 10 aequidistante Kreise geschlagen, so, dass die Radien unmittelbar die Windstärken angeben. Die einzelnen Schnittpunkte der Kreise und Stralen werden nun durch senkrechte, auf die ENE—WSW Richtung projicirt, wodurch man die der Uferlinie parallelen Windcomponenten erhält. Da die Figur um die verticale Axe symmetrisch ist, so entspricht natürlich dem N Wind und dem gleichstarkem

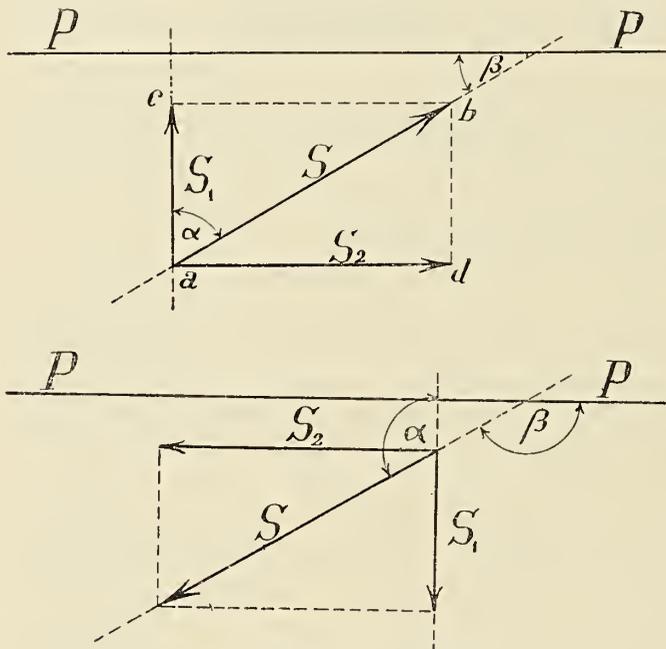


Fig. 15. Zerlegung des Windes.

SE Wind u. s. f. die gleiche Componente. Die positiven Componenten des N, NE, E und SE Windes entsprechen einer Stauwirkung, die negativen NW, W, SW und S der Ebbwirkung. Ein ganz ähnliches Diagramm mag auch für Kenese gezeichnet werden, in welchem aber zweckdienlicher die WSW Richtung nach oben, die ENE Richtung nach unten gezogen ist; SSE liegt links und NNW nach rechts.

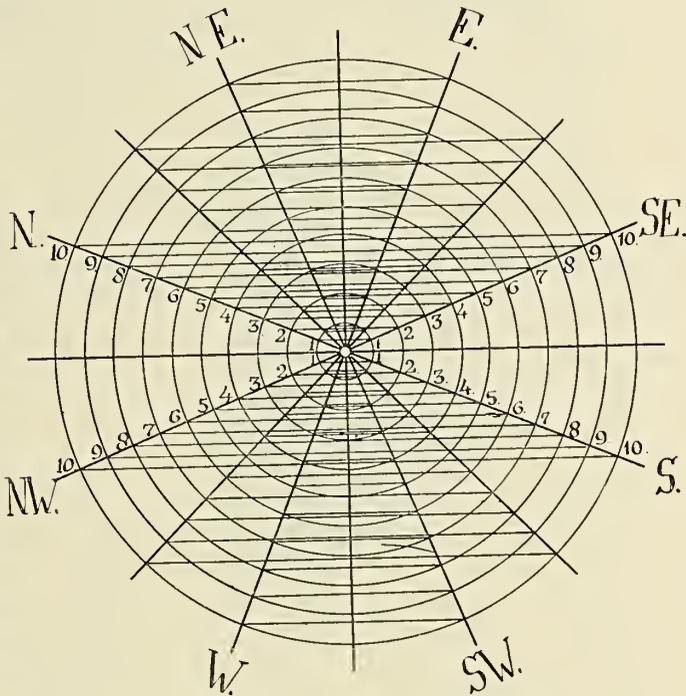
Mit Hülfe dieser Diagramme kann nun ein Curvensystem gezeichnet werden, in welchem die positiven und negativen Ordinaten beziehentlich der Stau- und

Ebbwirkung der Winde proportional sind. Die jeweilige Windrichtung und Stärke nach der Zehnerskala kann für die Beobachtungsstunden morgens 7^h, nachmittags 2^h und abends 9^h aus den meteorologischen Beobachtungsjournalen entnommen werden. Weht z. B. in Keszthely zu irgend einer Zeit NE₃ Wind, so ist die Ordinate für diesen Ort und diesen Moment nicht 3 Längeneinheiten (z. B. Centimeter), sondern $3 \text{ cm} \times \cos \alpha_{\text{NE}}$. So gibt NW₃ an demselben Orte nur eine kleine negative Ordinate u. s. f. Diese Componenten werden, als die Projection der betreffenden Winde einfach aus dem Winddiagramme entnommen und für den gegebenen Zeitpunkt in die Curve des Winddruckes eingetragen. Wol bedeuten die gesagten Ordinaten nicht selbst den Winddruck, sondern eine ihm proportionale Grösse. Vorgreifend darf jedoch schon hier dieser Ausdruck gebraucht werden, da dem Sprachgebrauche nach der Wind in der Tat das Wasser von einem Ufer zum andern «hinüberdrängt». Die eigentliche Berichtigung dieser Ausdrucksweise dürfte später klarer werden.

Bei der Reduction zahlreicher Beobachtungen scheint es vorteilhaft, von der Symmetrie der in Fig. 16 dargestellten Diagramme um die Verticalaxe Nutzen zu ziehen. Es braucht somit nur die Hälfte construiert zu werden, wobei natürlich, wie in Fig. 17 und 18 ein jeder Stral doppelte Benennung erhält. Die halben Windrosen werden auf je ein Blatt gezeichnet und mit einem Ausschnitte versehen, um sie an die Abscissenaxe der Winddiagramme anlegen zu können; der Verticalrand der Zeichnung vertritt dann sogleich die Construction der Ordinaten. In dieser Weise erfolgt die Construction der Curvensysteme sehr rasch, was umso wünschenswerter ist, als täglich 3 Windbeobachtungen vorliegen, die mit den Linnogrammen von drei Jahren verglichen werden mussten, was das Einzeichnen von etwa 4000 Ordinaten erforderte.

Diese Wind- oder Winddruckcurven geben nun ein klares Bild, welchen Anteil die Winde an dem Zustandekommen excessiver Denivellationen und ganz allgemein unregelmässiger Schwankungen nehmen.

Die Annahme, als ob in Keszthely die grösste Stauwirkung von ENE Winden herrührte, scheint auf den ersten Blick ziemlich unbegründet, da nicht diese Richtung auf die betreffende Uferlinie senkrecht steht. Noch mehr gilt dies von Kenese, das am EW gerichtetem Ufer liegt. Der Plattense muss jedoch als langer Canal aufgefasst werden, an dessen einem Ende, z. B. in Keszthely Stauung eintritt, sobald



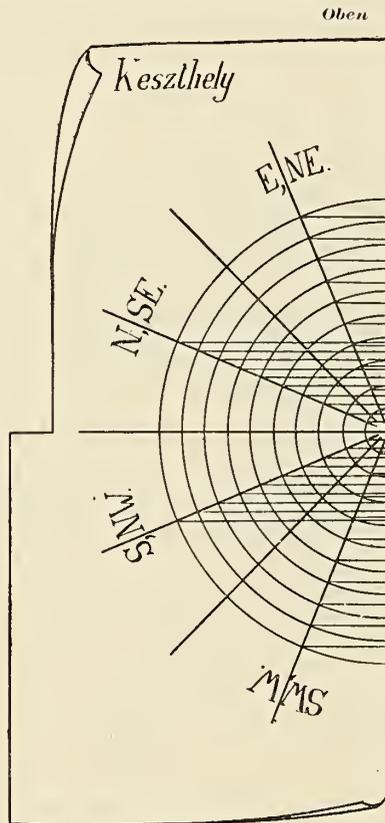
Figur 16. Windrose zur Zerlegung des Windes.

der Wind längs des Sees, von E nach W streicht (Fig. 19). Sehr heftige S Winde verursachen zwar in Keszthely infolge einer Querdenivellation locale Stauung, ziehen aber zugleich infolge der längs des Sees wirkenden Componente eine allgemeine Senkung des Keszthelyer Niveaus nach sich.

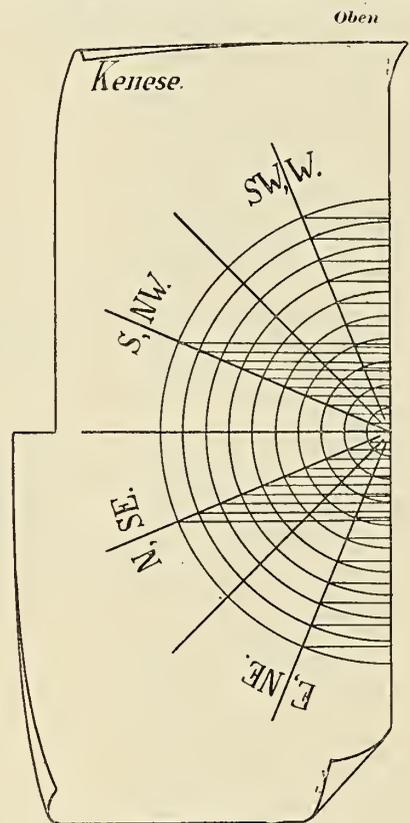
Da über die ganze Ausdehnung des Sees sich erstreckende Denivellationen von solchen Winden herrühren, die längs der Seeaxe grosse Componenten liefern, so ist leicht einzusehen, dass es vollauf genügt, das Windcurvensystem überhaupt einmal zu verzeichnen und hiemit die Linnogramme von Keszthely und Kenese zu vergleichen. In allen Fällen, da der Wasserstand in beiden Punkten gerade entgegengesetzten Gang aufweist, ist das Verfahren durchaus genügend, zeigen sich aber in einem Punkte Veränderungen, die von dem Wasserstande des anderen Punktes unabhängig sind, also rein localen Charakter haben, so muss das Winddiagramm für beide Pegelstationen gesondert gezeichnet werden.

Die beiden Windcurven werden in dem freilich sehr seltenen Falle identisch, als an beiden Stationen Wind von derselben Stärke und Richtung herrscht. Sollen über die ganze Ausdehnung des Sees sich erstreckende Denivellationen untersucht werden, so ist natürlich in der Construction der Mittelwert sämmtlicher über die Oberfläche der Wassermasse hinstreichenden Winde zu nehmen, während für locale Schwankungen nur die örtlich beobachteten Winde in Rechnung kommen.

Doch ist es gerade diese entscheidende Distinction, welche das Zeichnen der Windcurven erschwert, da mittlere Richtung und Stärke der über dem See wehenden Winde sehr schwer, oder vielleicht gar nicht zu bestimmen sind, denn schon die Berechnung dieser Grössen für einen gegebenen Augenblick erheischt



Figur 17. Unten

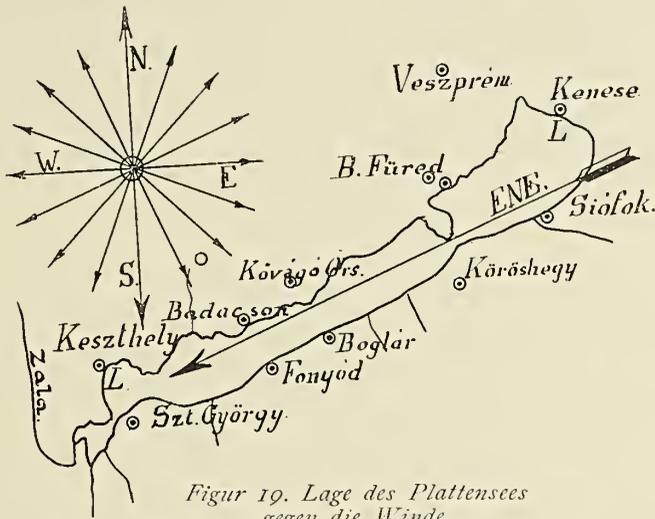


Figur 18. Unten

eine Unzal von Beobachtungen. Kennte man aber auch, sei es aus dichtgedrängten Beobachtungen, sei es aus irgend einem Gesetze über jedem Punkte den Wind, so wäre es immerhin noch sehr langwierig, jene constanten Mittelwerte abzuleiten, die während einer gegebenen Zeit die tatsächlich herrschenden Verhältnisse in ihren Wirkungen voll ersetzen können.

Kennt man die Windelemente über einem Gebiete, so können die Strömungsverhältnisse in der Karte mehrfach dargestellt werden. Das unmittelbarste Bild erhält man durch Einzeichnen der die Windrichtungen darstellenden Pfeile, die umso dichter stehen, je stärker der Wind ist. Eine regelmässige Cyclone ist in dieser Weise in Fig. 20 dargestellt; die Darstellung selbst ist aber einer weiteren graphischen Reduction nicht zugänglich. Schwerere Uebersicht, doch eine für Constructionen zweckdienlichere Darstellungsweise erhält man, wenn die Winde

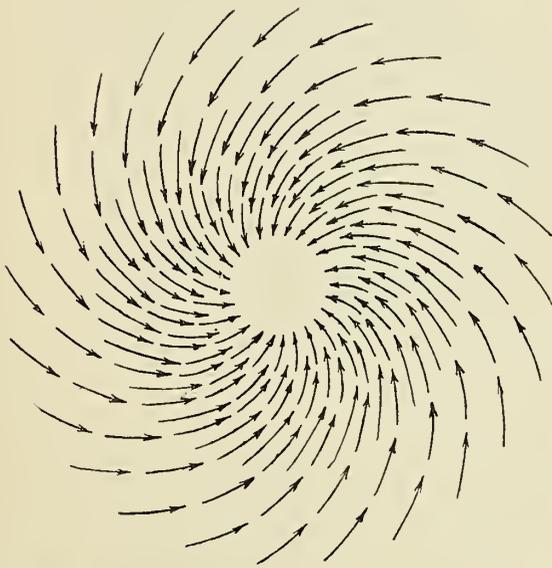
in ihre zwei Bestimmungstücke zerlegt werden, wie das in Fig. 21 geschehen. Die Curven *a— a* verbinden die Orte gleicher Windstärke, die Curven *b— b* stellen die zu den Windrichtungen senkrechte Linien dar. Erteilt man dem ersteren Curven-



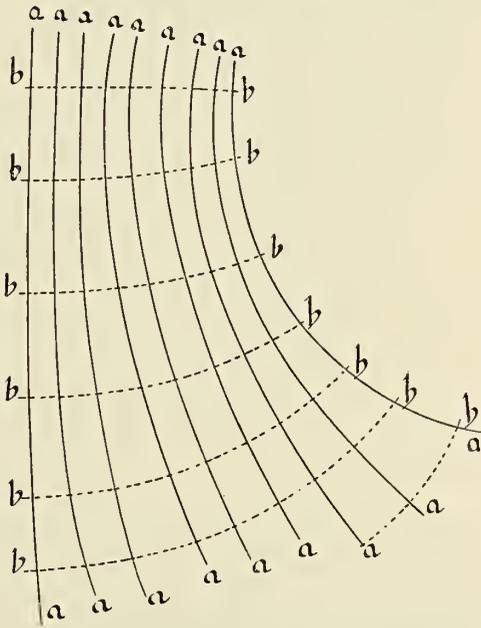
Figur 19. Lage des Plattensees gegen die Winde.

systeme bestimmte Werte, so erhält man eine der früheren Darstellungsweise an Präcision weit überlegene Veranschaulichung, die aber noch immer nicht geeignet ist, die mittleren Elemente des Windes leicht erkennen zu lassen.

Das präziseste Darstellungsmittel eines Windsystems erhält man, indem man



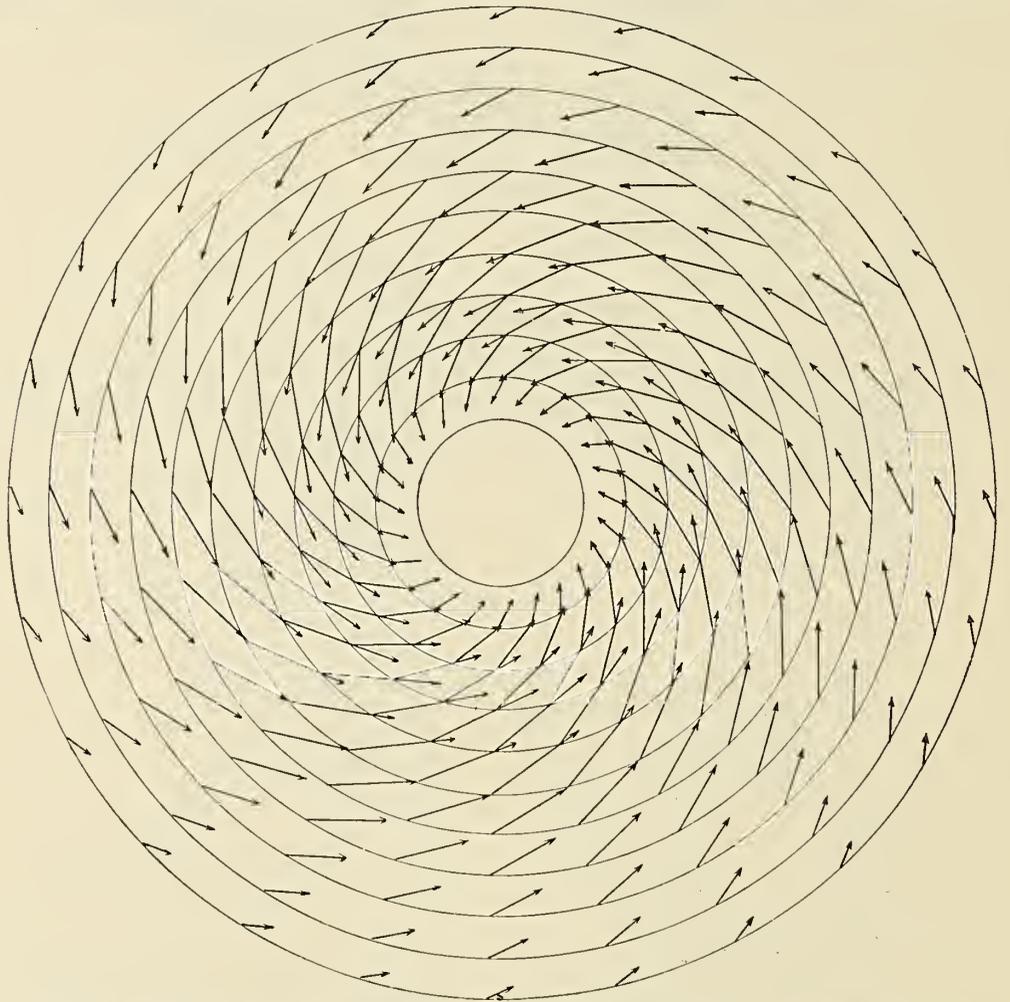
Figur 20. Darstellung der Winde durch Pfeile.



Figur 21. Darstellung der Winde durch Kräftelinien.

den Wind in jedem Punkte in zwei aufeinander senkrechte Componenten zerlegt, z. B. in eine nordsüdliche und eine ostwestliche, und die Oerter gleicher entsprechender Componenten durch Schichtenlinien verbindet, wobei natürlich das Vorzeichen der Componenten streng zu beachten ist. Ist z. B. durch meteorologische Beob-

achtungen eine weitausgedehnte Cyclone gegeben, in welcher die Windstärke (Geschwindigkeit) vom Centrum aus wächst, und in einer gewissen Entfernung von Aussen wieder abnimmt, so möge die Fig. 22 durch die aequidistanten Kreise und durch die Pfeiler, deren Richtung die Windrichtung am Orte der Pfeilspitze, deren Länge die Stärke des Windes characterisiren, die graphische Darstellung der Verhältnisse vermitteln. Zerfällt man in den einzelnen Punkten in die besagten zwei Componenten, so bedeutet das ausgezogene und punktirte Curvensystem der Fig. 23 beziehentlich die Oerter gleicher N—S und EW Componenten; die bei-

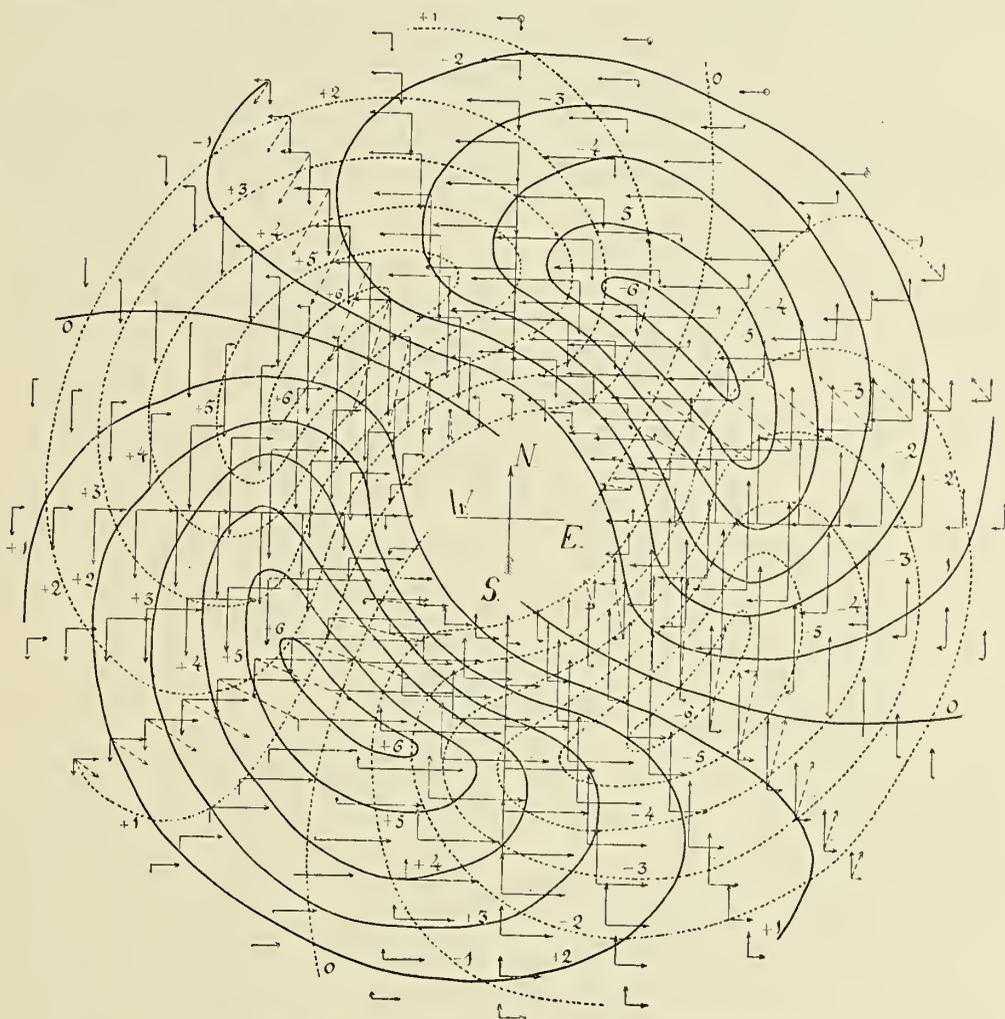


Figur 22. Darstellung einer Cyclone. Die Richtung der Pfeile fällt mit jener des Windes zusammen, ihre Länge ist der Windstärke proportional.

gefügtten Zalen geben die Grösse der Componente, wobei, wie üblich, N und W Winde positiv gerechnet werden.

Ist nun eine Cyclone in der beschriebenen Weise dargestellt, so mag nun über dem Gebiete *bbbb* mittlere Windrichtung und Stärke gesucht werden, wobei die Figur als eine Uebereinanderlagerung einer wirklichen Schichtenkarte betrachtet werden darf, deren Zalenangaben wirkliche Höhen bedeuten. Durch irgend ein orometrisches Verfahren kann nun die mittlere Höhe der beiden Systeme über der Grundfläche *bbbb* ermittelt werden, die sicherlich mit der mittleren Componente

des Windes identisch ist. Die Vereinigung beider Mittel nach den Gesetzen des Kräfteparallelogramms gibt sodann den mittleren Wind, der in seinen Denivellationswirkungen dem tatsächlichen Windsysteme adaequat ist. Mit diesem Mittel müssten also die Daten der Linnographen verglichen werden, um in der Tat zu vergleichbaren Resultaten zu gelangen. Freilich ist die Gleichwertigkeit des mittleren und tatsächlichen Windes nicht über alle Zweifel erhaben; da wir aber selbst den Zusammenhang des gleichförmigen Windes mit der Denivellation nicht genau kennen, ist es nicht möglich, die Strenge weiter zu führen.



Figur 23. Zerlegung einer Cyclone durch Schichtenlinien.

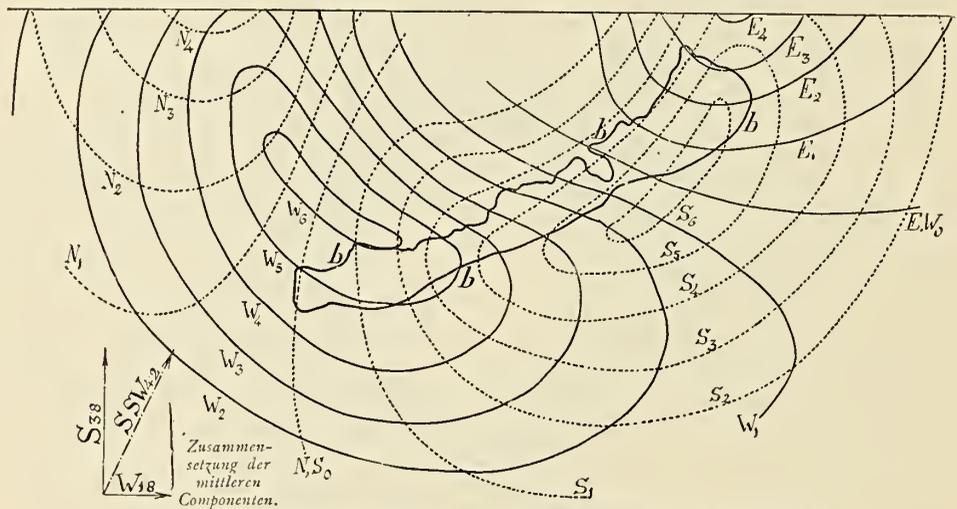
Die Methode zeigt schon an und für sich, dass es eine arge Täuschung wäre, den Wind an dem einen Ende des Sees für den dort beobachteten Wasserstand verantwortlich machen zu wollen. Ist z. B. *bbbb* unserer Figur 24 die Fläche des Plattensees, so weht in Keszthely W_5 , in Kenese dagegen SSE_6 Wind, während das allgemeine Mittel SSW Wind von der Stärke 4.2 ergibt.

Da nun eine präzise Methode gewonnen wurde, so wäre diese zum Mindesten in allen zweifelhaften Fällen zu verwenden. Sie verursacht aber so viel Mühe, dass hievon wol Abstand genommen werden darf, sobald wir einmal über den

Zusammenhang von Wind und Denivellation ganz klar und sicher geworden sind. Soviel ist — wie erwähnt — aber jedenfalls zu beherzigen, dass die Untersuchung eines Pegelstandes nicht allein mit den local wehenden Winden in Verbindung gebracht werden darf.

Bei der Untersuchung der Linnogramme des Plattensees musste ich mich mit einer weit einfacheren und bedeutend roheren Methode begnügen; es wurde einfach das arithmetische Mittel aus den Denivellationswirkungen der an beiden Enden des Sees wehenden Winde genommen. Eine Berücksichtigung der Daten der übrigen Uferstationen liess zu dem beruhigenden Resultate kommen, dass auf diese Weise durchaus brauchbare Resultate erlangt werden.

Bei der Ausführung wurden die Windordinaten einer Station aufgetragen, und hiez zu einfach die Ordinate der anderen Station gefügt. Die Construction ergibt dann einfach das Mittel der beiden in doppeltem Maassstabe. In den beigefügten Tabellen finden sich jedoch auch die Winddiagramme der einzelnen



Figur 24. Beispiel zur Bestimmung der mittleren Windrichtung.

Stationen zum Beweise dessen, dass aus je einer allein richtige Folgerungen nicht gezogen werden können.

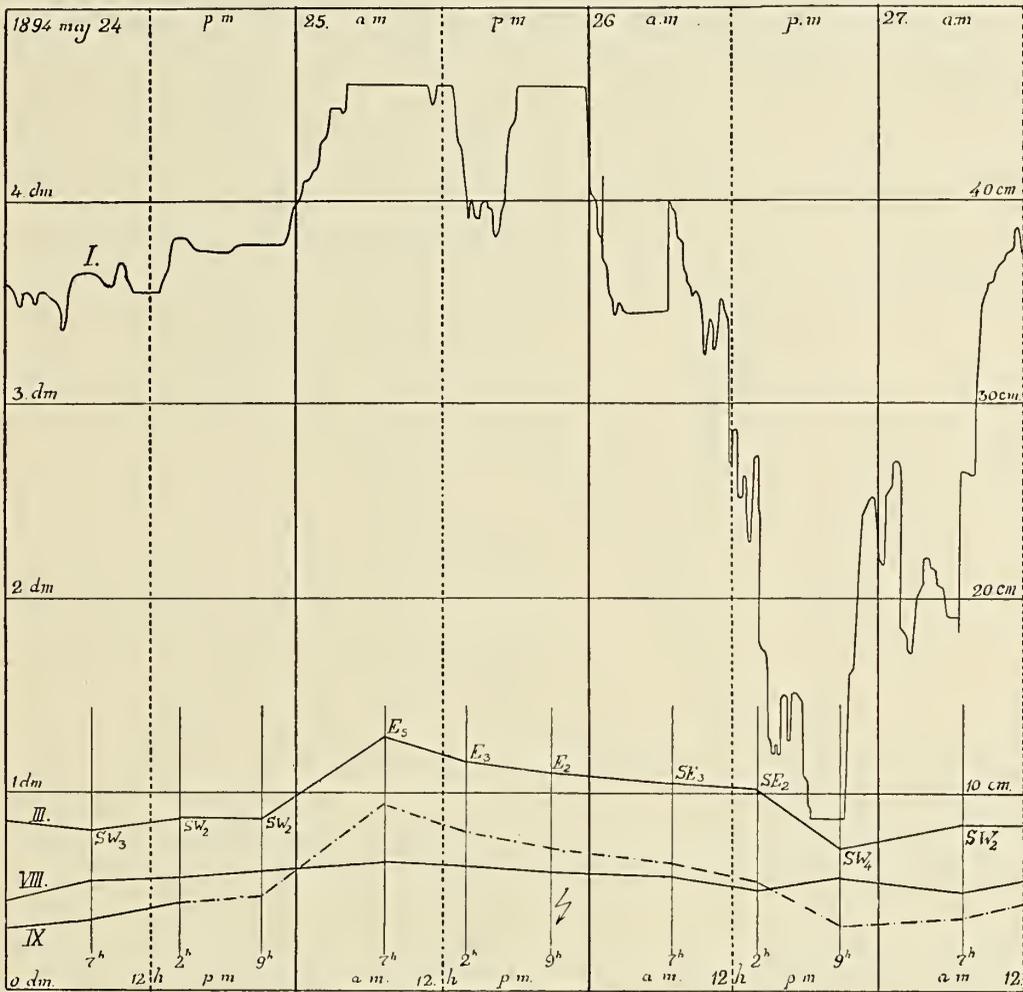
Eine Auslese einzelner Linnogramme, die in Fig. 25—38. dargestellt sind, ergeben beachtenswerte Resultate.

Der Maassstab der Zeichnung ist aus der Figur selbst zu ersehen, da im Abstände von je 1 dm. wagrechte Linien gezogen sind. Das Winddiagramm und die Curve der Luftdruckunterschiede, von denen später die Rede sein soll, sind nach einer willkürlichen Scale gezeichnet, die jedoch auf den Originallinnogrammen constant blieb und durch die Reproduction proportional mit den Linnogrammen verkleinert wurde. Um die vielfachen Curven einfach unterscheiden zu können, sind sie mit römischen Zalen beziffert, derart, dass

- die Linie I. das Linnogramm von Keszthely;
- » » II. » » » Kenese;
- » » III. die Windcurve » Keszthely;
- » » IV. » » » Kenese;
- » » V. die Summe der Windcurven;

die Linie VI. das Barogramm von Keszthely;
 » » VII. » » » Balaton-Füred;
 » » VIII. den Unterschied der Barogramme;
 » » IX. die Summe der Barogrammunterschiede und des Windes
 bedeutet.

Unter den vertikalen Linien bedeutet die voll ausgezogene die Mitternacht,



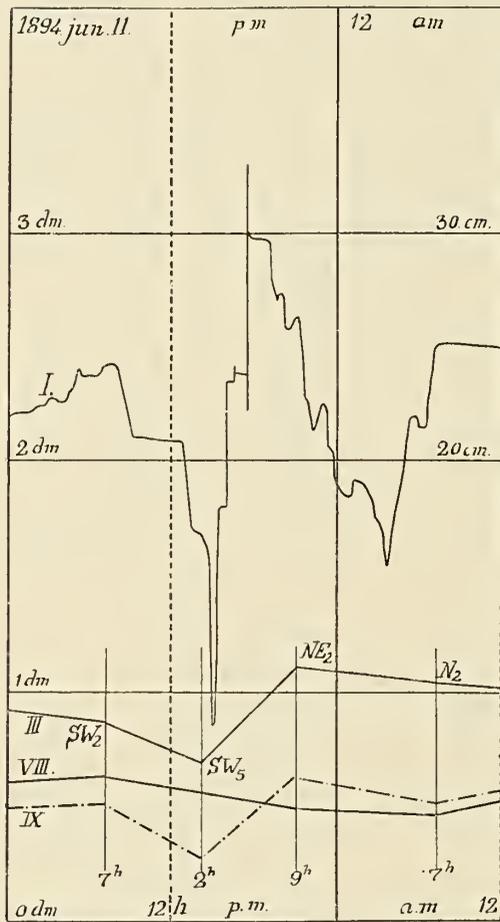
Figur 25.

die punktirte den Mittag, *a. m.* (ante meridiem) und *p. m.* (post meridiem) dienen zur Bezeichnung des Vor- und Nachmittags.

Fig. 25 (24—27. Mai 1894) stellt eine schöne Doppeldenivellation dar. Der Wind drehte sich am 24. Nachts plötzlich von SW_2 nach E_3 , worauf das Wasser in Keszthely so zu schwellen begann, dass der Schreibstift bis auf den Rand des Papiers hinauslief. Der Ostwind lenkte erst am 26. Mittags wieder nach Südwesten ein, was eine Senkung von 30 cm. in Keszthely zur Folge hatte. Am Mittag des 27-ten war der Wind so schwach geworden, dass der Wasserstand auf das ursprüngliche Mittelniveau zurücksank. Zu dieser Zeit konnten von Kenese noch keine brauchbaren Limnogramme erhalten werden.

Noch um vieles lehrreicher ist die Figur 26 (vom 11. Juni 1894). Der Wind, der um 2 Uhr Nachmittags mit grosser Heftigkeit aus SW blies, drehte sich abends gegen Nordosten und aller Wahrscheinlichkeit nach recht plötzlich, da das Linnogramm um etwa 25 cm. ganz vertikal ansteigt. Auch der Linnograph zu Keszthely functionirte damals noch nicht befriedigend.

Fig. 27 (vom 25—27. Juli 1894). Ein schwacher Nordwind wendete sich plötzlich nach Nordosten, so dass das Wasser in Keszthely ruhig aufstieg und mit nachlassendem Winde wieder sank. Die Drehung des Windes geschah hierbei in der Weise, dass für die Stauungswirkung eine grosse Componente verloren ging, blies doch am 27. Früh N₅-Wind, der das Linnogramm mit vielen kleinen Erzitterungen belastete. Am 25-ten um 2 Uhr des Nachmittags bemerken wir die feine Treppenbildung, von der später ausführlicher die Rede sein wird, und welche auf Grund der Fehleruntersuchung unseres Instrumentes auf eine sehr feine, den Vibrationen des Léman vergleichbare Schwingung hinweist.



Figur 26.

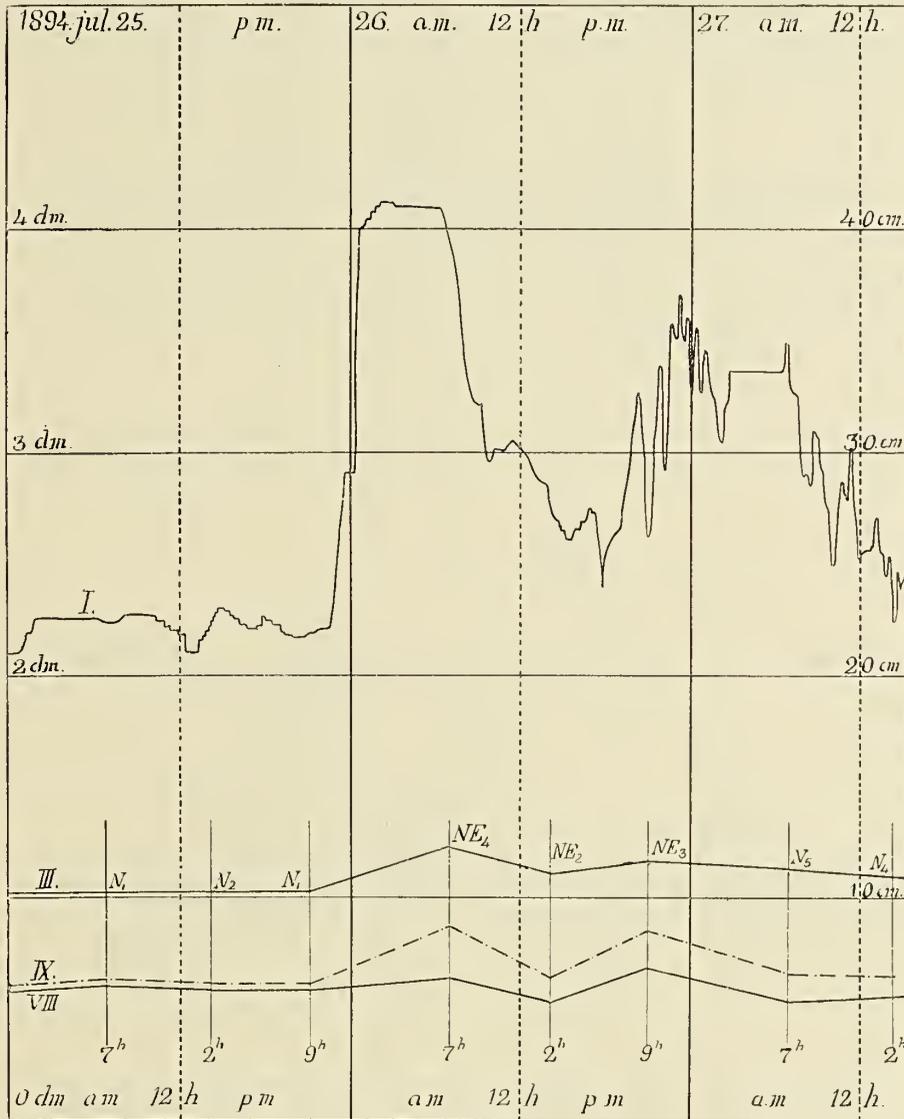
die Rede ist, fällt es nicht schwer in die Wage, dass in Keszthely Morgens E₄ und Nachmittags E₂ Wind gezeichnet wurde, indem es möglich bleibt, dass eine Schwächung über dem See entweder gar nicht verspürt wurde, oder wenigstens nicht lange andauerte. Der congruente Gang beider Curven ist jedenfalls bemerkenswert.

Fig. 29 (vom 4—6. April 1895). Das Wasser in Keszthely hob sich bei sehr heftigem Nordorkane. Da aber eine grosse Componente desselben für die Denivellation verloren ging, so ist diese selbst sehr verwaschen und un stetig. Aehnliches zeigt auch der Wasserstand in Kenese, der noch häufigere Erzitterungen aufweist. Beide Wellen sind in ihren Hauptzügen gleichzeitig, scheinen aber in den Einzelheiten von einander unabhängig zu sein. Hier wurden die Daten des

Fig. 28 stellt eine selten schöne, ruhige und andauernde Denivellation des Wassers zu Keszthely dar. Der schwache Ostwind in Keszthely frischt am 24. September 1894 abends auf, dauert den ganzen folgenden und selbst den dritten Tag noch immer nahe gleichförmig an, und erstirbt erst am 26. abends. In Kenese wurde vorhergehend Windstille, darauf nordöstlicher und später Ostwind verzeichnet. Die Zusammensetzung der beiden Windcurven ist in auffallender Harmonie mit dem Gange des Linnogramms, mit Ausnahme des Augenblickes des Maximums, da die Windcurve eine Senkung aufweist. Da von gleichgerichteten Winden

Barographen zum erstenmale benützt; es sei über dieselben nur soviel bemerkt, dass die Barogramme genug ruhig schreiten, die Linie ihrer Unterschiede aber recht unruhig erscheint.

Fig. 30 (16—19. April 1895). Zwei mächtige Flutwellen von Keszthely stehen zwei gleichzeitigen Ebbewellen von Kenese gegenüber. Jene von Keszthely konnte

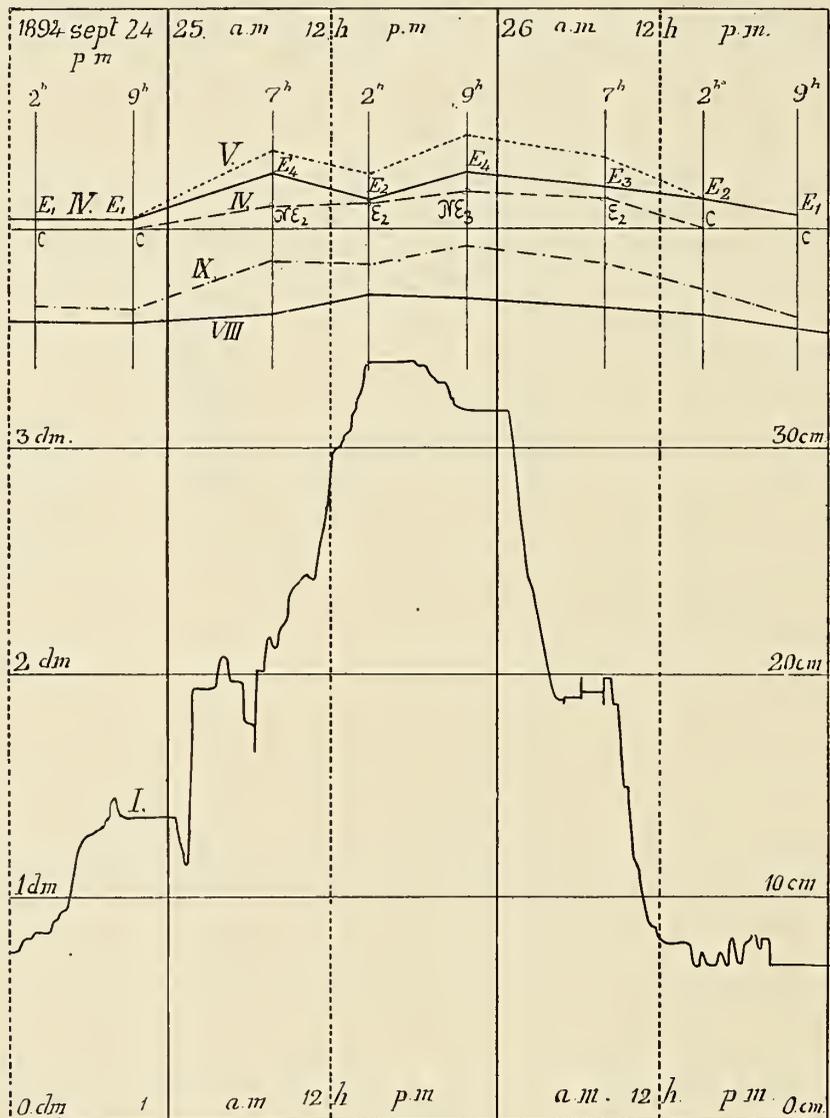


Figur 27.

wegen Mangel an Spielraum von dem Instrumente nicht verzeichnet werden. Beide Wellen sind durch den Wind vollkommen erklärbar.

Fig. 31 (vom 7—9. Mai 1895) stellt eine mehrfache, aber stets gleichsinnige Denivellation dar. Der Wind ist mit wechselnder Stärke fortdauernd ein östlicher. Wahrscheinlich sind auch regelmässige Schwingungen in der Erzeugung der eigentümlichen Curvenformen betätigt.

Fig. 32 (vom 5—7. Juni 1895) ist die Zeichnung einer der schönsten, mit regelmässigen Schwingungen gezackten Denivellation. In Keszthely lassen sich die Hauptlinien der Denivellation in zwei leider wieder unvollständig verzeichneten Flutwellen recht gut erkennen. Die Flutwellen zeigen einen mit jenen von Kenese gerade entgegengesetzten Gang; die Zusammensetzung V der beiden Windcurven der zwei Stationen erklären diese Erscheinung sehr schön. Die Curve der Baro-

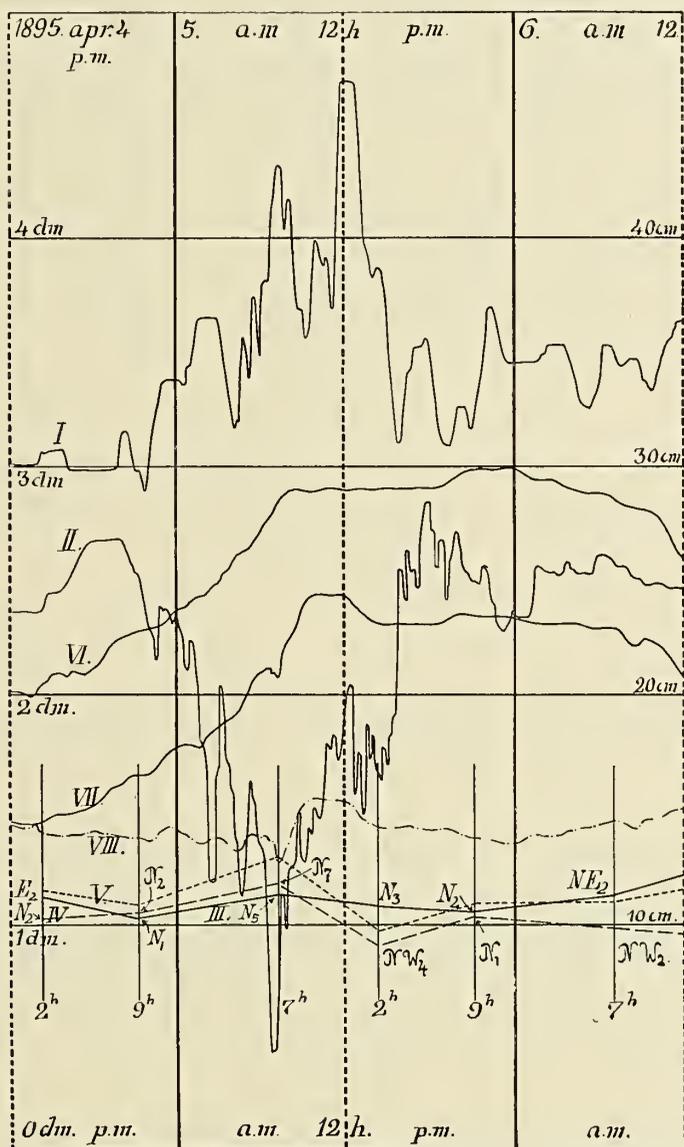


Figur 28.

grammunterschiede ist sehr unruhig, und beide Limnogramme sind voll kleiner Schwankungen. In Bezug auf Feinheit der regelmässigen Linienstücke gibt die Reproduction nicht einmal ein angenähertes Bild des Originals (die Copierung geschah bei allen Zeichnungen mit Hülfe des Pántographs, horizontale und verticale Dimensionen sind im gleichen Verhältnisse, wie auf den ursprünglichen Blättern).

Fig. 33 (vom 20—22. Juni 1895). Nach einer starken Welle, Erzitterung der Barogrammunterschiede, zeigen sich auf dem Keszthelyer Limnogramme Denivel-

lationen, welche zwar die früheren Denivellationen von Kenese an Länge über-
treffen, hinter den gewöhnlichen Schwankungen aber zurückbleiben. Diese werden
bei der Untersuchung der periodischen Schwingungen mehr ins Einzelne gehend
besprochen werden. Sie hängen schon enger mit den Keneseer Schwingungen
von ähnlicher Periode zusammen, die jedoch weit weniger schön verzeichnet sind.

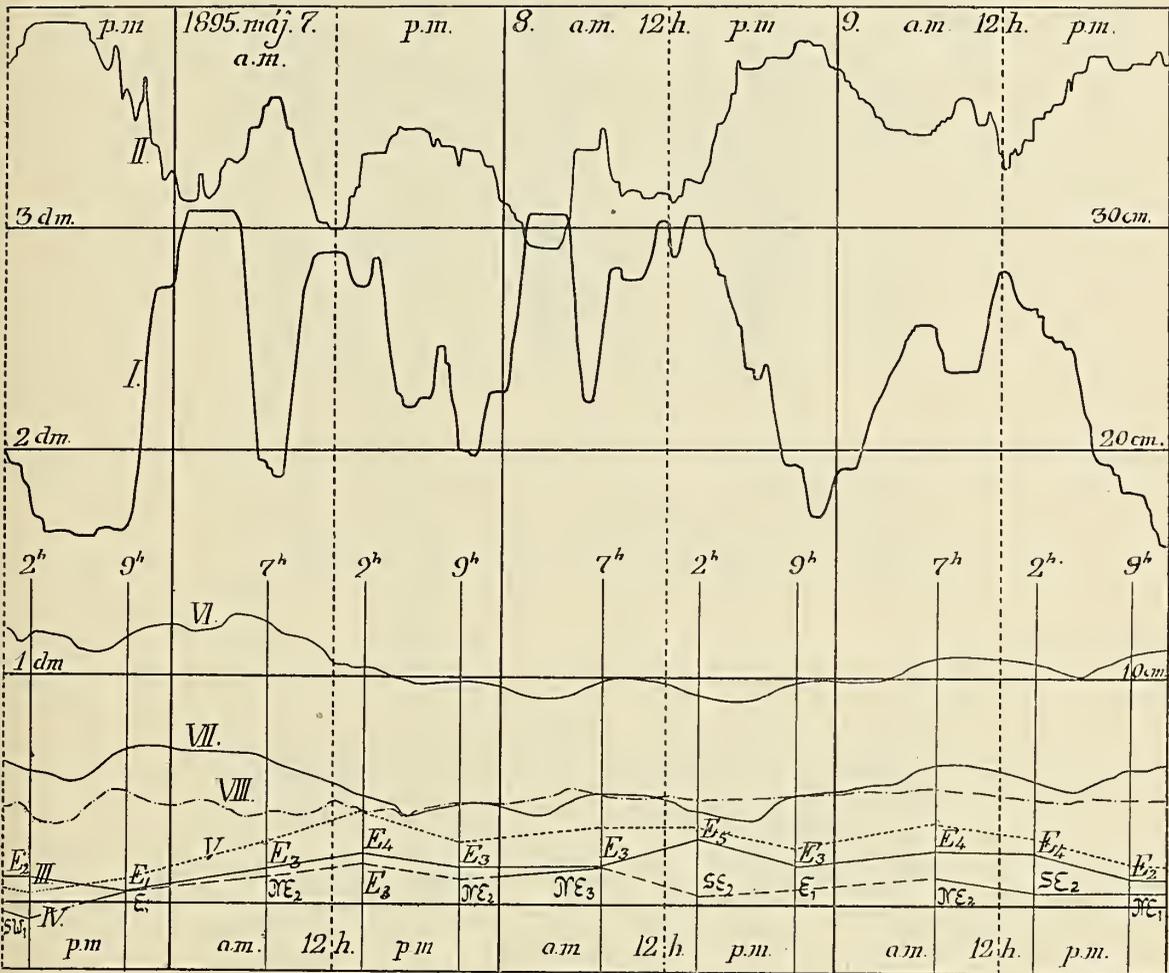


Figur 29.

Fig. 34 (vom 3—5. October 1895). In voller Harmonie mit dem Wind-
diagramme entwickelten sich zwei Denivellationen von fast gleicher Amplitude,
aber von verschiedenem Character. Die erste entstand in Folge eines Nordwindes,
also eines solchen, der eine grosse Componente quer des Sees besitzt. Bei der
zweiten war der Wind eher ein östlicher, dessen für die Denivellation verlorene

gesetzten Ausbiegung eingeleitet oder gefolgt ist. In Kenese entspricht ihr eine alleinstehende Ebbwelle. Das wahre mittlere Niveau ist in der Höhe des Beginnes und des Ende der Curve; würde man dasselbe aus der Figur durch Flächenmessung ableiten, so käme man zu einem ganz anderen Resultate. Man sieht wirklich, was in Fig. 10 theoretisch behandelt war.

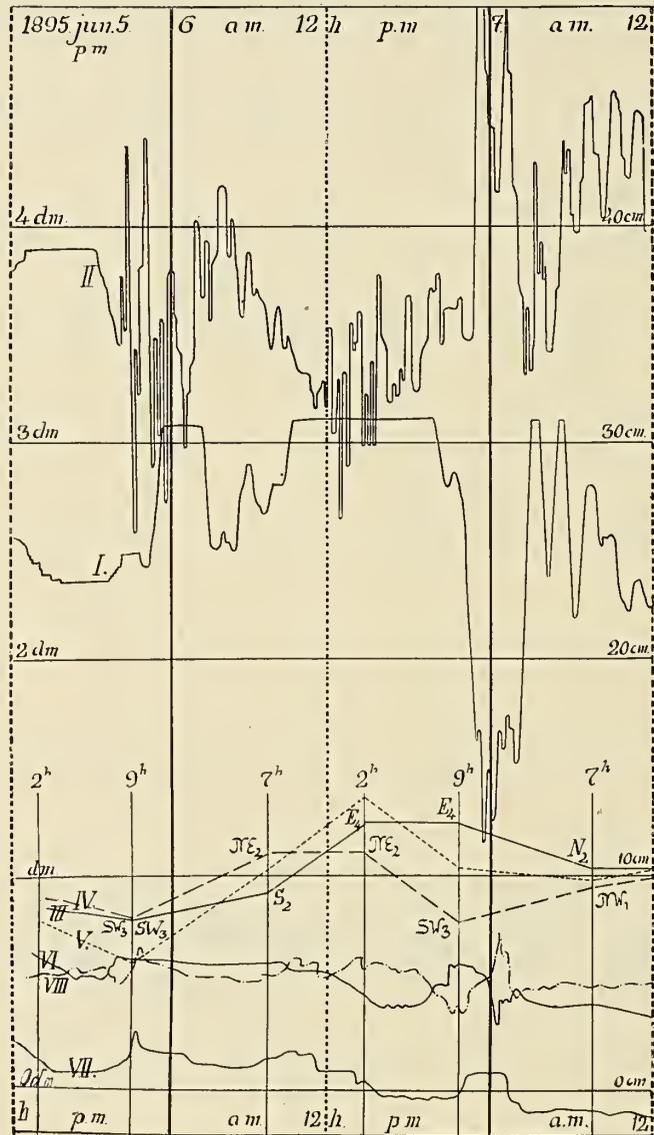
Fig. 37 (vom 12—13. November 1895) zeigt eine der schönsten Denivellationen, die der Keszthelyer Linnograph registrirte. Die Aufzeichnung ist besonders



Figur 31.

desswegen wichtig, weil ich mich während derselben an dem See, beim Molobau von Boglár aufhielt. Am Mittag des 12. entstand der heftige Westwind, welcher die Denivellation auslöste. Nachts nahm die Windstärke etwas ab, um am nächsten Tag mit voller Stärke auszubrechen. Die Wellen giengen über den Molo, und der Dampfer konnte in dem seitlichen Wellengange kaum landen. Mittags erreichte der Wind seinen Höhenpunkt, die Wellen stürzten das zum Einrammen der Pflöcke hergestellte Gerüst mitsamt der Ramme, die umherschwimmenden Balken und Bretter konnten kaum gerettet werden. Nachmittags drehte sich der Wind plötzlich, und wie nach heftigen Seitenwinden gewöhnlich, konnte auch jetzt in dem

heftigen Nordstürme die Arbeit nicht fortgesetzt werden. Die Daten über den Keszthelyer Wind waren zu dieser Zeit bei Anfertigung der Figur noch nicht zu Händen, doch war von Keszthely ein beträchtlich stärkerer SW-Wind signalisirt, als von Kenese. Während des Vorherrschens des Westwindes war das Limno-

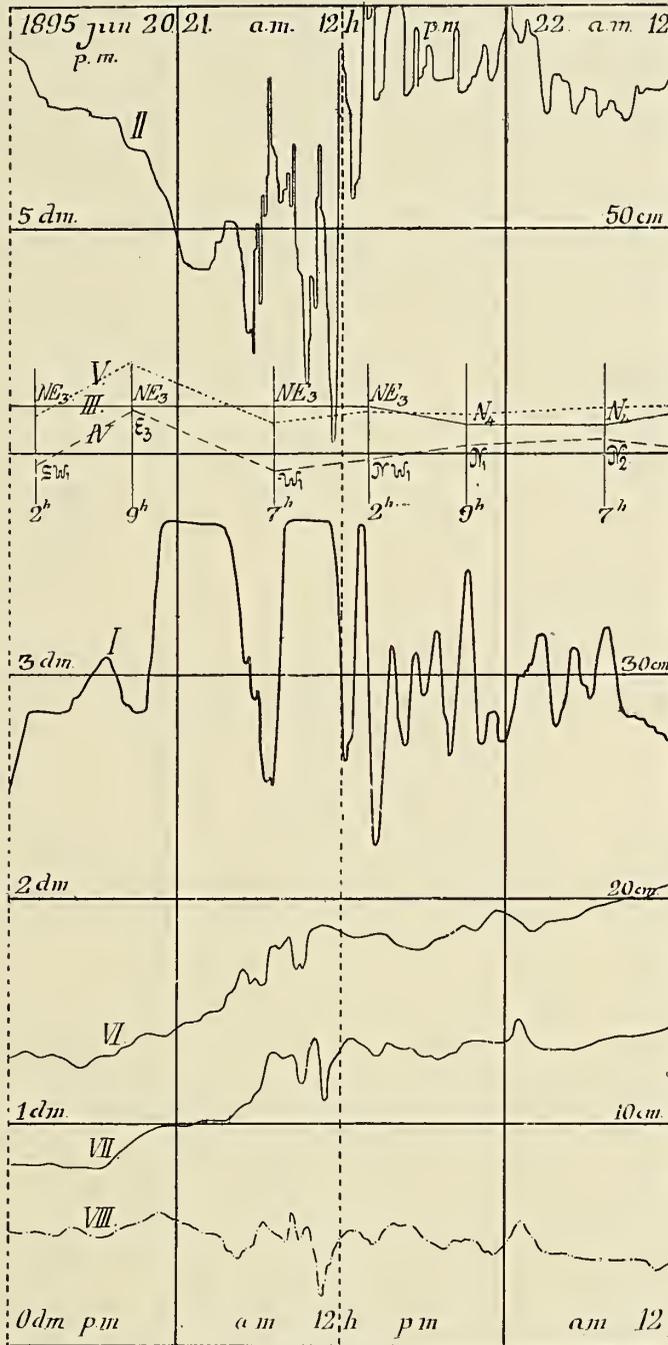


Figur 32.

gramm von ruhigem Verlaufe; mit Eintreten des Nordsturmes erschienen aber die kleinen regelmässigen Schwingungen.

Fig. 38 (vom 11. Mai 1895). Eine Denivellation geringerer Dimension zu Keszthely wird durch eine sehr spitze secundäre Denivellation ergänzt. Auf dem Limnogramm zu Kenese ist diese Ausspitzung nicht sichtbar, so dass die Erscheinung ganz lokalen Character hat, und wahrscheinlich von einer Interferenz regelmässiger Schwingungen herrührt. Eine detaillirtere Erklärung wäre nur in dem

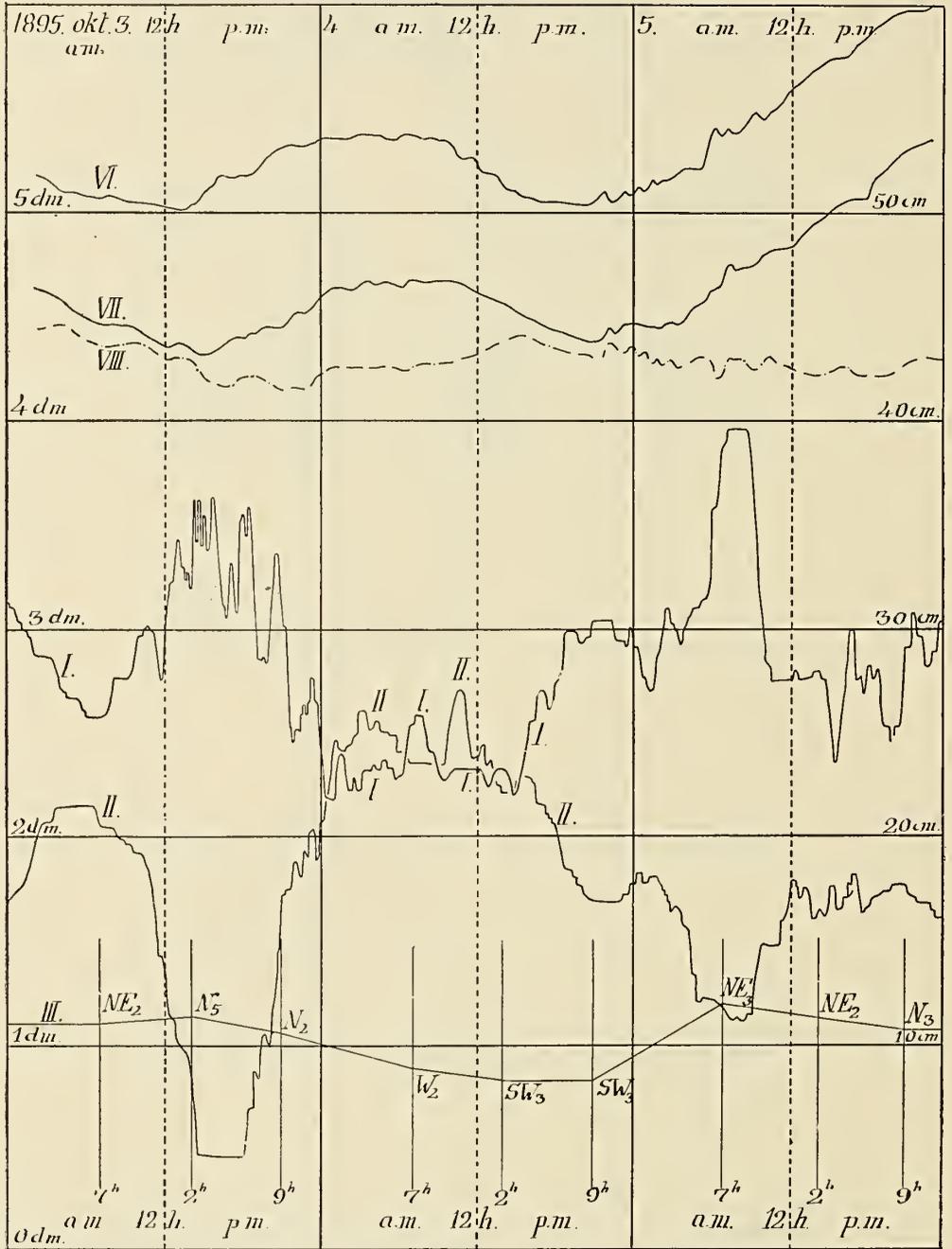
Fälle abzugeben, wenn in dem Westteile des Sees noch ein weiterer Limnograph aufgestellt wäre. Die Denivellation selbst ist durch die Windcurve vollständig erklärt.



Figur 33.

Obgleich die mitgetheilten Fälle auch nahe nicht alle Einzelheiten erschöpfen, in welchen der Wind der denivellirende Factor war, sondern nur die charakteristischsten herausheben, darf doch mit vollkommener Gewissenhaftigkeit behauptet

werden, dass nicht ein einziger Fall vorkam, in welchem die Denivellation nicht so erfolgt wäre, wie sie auf Grund des bekannten Winddruckes im vorhinein erwartet werden konnte. Allerdings kommen Denivellationen vor, die durch Wind-

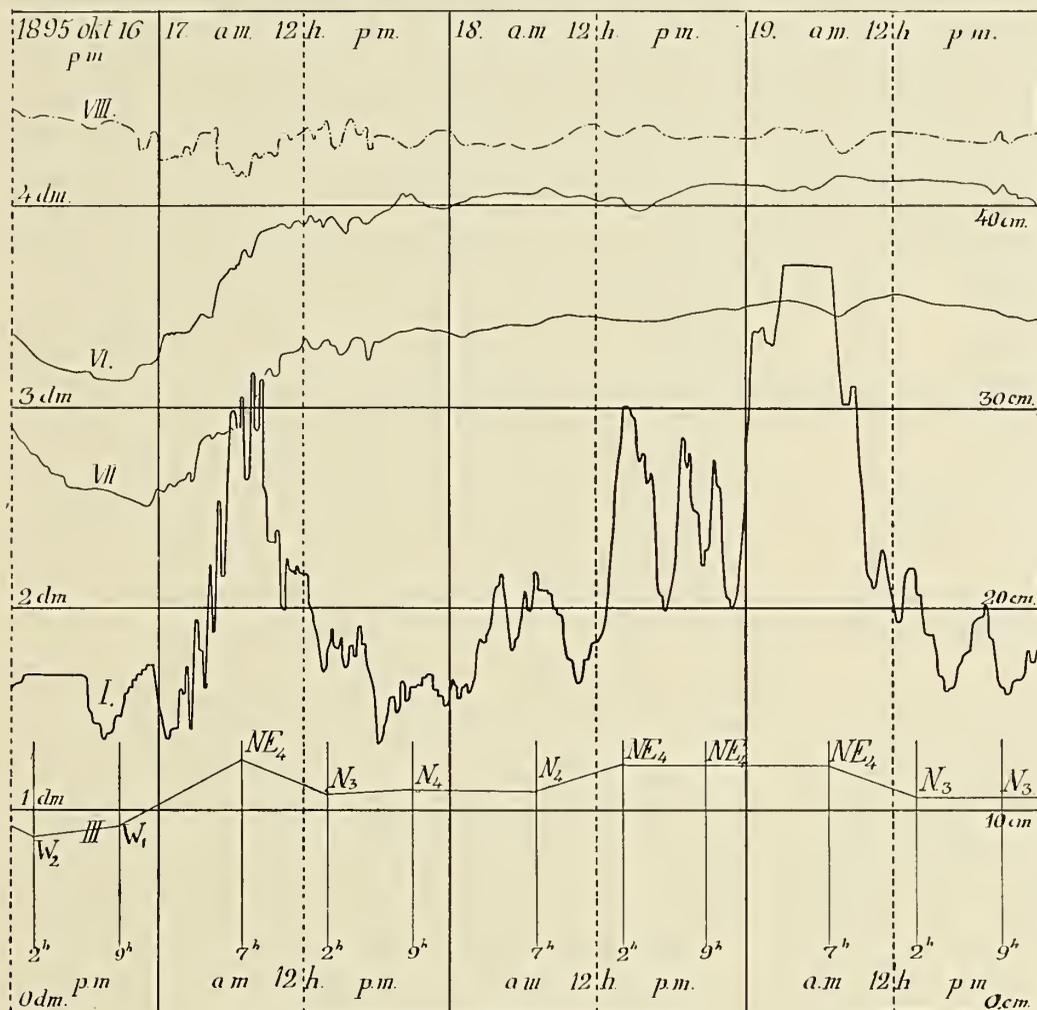


Figur 34.

wirkungen nicht vollständig erklärt werden konnten, und umgekehrt brachten in manchen Fällen Winde nicht jene Denivellationen hervor, die ihrer Stärke nach zu erwarten standen. Beides ein Beweis dafür, dass es ausser dem Winde noch

andere, die Denivellation beeinflussende Factoren gibt, deren Studium dem folgenden Abschnitte aufbehalten werden mag.

Es ist somit über jeden Zweifel erhaben, dass die Denivellationen des Plattensees zum grössten Teile vom Winde herrühren; ist dieser schwach, oder nicht von entsprechender Richtung, so stört er die Gleichgewichtslage des Spiegels, wie aus den mitgetheilten Fällen sattsam ersichtlich, nicht. Dreht er sich aber,



Figur 35.

oder frischt er bis zu dem teoretisch erfordernten Maasse auf, so weicht die Oberfläche aus der geodätischen Niveaulage aus, hebt sich am Ufer mit Seewind, senkt sich am anderen Ufer mit Landwind.

Fast jedes Blatt der drei Jahre hindurch aufgehäuften Aufzeichnungen beweist unbedingt, dass in dem, dem Schnittpunkte der Windcurve mit der Abscissenaxe entsprechenden Momente die Oberfläche des Sees beträchtliche Störung aufweist, die in dem Maasse vehementer wird, als der Schnitt steiler erfolgt. Mit anderen Worten: Dreht sich der Wind so, dass die ihm in Bezug auf die Denivellationen zugeschriebene Wirkung sich in das gerade Gegenteil verwandelt, so kommen starke Denivellationen zustande, die umso stärker sind, je rascher die Drehung

erfolgte, und deren Sinn (in Bezug auf Hebung oder Fallen) mit der von dem Winde zu erwartenden Wirkung in Uebereinstimmung ist.

Zugleich und mit besonderer Rücksicht auf das Folgende möge noch hervorgehoben werden, dass ein nicht besonders starker Wind, der mit fast voller Kraft denivelirend wirkt, ruhig ablaufende Denivellationen verursacht, die kleinere Schwankungen von geringer Dauer fast ganz ausschliessen. Wächst die Stärke des Windes, so treten zwar Erschütterungen auf, die Schwankungen können aber noch immer für recht ruhig verlaufend gelten. Wird aber die Quercomponente, die ihrer Richtung nach für das Zustandekommen von Längsdenivellationen verloren geht, beträchtlich, so kräuselt sich in dichtgedrängten kleinen Wellen der Spiegel, möge nun die wirksame Windcomponente eine bedeutendere Denivellation

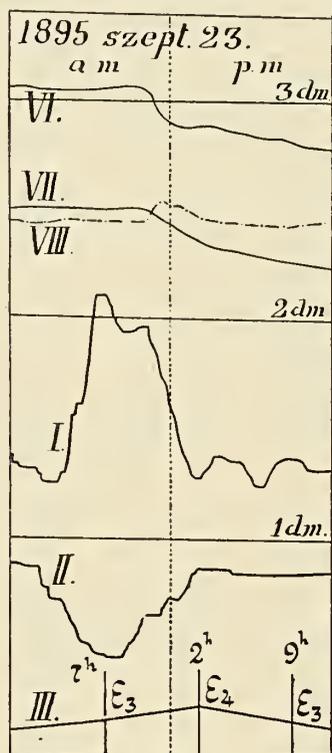
hervorgebracht haben, oder nicht. So bewirken die E und NE Winde in Keszthely ruhige, man möchte sagen würdevolle Schwingungen, während die starken N und S Winde heftige Erschütterungen hervorbringen. Diese gehören zum Teil unter die jetzt untersuchten aperiodischen Schwankungen, zum grösseren Teile sind es jedoch die besten Repräsentanten der später zu betrachtenden periodischen Schwingungen.

Auch die längs des Sees hinwehenden Winde bewirken den bisher erwähnten bedeutend überlegenere Schwankungen, jedoch nur in dem Falle, als der Wind besonders heftig ist, oder aber mit andern meteorologischen Erscheinungen vereint auftritt.

* * *

Es mag nun die Frage gestellt werden, ob auch andere Seen infolge des Windes Denivellationen aufweisen?

In Ungarn könnte nur der Fertősee (Neusiedlersee) in Betracht kommen, ja auf diesem mögen die Denivellationen unter dem Einflusse des Windes noch kräftiger sein, als auf dem Plattensee. Denn soweit wir wissen, drückt heftiger Nordwind das Wasser von dem am Nordufer gelegenen Orte Nezider gegen das südliche Flachufer, wo es dann weite Gebiete bedeckt.



Figur 36.

Die Denivellationen des Léman stehen, wie es scheint, auch unter dem Einflusse des Windes. Forel*) veröffentlicht eine Tabelle, welche die Windrichtung und Stärke, und den Wasserstandunterschied zwischen Genf und Morges in dem Sinne Morges-Genève gibt. Da die Tabelle wenig übersichtlich ist, construirte ich eine ähnliche Zeichnung wie für den Plattensee, in welcher nun naturgemäss SW und NE Winde beziehentlich positive und negative Ordinaten erhalten. Wie die Fig. 39 zeigt, decken sich auch hier Wind und Denivellation vollkommen.

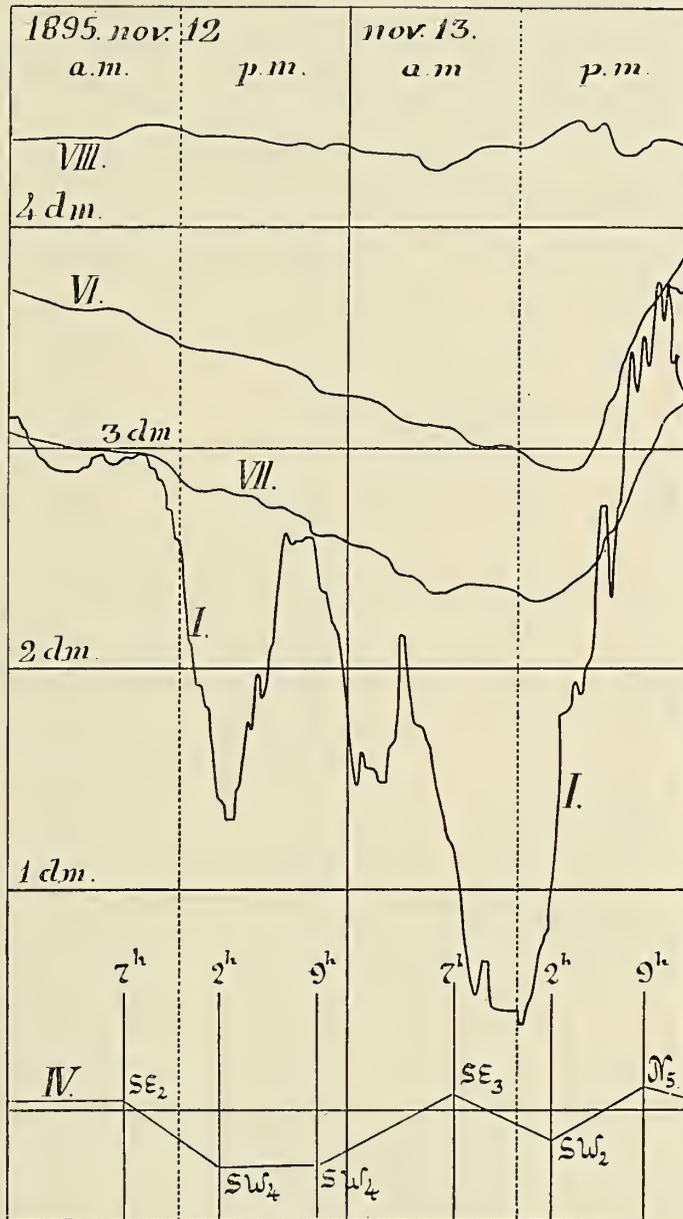
Die graphische Interpretation einer Tabelle, die den relativen Wasserstand beider Stationen in dem oben angeführten Sinne von Stunde zu Stunde angibt, ist in ähnlicher Weise in Fig. 40 dargestellt. Die erstere Zeichnung wird behufs leichterer Orientation von einer Windrose begleitet.

*) Forel: Le Léman, T. II, p. 35.

Ogleich nun auch in diesen Zeichnungen Denivellation und Wind Hand in Hand gehen, finden sich doch auch hier Einzelheiten, die durch die Wirkung des Windes nicht erklärt werden können. Diese sind jedoch nicht unregelmässige Schwankungen, sondern wahrscheinlich infolge der selteneren Ablesungen unkenntlich gemachte periodische Schwingungen (Seiches).

Plantamour*) teilt gleicherweise Fälle mit, in denen stärkerer Wind Denivellationen hervorbrachte. Da jedoch seine Angaben sich mehr auf das Zustandekommen periodischer Schwingungen beziehen und auch die Aenderungen des Barometerstandes in Betracht ziehen, werden sie besser später berücksichtigt.

Ausser dem allgemeinen Zusammenhang zwischen Wind und Denivellation zeigen die Fig. 39, 40 einen nicht unwichtigen Unterschied zwischen den Schwankungen des Lémans und Plattensees. Dort kehrt der Spiegel nach Aufhören des Windes nicht in die ursprüngliche beiläufig der Ruhelage entsprechende Oberfläche zurück, sondern über diese hinaus, und den beträchtlichen Excess begleiten Schwingungen mit einer Amplitude von derselben Grössenordnung, was für Léman und Plattensee einen wesentlichen Unterschied feststellt. Die modificirenden Ursachen der Denivellationen weisen also für beide Seen ähnliche Unterschiede auf, wie diese für



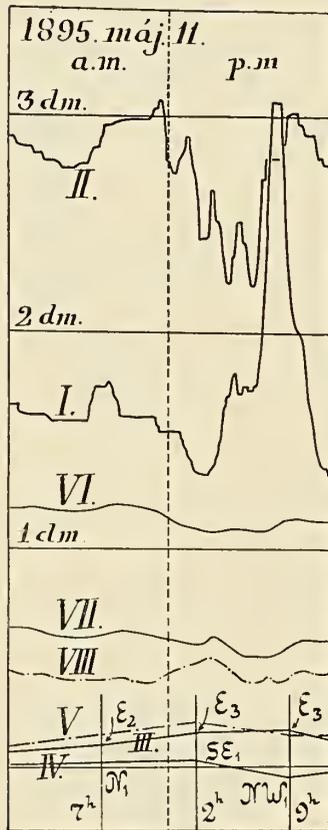
Figur 37.

Pendel mit grösserer und kleinerer Reibung bestehen. Der Léman ist in fortwährender, fast ununterbrochener periodischer Schwingung begriffen, und daher ist auch der Zeitpunkt eines neueren hinzukommenden Impulses wegen der Superposition der Wellen nur sehr schwer zu bestimmen, und kann nur an

*) Archives d. sc. ph. et. nat. Genève, 1879, 3. Pér., T. I., p. 335 - 343; 1878, 2. Pér., T. LXIV., p. 329.

einer Veränderung der Amplitude oder einer Phasenverschiebung erkannt werden. Stellt z. B. *a* in Fig. 41 eine periodische Schwankung und *b* eine Denivellation vor, die in ruhigem Wasser zustande kommt, so erzeugt diese bei gleichzeitigem Auftreten in dem Linnogramme eine Curve, die von *a* nur darin unterschieden ist, dass ihre Abscissen durch die Einschaltung des Liniestückes *ef* um eine viertel Periode vergrössert sind, die Bewegung also mit der ursprünglichen entgegengesetzt gerichtet wurde. In der Tat ist die Curve *c* die Superposition von *a* und *b*, und auf diese Weise mögen viele Denivellationen in der Reihe periodischer Schwankungen verborgen bleiben.

Diesem Umstande dürfte es teilweise zuzuschreiben sein, dass die Messungen der Schwingungsdauer der Seiches so auseinandergehende Daten geben. In der Seiche-Reihe des Léman vom 26—27. März 1891 betrug die Periode der einzelnen Seiches*) für die



12te Welle . . .	78 Min.	17te Welle . . .	78 Min.
13 » » . . .	71 »	18 » » . . .	73 »
14 » » . . .	78 »	19 » » . . .	74 »
15 » » . . .	75 »	20 » » . . .	68 »
16 » » . . .	67 »	21 » » . . .	77 »

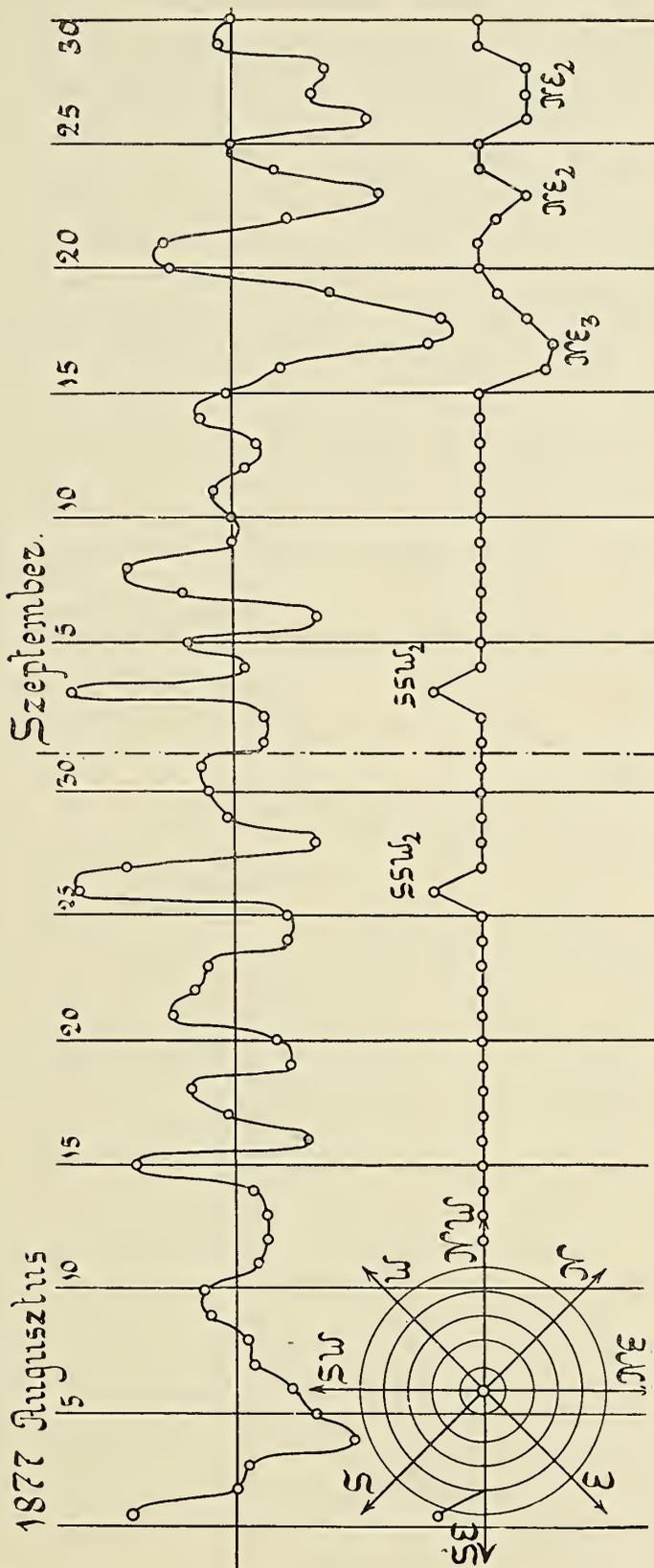
so dass Unterschiede bis zu 11 Minuten vorkamen. Höchst wahrscheinlich hat man es hier mit einer in den Aufzeichnungen versteckt bleibenden unregelmässigen Denivellation zu tun, denn dass die Perioden eine besondere Verschiebung nicht erlitten haben, ist schon daraus klar, dass ihr Mittelwert von 73·9 m. sich wenig von dem wahrscheinlichsten Werte 73·5 m. entfernt, den die Lémanforscher festgestellt haben.

Eine unregelmässige Denivellation im Gefolge führende Ursache verschob auch am 20-ten Mai 1890 die Linnogrammcure am östlichen Ende des Bodensees, die eine Seichesreihe dargestellt haben würde.***) Legt man das Linnogramm der prächtigen Seichereihe vom 24. Mai über die erwähnte Aufzeichnung. so ersieht man, dass die Curve vom 20. Mai nachmittags 7^h mit der Curve vom 24. Mai um vormittag 10^h noch parallel schritt; um abends 11^h des früheren Datums war der Gang der Curven schon ein entgegengesetzter.

Allgemein kommen in Seebecken Denivellationen vor, deren Amplitude diejenige der regelmässigen Schwankungen des Léman weit übertreffen können. So sind auch im Plattensee unregelmässige Schwankungen, die an Elongation die grössten periodischen Bewegungen übertreffen, und die sich gewiss nicht der Beobachtung entziehen könnten, wenn sie auch in den schweizer Seen zu finden wären. In der Geschichte der Seeschwankungen werden wir in der Tat für den Léman und den Bodensee solche excessive Denivellationen finden, deren Grösse

*) Forel: Le Léman, T. II., p. 120.

**) Forel: Die Schwankungen des Bodensees; Schriften des Ver. für Gesch. des Bodensees u. s. Umgebung, Lindau, 1893, Heft 22.



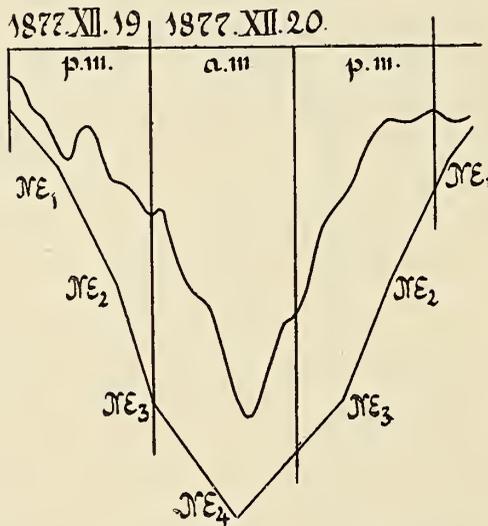
Figur 39. Wasserstand und Wind für den Léman.

vielleicht selbst die möglichen Ausweichungen des Plattensees überschreiten. So wurde z. B. in Genf

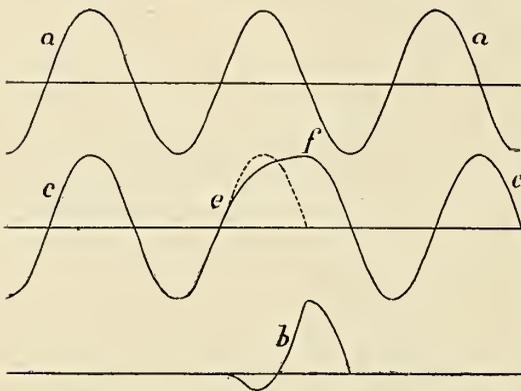
	am 16. September 1600	die Elongation von 1·62 m.		
»	3. August 1763	»	»	1·47 »
»	3. Oktober 1841	»	»	1·87 »
»	20. August 1890	»	»	0·63 »

bei einer solchen Denivellation beobachtet. Da aber nur diese eine Zalangabe, und nicht ein einziger der begleitenden Umstände bekannt ist, so ist es nicht möglich die Ursachen dieser ungewöhnlich grossen Schwankungen zu geben.

Möglicherweise hat man es mit kräftigeren denivellirenden Ursachen zu tun, als auf dem Plattensee, die aber nur selten auftreten. Und überhaupt stört nur selten eine beträchtlichere aperiodische Schwankung die periodisch und fortdauernd hin und herschwingende Oberfläche des Léman. Die Wirkung der Cyclone vom 20. Februar 1879 stellt Plantamour*) in einer schönen Zeichnung dar. Die Amplitude der regelmässigen Schwankung wird ungewöhnlich gross, diese sowol, als die vorangehende aperiodische Bewegung dürfte meiner Ansicht nach für den Léman den Ausnahmefall bilden. Und doch sehen wir, dass die Grösse der Denivellation in dem von uns benützten Maassstabe, da wir die Aenderung der einen Pegelablesung als Maass der Denivellation betrachten, nicht annähernd jene Werte erreicht, die beim Plattensee so häufig vorkommen. (Bei periodischen Schwingungen ist das Mittelniveau in der halben Höhe der Amplitude, die Denivellation also der Hälfte der Amplitude gleich).



Figur 40. Parallelismus zwischen Wind und Denivellation am Léman.



Figur 41. Verzerrung der regelmässigen Schwankung.

Die unregelmässigen Schwankungen von kleinerer Ausbiegung sind in jenen Seen unter den fortwährenden Schwingungen schwerer zu beobachten, als beim Plattensee, wo das Zustandekommen regelmässiger Schwingungen an ziemlich eng umschriebene Bedingungen geknüpft ist.

Auch an dem von der Adriacommission der fumaner Academie im Quarnero

*) Arch. d. Gen., 1879, 3. Pér. T. I, p. 335.

seit 1868 aufgestellten Mareographen konnte Stahlberger die Wirkung des Windes als Denivellationsursache unzweifelhaft nachweisen. Die nördliche Bora treibt das Wasser aus dem Busen von Fiume, der südliche Scirocco staut es in demselben auf; während aber die Boraebbe unter lauter kleinen Erschütterungen zu Wege kommt, und sich wieder verliert, verläuft die Flutcurve des Sciroccos ganz eben. Nach Stahlberger soll die Bora stets von heftigen Luftdruckschwankungen begleitet sein, was vom Scirocco nicht behauptet werden kann. Meiner Ansicht nach wäre der Grund dieses Unterschiedes darin zu suchen, dass die Bora ein gerade bei Fiume vom Karste herabstürzender Fallwind ist, während der südliche Wind dort im Gegentheile aufsteigt. Die den ersteren begleitenden Luftdruckschwankungen sind also kein statisches, sondern ein dynamisches, mithin ein kräftiger wirkendes Moment. Der Scirocco ist im Gegentheile auf offener Adria in seiner Vollkraft und hat im Quarnero bereits eine, wenn auch anfänglich noch geringe aufwärts gerichtete Componente, so dass locale Spiegelschwankungen neben der allgemeinen Stauung nicht mehr auftreten. Ausserdem aber wirkt, wie mir Prof. von Lóczy berichtet, die Bora böenartig, in heftigen Stößen, die durch Pausen von kürzerer oder längerer Dauer getrennt sind, was sicherlich auch bei der Hervorbringung der besagten Erscheinungen mitwirkt.

Mit Hülfe mehrerer Tabellen weist Stahlberger auf das Bestimmteste nach, dass das absolute Maximum und Minimum des Wasserstandes in erster Reihe von dem Drucke und der Bewegung der Luft abhängt.

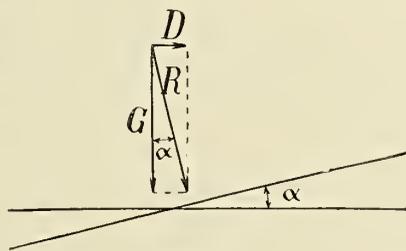
V. ABSCHNITT.

Ursache der denivellirenden Wirkung des Windes.

Es bleibt nun zu untersuchen, wie der Wind, als Hauptursache der excessiven Denivellationen des Plattensees diese Niveauänderungen zu Stande bringt, denn es ist jedenfalls nicht selbstverständlich, dass der über die horizontale Wasserfläche horizontal hinstreichende Wind verticale Verschiebungen zur Folge hat. Solche müssen aber bei jeder Denivellation notgedrungen angenommen werden, und der Neigungswinkel der denivellirten Wasserfläche mit der Niveaulfläche, der proportional mit der Windgeschwindigkeit wächst, ist zugleich das beste Maass der Denivellation.

Gleichstarker Wind bringt unter sonst gleichen Umständen stets dasselbe Gefälle zu Stande, möge er nun der Längs- oder Queraxe des Sees nach streichen. Betrachtet man aber die absolute Wasserstandsänderung als Maass der Denivellation, so darf natürlich diese und die Windgeschwindigkeit stets nur über gleichlangen Linien verglichen werden.

Solange das Wasser eine Niveaulfläche bedeckt, wirkt nur die Schwere G auf dasselbe, so dass $G = mg$ wird, wo m die Masse bedeutet, und die Fläche steht natürlich in jedem ihrer Elemente senkrecht auf die Richtung der Schwer-



Figur 42.

kraft. Erfolgt aber eine Denivellation, die der Wasserfläche das Gefälle α erteilt, so steht diese wieder senkrecht auf die neue wirkende Kraft R , die nun $R = \frac{G}{\cos \alpha}$ geworden. Es kam also zur Kraft G (Fig. 42) noch die denivellirende Kraft D , deren Grösse $D = G \tan \alpha$ infolge der Kleinheit von α neben G so ziemlich verschwindend ist. Die Arbeit dieser Kraft, welche in der Hebung der Wassermasse von dem Ebbepunkt in das Niveau der Stauung besteht, kann natürlich nur durch entsprechendes Verschwinden der Energie der bewegten Luft zu Stande kommen. Energie der Bewegung überträgt sich sohin in Energie der Lage. Dies mag entweder durch die Reibung zwischen Luft und Wasser erklärt werden, indem die Luft an die Wasserfläche adhärirt und diese mit sich zieht, oder es könnten mit dem Winde barometrische Schwankungen auftreten, wie einige meinen, wodurch die Erscheinung zu einem statischen Probleme würde, oder der Wind kann selbst verticale Bewegungskomponenten annehmen und so stossend wirken.

Die letztere Möglichkeit ist wenigstens unter Umständen durch die Beobachtungen im Quarnero zur Gewissheit erhoben; mit dem Einflusse von Druckveränderungen befasst sich der folgende Abschnitt, und so bleibt hier nur die Untersuchung des Einflusses der Luftreibung übrig.

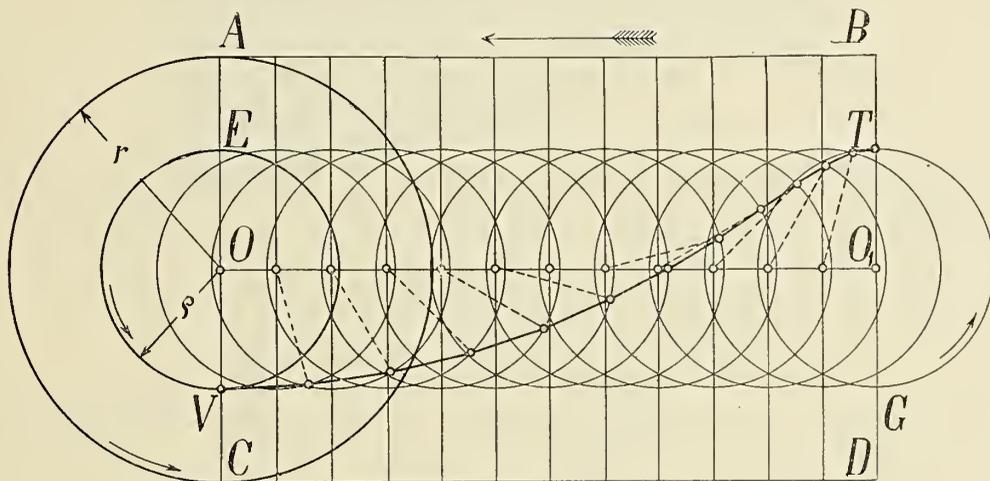
Die über dem Wasserspiegel hinstreichende Luftströmung kann infolge ihrer Reibung erst dann eine Bewegung der Wasserteilchen einleiten, wenn sie die Oberflächenspannung des Seewassers überwand, wenn sie also bereits eine gewisse Geschwindigkeit besitzt, welche allem Anscheine nach dieselbe ist, welche für das Zustandekommen der die Wellenbewegung einleitenden Elementar- oder Kapillarwellen notwendig ist.*) Die Formel, welche die Grösse der Denivellation und der Windgeschwindigkeit verknüpft, besitzt somit ein additives Glied, ist aber im Weiteren nicht theoretisch aufzustellen, da der Reibungskoeffizient nicht deductive hingeschrieben werden kann.

Besonders interessant ist die Frage, ob nicht irgend ein Zusammenhang zwischen Wellenbewegung und Denivellation bestehe. Soviel scheint sicher, dass infolge der Reibung Denivellation nicht zu Stande kommen könnte, wenn das Wasser von einer starren Fläche bedeckt wäre, deren Luftreibung ebenso gross oder grösser wäre, als die des Wassers, und welche darauf schwimmend den etwaigen Denivellationen folgen könnte. Nun bedeckt zwar die Oberfläche des Plattensees einige Wochen hindurch ein starker und dicker Eispanzer, der aber durchaus nicht für starr betrachtet werden darf, Kreuz- und Quersprünge teilen ihn in einzelne, unter einander nicht starr verbundene Tafeln und dementsprechend verrät der Linnograph auch unter dieser Decke Denivellationen, wenn schon deren Amplitude die Grösse einiger Millimeter nicht überschreitet. Die Winde zeigen aber in diesem Zustande des Sees nicht die geringste Wirkung an. Lockert aber das Eis auf und schwimmt es in riesigen Tafeln auf der Wasserfläche, dann ist die Glanzperiode regelmässiger Schwingungen von kleiner Ausweichung und langer Schwingungsdauer angebrochen. Aber selbst dann bringt der Wind noch keine excessiven Denivellationen zuwege, es wäre denn, dass er das Eis infolge wachsender Stärke auf das Ufer treibt und so die Wellenbrandung auslöst. Dieser wichtige Charakterzug spiegelt sich in den Linnogrammen wieder.

*) J. Scott Russel: Report. Brit. Assoc. for 1844, London, 1845, p. 311—390.

Sowol Denivellation, als Wellenbewegung erfordern daher die unmittelbare Berührung des Wasserspiegels mit dem Luftstrome, und die letztere Bewegung ist die unmittelbar in die Augen fallende Folge dieser Berührung. Sollte aber die Wellenbewegung selbst nicht von einer dem Winde mittelbar zuzuschreibenden Denivellation oder wenigstens einer sich in den Linnogrammen als solche darstellenden Aenderung begleitet sein?

Um dieser Frage näher zu treten, suchen wir das die ruhende Wassermasse begrenzende Niveau, für welches der Wasserdruck auf eine in bestimmter Tiefe liegende Fläche (Niveaulfläche) ebenso gross ist, wie der Druck, den die von gewellter Oberfläche begrenzte Wassermasse ausübt. Solange es nicht zu dauernden Massenübertragungen kommt, die Orbitalbewegung der an der Wellenbewegung Teil nehmenden Teilchen also periodisch und geschlossenbahnig ist, wird die Resultante der Elemente der Wellenbewegung innerhalb einer Periode Null, der hydrodynamische Druck in jedem Punkte der Niveaulfläche also ebenfalls periodisch.



Figur 43. Construction der Wellenlinie.

In den unter der vorangehenden Wellenstirne gelegenen Punkten ist dieser Druck negativ, da ja die Teilchen aufsteigende Bewegung besitzen, unter dem nachfolgenden Wellenrücken, wo die Teilchen absteigen, ist der hydrodynamische Druck grösser als der statische.

Ist Einfachheit halber die Orbitalbahn der der Oberfläche nahen Wassertheilchen ein Kreis, so wird die Wellenfläche ein horizontal liegender Cylindermantel, dessen Leitlinie eine Cycloide ist. Diese Cycloide ist nach der Fig. 43 leicht zu construiren. Der Rollkreis vom Radius r rollt auf der geraden AB , wobei dann der in dem durch A senkrecht gezogenen Durchmesser in der Entfernung ρ vom Centrum gelegene Punkt die Curve VT beschreibt, die eben die in der Richtung des oberen Pfeiles fortschreitende Welle, und speciell deren zwischen Kamm und Tal gelegene Stirne ist. Die Orbitalbewegung der Oberflächenteilchen wird bekanntlich gleichförmige Kreisbewegung in einem Kreise vom Radius ρ , und die in halber Höhe von Kamm und Tal stehende Horizontale geht durch den Mittelpunkt der Orbitalbahnen, ist also die Gerade, welche das Centrum des Rollkreises beschreibt.

Wählt man AB zur x , AC zur y Axe und den Punkt A als Anfangspunkt, so wird die Gleichung der Cycloide

$$x = r \operatorname{arc} \cos \frac{y-r}{\rho} + \rho \sqrt{1 - \frac{(y-r)^2}{\rho^2}} \dots \dots 1.)$$

oder nach einer Parallelverschiebung in den Mittelpunkt des Rollkreises als Anfangspunkt, wobei $y - r = z$ wird,

$$x = r \operatorname{arc} \cos \frac{z}{\rho} + \rho \sqrt{1 - \frac{z^2}{\rho^2}}$$

Für die durch die Geraden ET , EV und den Cycloidenbogen VT eingeschlossene Fläche T erhält man

$$T = r \int_{-\rho}^{+\rho} \operatorname{arc} \cos \frac{z}{\rho} dz + \int_{-\rho}^{+\rho} \sqrt{\rho^2 - z^2} dz$$

oder ausgerechnet

$$T = \rho \pi \left(\frac{\rho}{2} + r \right) \dots \dots 2.)$$

Die durch den Mittelpunkt der Orbitalbahnen gezogene Horizontale schneidet den Wellenzug in halber Höhe, trennt also in der Fig. 44 von der senkrecht schraffirten Fläche T den Teil T_1 , und von der nicht schraffirten Fläche F die dem halben Querschnitt des Wellenberges entspricht, den schief schraffirten Teil F_1 ab. Die beiden Teile sind augenscheinlich ungleich und es ist

$$T_1 = F_1 + C$$

wo die Constante C anzeigt, um wie vielmal die Fläche des Wellentales die des Wellenberges übertrifft. Aus derselben Figur ist aber

$$T - T_1 = r \pi \rho - F_1$$

hieraus

$$F_1 = r \pi \rho - T + T_1$$

und substituirt:

$$T_1 = r \pi \rho - T + T_1 + C$$

woraus C zu

$$C = T - r \pi \rho$$

oder nach Einsetzung des Wertes von T zu

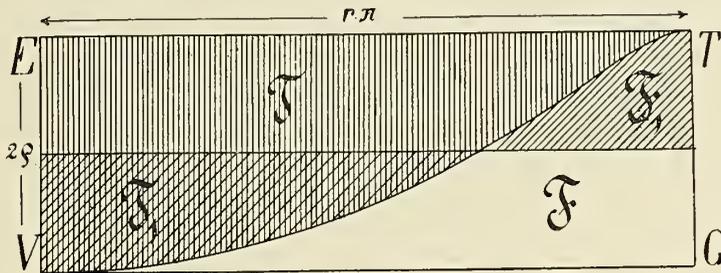
$$C = \frac{\pi}{2} \rho^2$$

gefunden wird.

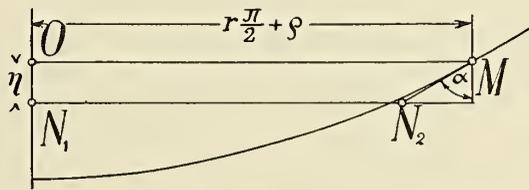
Hieraus ist zu ersehen, dass 1. der Flächenunterschied zwischen dem Querschnitt des Wellenberges und Tals unabhängig ist von dem Radius des Rollkreises, selbst bei vollausgewachsenen, dem Ueberschlagen nahen Wellen, für welche $\rho = r$ wird, und dass 2. dieser Unterschied immer positiv ist, der Querschnitt des Wellentales sohin immer grösser, als der des Berges ist. Es folgt hieraus, dass das in Bezug auf den statischen Druck aequivalente Niveau unter der durch das

Centrum der Orbitalbahnen gelegenen Horizontalen liegt. Endlich ist 3. der Flächenunterschied der halben Orbitalfläche gleich.

Die Tiefe η , um welche die aequivalente Niveaufäche von der Mittellinie der Wellenhöhe absteht, ergibt sich durch neuere Integration, das Resultat ist aber derart verwickelt, dass die Benützung desselben beschwerlich wird. Ein Näherungsergebnis erhält man durch die Ueberlegung, dass der Inflexionspunkt der Cycloide gerade bei den gewöhnlichen Wellen nahe der Mitte liegt, so dass dieser Curvenzug als Gerade angesehen werden darf. C kann also als Trapez betrachtet werden, dessen eine Seite, OM der Fig. 45 einem Stücke der X Axe gleichkommt, während die ihr parallele Seite die wahre Ausgleichungslinie $N_1 N_2$ darstellt; die beiden kürzeren Seiten sind die Y Axe und die Tangente $N_1 N_2$ im Punkte M .



Figur 44.



Figur 45.

Für $z = 0$, erhält man den Axenabschnitt und den Tangentenwinkel aus:

$$x_0 = r \frac{\pi}{2} + \rho \text{ und } \text{tang. } \alpha = \left[\frac{dx}{dz} \right]_{z=0} = -\frac{r}{\rho}$$

und hiemit

$$C = \frac{\pi}{2} \rho^2 = \left(r \frac{\pi}{2} + \rho \right) \eta + \frac{r}{\rho} \frac{1}{2} \eta^2$$

oder die gesuchte Tiefe:

$$\eta = -\frac{\rho^2 + \frac{1}{2} r \rho \pi \mp \rho \sqrt{\frac{1}{4} r^2 \pi^2 + 2 r \pi \rho + \rho^2}}{r}$$

wird $r = \rho$, hat also die Welle die grösstmögliche Relativhöhe erlangt, so ist

$$\eta = 0.553 r.$$

Der in der Ableitung begangene Fehler, dass das Trapez nicht identisch mit C ist, indem statt des Cycloidenbogens dessen Tangente genommen wurde,

wird umso grösser, je grösser η selbst ist. Da die vom Cycloidenbogen begrenzte Fläche entschieden grösser ist, als die von der Tangente eingeschlossene, so ist das so berechnete η stets zu klein. Dieser Umstand ist bei der Reduction der Pegelablesungen in wellenbewegtem Wasser wol zu beherzigen. Das Mittel der Ablesungen für Wellenkamm und Wellental kann sich, wie wir sahen, bis auf $\frac{1}{4}$ der Wellenhöhe von jener in Wirklichkeit abzulesenden Höhe entfernen, welche auch von dem Linnographen angegeben wird. Es ist daher höchst wahrscheinlich, dass viele Pegelablesungen bei Wellengang die Denivellation zu gross erscheinen lassen. Und da η weder constant, noch überhaupt eine einfache Function der relativen Wellenhöhe $\left(\frac{2\rho}{\pi r}\right)$ ist, so erscheint es am zweckmässigsten den Pegel nicht in den Wellengang, sondern in eine tiefe, wolabgeschlossene Bucht zu stellen.

Ist $r = 2\rho$, was in tiefem Wasser ein häufigerer Fall ist, als der frühere, dann wird $\eta = 0.151 r$, also klein genug, um als hinreichend genau gelten zu können.

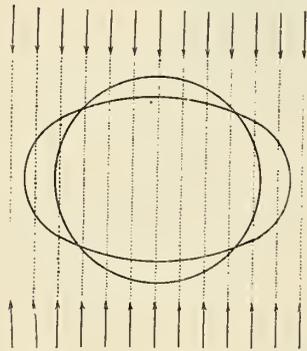


Fig. 46. Deformation eines elastischen Kreises.

die Orbitalkreise der Oberflächeteile in ellipsenähnliche Bahnen, deren grösster und kleinster Durchmesser in einem für constante Wellenlänge nur von der Tiefe abhängigen Verhältnisse steht. (Das Bild der Bahn selbst ist das eines elastischen, durch gleichförmig verteilte Belastung deformirten Kreises Fig. 46).

Streicht ein Wellenzug vom tiefen Wasser gegen das Ufer, so verändern sich mit Ausnahme der Schwingungsdauer τ alle Elemente, die Wellenlänge λ wird kleiner, die absolute Höhe der Welle ebenso, die Relativhöhe wächst hingegen, so dass sich die Orbitalbahn immer mehr der rollenden Ellipse nähert. Für eine gewisse Tiefe werden die mit der Wellenlänge an Umfang abnehmende Rollellipse, und die mit der absoluten Wellenhöhe kleiner werdende Orbitalellipse zusammenfallen, insofern ihre Excentricität dieselbe wird, worauf die Wellen überstürzen. Von diesem Momente an kann die Untersuchung natürlich nicht auf der gegebenen Grundlage fortgesetzt werden.

Die Orbitalbewegung in nahezu elliptischer Bahn, und hiemit die ganze hieraus resultirende Wellenbewegung kann als Projection einer in schiefer Ebene stattfindenden kreisförmigen Orbitalbewegung auf eine verticale Ebene angesehen werden. Der Rollkreis wird hiebei zu einer Ellipse, die während des Rollens ihre Gestalt fortwährend wechselt, so dass stets andere Punkte die horizontalbleibende Längsaxe, und die vertical verbleibende kürzere Queraxe begrenzen. Die Geschwin-

Wächst ρ bei constant bleibendem r fortwährend, oder erhöht sich die Welle, so wächst auch η , und da das in der Tiefe η befindliche Niveau $N_1 N_2$ stets dieselbe absolute Höhe beibehält, so folgt hieraus, dass bei lebhafter werdendem Wellengang sich die Centra der Orbitalbahnen heben, mithin die Kammlinie über das wirkliche Mittelniveau rascher ansteigt, als die Wellentäler unter dasselbe sinken. Die aus dem Mittel von Kamm- und Talhöhe gewonnenen Pegelablesungen lassen daher den Wasserstand bei zunehmendem Wellengange immer wachsend erscheinen, während der Linnograph konstante Wasserhöhe anzeigt.

Sobald die Tiefe nicht unendlich gross ist, oder gar kleiner als die Wellenlänge wird, verwandeln sich

digkeit des in einer Orbitalellipse sich bewegenden Wasserteilchens wird somit im Zenith und Nadir ein Maximum, in den vertical stehenden Tangenten der Ellipse ein Minimum. Infolge der Projection wird die über die ganze Orbitalbahn genommene Mittelgeschwindigkeit kleiner, als die ursprüngliche Bewegung in einer Kreisbahn mit derselben Wellenlänge. Weder das Continuitätsprinzip, noch der Satz von der Erhaltung der Arbeit, noch überhaupt ein anderes mechanisches Prinzip zwingt uns zu der Annahme, dass die mittlere Bewegungsgrösse in den mit der Annäherung an das Ufer fortwährend verkürzten Orbitalbahnen dieselbe bleibe, was bekanntlich bei der Constanz der Periode verlangte, dass die Länge der Orbitalbahnen sich mit wachsender Excentricität vergrösserte. Es ist im Gegentheil sehr wahrscheinlich, dass die momentane Geschwindigkeit in den Wellenkämmen in jedem Punkte nahezu gleich sei, da ja dieselbe Windwirkung es ist, welche in allen Punkten der Oberfläche die Orbitalbewegung zuwege brachte.

Da die Abhängigkeit der Wellenlänge, und mit dieser des Umfanges der Rollellipse von der Tiefe bekannt ist, ebenso das Axenverhältniss der Orbitalellipsen, so kann die Aenderung eines jeden Elementes der Rollellipse mit kleiner werdender Tiefe bestimmt werden.

Für die Orbitalbahnen bestand die Annahme, dass die momentane Geschwindigkeit in allen Wellenköpfen dieselbe sei; das Verhältniss der Durchmesser ist dasselbe in der Orbital-, wie in der Rollellipse. Es könnte also auch mit Hülfe der von der Excentricität abhängigen mittleren Geschwindigkeiten der Umfang der Ellipsen berechnet werden, wobei zu beachten bliebe, dass die Wellenperiode dieselbe ist.

Die Rechnung ist sehr verwickelt, und liefert nur durch Reihenentwicklung auf bedeutende Kosten der Genauigkeit einigermaßen brauchbare Resultate. Beide Axen der Orbitalellipsen nehmen fortdauernd ab, jedoch die verticale anfangs bedeutend rascher. Hiemit sinken aber die Mittelpunkte der Orbitalbahnen sehr rasch bis zum wirklichen Mittelniveau, das sie theoretisch erst in der Tiefe o erreichen.

An der Uferlinie liegt aber infolge des Wellenganges, solange die Wellen nicht überstürzen, das Mittelniveau sehr nahe der physischen von kleinen Wellen gekräuselten Oberfläche.

Bei überstürzenden Wellen hält jedoch diese Ueberlegung nicht mehr Stand, und die Verhältnisse werden viel verwickelter, als dass sie in einfachen mathematischen Formeln Ausdruck finden könnten. Durch die fortdauernde Wirkung des Windes leiden die regelmässigen Orbitalwellen Deformationen,*) so zwar, dass sich die Wellenstirn steil aufrichtet. Beim Ueberstürzen fällt der Wellenkopf infolge der Windrichtung nach vorne; gehen aber die Wellen, wie es mitunter vorkommt, dem Winde entgegengesetzt, so stürzt der abgebrochene Teil in das hintere Wellental. In diesem Falle haben wir es daher in der Tat mit fortdauerndem Massentransport zu tun. Die abstürzende Wassermasse gleitet am vorschreitenden Abhang der Welle in deren Tal. Da bekanntlich, wenn r den Radius des Rollkreises bedeutet, die Fortschrittggeschwindigkeit der Wellen $c = \sqrt{2gr}$, also ebenso gross ist, als die Endgeschwindigkeit des aus der Höhe r freifallenden

*) Willy Wien: Gestalt und Gleichgewicht der Meereswellen; Pogg. Ann., 1895, Neue Folge, Bd., 56, p. 100.

Körpers, so ist für $\rho < r$ die Orbitalgeschwindigkeit stets bedeutend kleiner, als diese Geschwindigkeit der Translation, und wird erst für $\rho = r$, dem nie realisirten Falle unendlicher Tiefe mit dieser gleich.

Aber selbst in diesem Falle kann das abgerissene Wellenstück die Welle nicht überholen, wenn nur die Windgeschwindigkeit selbst nicht grösser ist als c , was nur beim Ausbruche des Sturmes bei noch nicht voll entwickeltem Wellengange möglich ist, da die Wellen im Allgemeinen vor dem Winde gehen. Allgemein bleibt also, wie es auch die Schaumstreifen am Wellenrücken bezeugen, der abgerissene Wellenkopf zurück, und stets andere Wasserteilchen sind es, welche vor dem Wellenkamme schäumen. Rechnet man die Geschwindigkeit der Wellen für positiv, so ist die relative Geschwindigkeit des Absturzes negativ. Die absolute Geschwindigkeit bleibt freilich infolge der ursprünglichen Orbitalbewegung und der weiteren Windstösse positiv, und somit besteht bei überstürzenden Wellen eine fortwährende Massenübertragung. Bei den Uferbrandungen entsteht durch das fortdauernde Vorschieben der abgestürzten Wellenköpfe eine energische Rückströmung am Boden,*) die an der Ostsee der Sog (Saugen) genannt wird, und selbst für Badende gefährlich werden kann. Diese Massenübertragung erklärt es, dass bei überschlagenten, also schäumendem Wellengange alle Schwimmkörper, selbst wenn sie kaum aus der Wasserfläche hervorragen, wie Binsen u. s. f., ans Ufer verschlagen werden, was selbst mit dem Auge leicht verfolgt werden kann. Das Frühjahr 1896 war stark windig, und besonders häufig wehten in bedeutender Stärke Nordwinde. Um die Mitte Mai waren am Südufer wahre Barren von Schilfrümmern. Das Südufer ist nicht von Schilf bestanden, die Wellen, und nicht der Wind entführten diese Stoffe dem nördlichen Ufer. Wer einmal sah, dass das Schilfrohr vertikal im Wasser treibt und dem Winde kaum eine Hervorragung von einem Millimeter darbietet, der kann nicht mehr an den Windtransport glauben. Die ausgedehnten Pflanzenabfälle, die nach Stürmen das Südufer wie ein durchtränktes dunkelbraunes Torflager bedecken, schwimmen ebenso, dem Winde kaum die geringste Angriffsfläche bietend.

In dem Ueberstürzen der Wellen ist somit schon eine Eigenschaft des Wellenganges gefunden, die Wassermassen in horizontalem Sinne überträgt.

Es wäre jedoch gefehlt, annehmen zu wollen, dass Schäumen nur an geringe Tiefe und heftigen Wellengang gebunden sei. Die kleinen Wellenfurchen, die bei dem ersten Erscheinen des Windes die Oberfläche kräuseln, sind überentwickelte Wellen mit scharfem Grat und geringer Ueberstürzung, die beweist, dass der Wind Wasserteilchen mit sich reisst. Dieses Mitreissen hört erst auf, wenn die Orbitalgeschwindigkeit der Oberflächenteilchen genügend gross geworden ist. Während der ganzen Dauer des Windes bedecken aber die grossen Wellen kleine überentwickelte, scharfgratige und schäumende Wellchen, die aus einer Secundärbewegung der Oberflächenteilchen entstehen, während die grossen Wellen aus der Haupt-Orbitalbewegung entsteht. Dort wo die Hauptorbitalgeschwindigkeit geringe positive horizontale Komponente hat, die mit dem Winde geht, wie in der Mittelhöhe der Wellen, wo die Komponente Null ist, oder im Wellentale, wo sie zum negativen Maximum wird, überschlagen die kleinen Wellen, da dort die absolute, hier die relative

*) Hagen: Handbuch der Wasserbaukunst. Berlin. 1863, 8^o, Dritter Teil, Das Meer, Bd. I, pag. 86—87; und Wellen auf Gewässern von gleichmässiger Tiefe; Abhandl. d. k. Akad. d. Wiss., Berlin. Math. Kl., 1861, p. 1—79.

Windgeschwindigkeit jene ihrer Orbitalbewegung weit übertrifft. Am Kamme hingegen gehen beide Orbitalbewegungen mit dem Winde, Ueberstürzen kommt daher weniger zustande.

Hiermit ist die Erklärung gegeben, dass bei Anheben des Windes die Limnographen sogleich Denivellation verraten; ja ich sah — wie am Anfang des Abschnittes erwähnt — eine Denivellation von so jäher Entstehung, dass hiebei von der Vollerentwicklung des Wellenganges noch keine Rede sein konnte.

Die kleinen Kräuselungen bedecken den Seespiegel ununterbrochen kreuz und quer durch kleine und grosse Wellen hindurch, bis sich der Wind nicht legt. Bei Abnehmen der Windstärke verlieren sich die Kräuselungen allmähig, und nur die grossen Wellen setzen ihren rythmischen Gang noch fort. Und obgleich dieser nach Aufhören des Windes noch lange andauert, gleicht sich die Denivellation momentan aus, wie ein Blick auf die mitgetheilten Limnogramme ohne Zweifel beweisen. Die Denivellation entsteht und verschwindet mit dem Auftreten und Ersterben der kleinen, scharfgratigen Kräuselung unter der Wirkung des Windes.

Die Kräuselung ist in einer senkrecht zum Wellenkamm gelegten Richtung nicht symmetrisch, sondern die Wellenstirne ist auch hier steiler, als der Wellenrücken. Die Oberflächenteilchen bewegen sich nicht mehr in geschlossenen Orbitalbahnen, sondern zufolge der minimalen Ueberstürzung in vom Winde beträchtlich deformirten Spiralen.

Das Verhalten grosser Wellen über seichtem Wasser wiederholt sich ungezählte male in den kleinen Kräuselungen. Klein ist freilich die beim Ueberstürzen einer solchen minimalen Welle fortbewegte Wassermasse, doch die ungemein dichte Aufeinanderfolge der Impulse bringt endlich eine stehende endliche Strömung zuwege, deren Energievorrat der Arbeit des bei der Denivellation stattgefundenen Massentransportes gleichkommt.

In dem optischen Teile der Untersuchung wird eingehend dargetan, dass der Seespiegel nach andauernder Ruhe von einer wahrscheinlich aus organischen Stoffen bestehenden fettigen Schichte bedeckt ist, welche die Oberflächenspannung des Wassers verändert. Mit zunehmendem Winde reisst diese Schicht endlich, wie dünnes Eis. Erst erfolgt die Kräuselung in einzelnen Flecken, welche alsbald wachsen und zusammenstossen. Die Fettschichte sammelt sich in einzelnen Tafeln, und schwimmt als ebener Spiegel auf der gefurchten Wasserfläche her, bis sie der Wellengang an das Ufer stösst, wo ausgestossene Stoffe anderer Art schon auf sie warten. Ein besonders angestelltes Experiment zeigte denselben Verlauf. Bei starkem Westwinde wurde auf dem Westufer der Kerekeder Bucht unterhalb Csopak gewöhnlicher Firniss auf das Wasser geschüttet. Er breitete sich alsbald zu einer ansehnlichen Tafel aus, welche die Kräuselung verhindernd, als heller Fleck erschien. Nichtsdestoweniger schwamm der Fleck auf das Ostufer hinüber, ein Beweis, dass die ganze Wassermasse in langsamer, dem Winde gleichgerichteter Strömung befallen war.

Herrn Raoul Francé verdanke ich die freundliche Mitteilung, dass bei anhaltendem Nordwinde, und gerade unter der Wirkung desselben längs des Südufers Schaaren von Diaptomen grosse Streifen (*correns*) an der Oberfläche bilden.

Grosse überstürzende Wellen beschleunigen in hohem Maasse das Zustandekommen der Denivellation. Die grösste Tiefe des Plattensees beträgt in den grossen Senken 4.5 m., die mittlere Tiefe 2.99 m., ist also beträchtlich kleiner, als

die Wellenlänge, welche nach eigenen Beobachtungen nicht selten 7 m. beträgt. Unter solchen Umständen gelten die für unendlich tiefes Wasser aufgestellten Gesetze der Wellenbewegung auch nicht angenähert, und alle Wellen überstürzen rasch. Sicherlich ist dieses eine Ursache dessen, dass auf dem Plattensee die Winddenivellationen so rasch erfolgen und bedeutend grössere Dimensionen annehmen, als in tiefen Seen.

Wie ersichtlich, erleidet daher eine Oberflächenschicht des Wassers infolge des Windes eine horizontale Verschiebung.

Die Dicke der auf der Oberfläche in horizontalem Sinne fortbewegten Schicht ist der Tiefe jenes Wasserteilchens gleich, das in seiner überentwickelten Orbitalbewegung gerade an der Grenze des Ueberstürzens steht. Da aber zugleich Denivellation zu Stande kommt, so müssen die Wasserteilchen auch eine verticale, d. h. auf das Niveau der Ruhelage senkrecht gerichtete Bewegung annehmen, welcher Umstand besonders für die Gleichgewichtstheorie der Windstauungen wichtig wird, und den Zöpplitz in seiner sonst strengen analytischen Untersuchung*) ausser Acht liess, so dass seine Folgerungen in vielen Punkten illusorisch, ja der Erfahrung geradezu widersprechend sind. Seine Ableitungen gelten nur für den Fall, als die Oberflächenschicht nur eine horizontale Geschwindigkeitskomponente besitzt, was bei der Annahme senkrechter Begrenzungswände ganz unmöglich ist, es wäre denn der die Dichteänderung anzeigende Coefficient ρ der Kirchhoff'schen Bewegungsgleichungen variabel. In unbegrenzter Wasserschichte, die durch einen die Erde umgebenden Kanal dargestellt sein mag, längs dessen in ganzer Ausdehnung die Luft hinstreicht, bestehen die schönen und strengen Ableitungen einer früheren Abhandlung zu Rechte, und es kommen weder Verticalbewegungen, noch nach Carpenters oder Krümmels Ansicht Gegenströmungen zu Stande.

Sobald aber die Flüssigkeit begrenzt ist, so dass die auf die Windrichtung senkrechte Projection der Begrenzung nicht Null ist, so kann fortwährende gleichförmige Strömung nicht mehr bestehen, die Orbitalbewegung ist mit einer verticalen Transposition der Wasserteilchen verknüpft, und die erwähnten analytischen Ableitungen verlieren ihren Halt, und werden entsprechend verwickelter.

Wir denken uns ein, statt mit Wasser, zunächst mit Sand gefülltes Gefäss; die Oberfläche sei genau horizontal, und über dieselbe streiche gleichförmig der Wind. Derselbe entführt natürlich einzelne Sandkörner von der fortwährend sinkenden Luvseite zu der sich erhöhenden Leeseite solange, bis der Druck der Erhöhung jenen der sinkenden Seite nicht soweit übertrifft, dass ein allgemeiner Zusammenbruch erfolgt, die Leeseite wieder sinkt und die Luvseite von neuem erhöht wird. In der Mitte des Gefässes macht sich hiebei eine starke, dem Winde entgegengerichtete Horizontalbewegung bemerklich. Der Vergleich hinkt natürlich, denn infolge der grossen gegenseitigen Reibung der Sandkörner muss die den Gegenstrom einleitende Denivellation so gross geworden sein, dass der Wind nicht nur durch seine Reibung, sondern auch seinen nicht mehr zu vernachlässigenden Druck wirkt. Für diesen Fall sind unsere Beobachtungen nicht mehr gültig und man hat daher Sand von grossem Gewichte aber unmerklicher innerer Reibung anzunehmen.

*) Hydrodynamische Probleme in Beziehung zur Theorie der Meeresströmungen; Pogg. Ann. 1879, N. F., Bd. VI, 4. Heft, p. 599.

Denken wir uns nun das Gefäss in der Tat mit Wasser gefüllt; die Oberfläche mag eben, aber schon um den Neigungswinkel α denivellirt angenommen werden, und die Ursache der Denivellation mag dieselbe sein, welche regelmässige Schwingungen einleitet. Die Oberfläche kann natürlich, wie z. B. bei den Seiches, nach Verlust ihrer ganzen Energie nicht verbleiben, sondern es beginnt der Prozess der die Seichebewegung so sehr charakterisirenden molekularen Lageänderungen: die Oberfläche beginnt unter der Wirkung der Schwere sich in die Niveaulfläche dieser Kraft zu legen. Nehmen wir nun die Wasserfläche in Wellenbewegung, und es möge der Wind die abgebrochenen Wellenköpfe mit solcher Geschwindigkeit bewegen, dass die in Folge der Rückkehr zur Ruhelage fortwährend verkleinerte Denivellation der Wassermasse durch den Horizontaltransport ausgeglichen werde; mit anderen Worten: die Senkung der Leeseite infolge der Annäherung an das allgemeine Gleichgewichtsniveau möge ebensoviele betragen, wie die Erhöhung durch die Winddenivellation. Die seichelförmige Senkung geschieht aber nicht mit gleichförmiger Geschwindigkeit, da die denivellirten Wasserteilchen unter der beständigen Wirkung des Schwerepotentialunterschiedes stehen. Die Bewegung wird gleichförmig beschleunigt, wenn die Grösse der Winddenivellation in demselben Maasse wächst, d. h. den Wasserspiegel um denselben Winkel α geneigt erhält. Diese Geschwindigkeit kann aber nicht beliebig anwachsen, da ja sonst auch der Wind beliebig stark anwachsen müsste. Das Maximum tritt ein, wenn in der Knotenlinie der Denivellation, d. h. in dem Schnitte der tatsächlichen Oberfläche mit dem Niveau der Ruhelage das ganze Verticalprofil hindurch die dem Wassergefälle entsprechende Maximalgeschwindigkeit zu Stande kommt; es ist dies dieselbe, welche in Kanälen und Flüssen dem Gefälle entspricht. Demselben Gefälle entspricht eine um so grössere Geschwindigkeit, je tiefer das Wasser ist, so dass die orographischen Verhältnisse des Flussbettes den grössten Einfluss auf die dem Gefälle entsprechende maximale (mittlere) Geschwindigkeit ausüben. Ist nun der Wind befähigt, die dieser Geschwindigkeit entsprechende Denivellation auszugleichen, so kommt ein stationärer Zustand zuwege. Das Verschleppen der Oberflächenteilchen auf der Luvseite stellt immer neue Teilchen der Windwirkung entgegen, und auf der Leeseite werden die bis dahin oberflächlichen Teile begraben und der Windwirkung entzogen.

Der vollständige Verlauf einer Denivellation lässt sich somit in folgender Weise beschreiben:

Der See ist in vollkommener Ruhe, der Spiegel eine Niveaulfläche der Schwere. Es hebt sich mit wachsender Geschwindigkeit ein Wind längs des Wassers. Solange dieser die Oberflächenspannung nicht überwinden kann, bleibt der Spiegel unbewegt, sodann erscheinen die eigentümlich ebenen und sehr kleinen Wellen, die durch ihre Aussehen und die auftretenden Interferenzen die Wasserfläche moirirt erscheinen lassen. Nach und nach wird die Orbitalbewegung der Oberflächenteilchen grösser, die kleinen Wellen überstürzen, der Spiegel ist flach gefurcht und der Linnograph auf der Leeseite beginnt zu steigen, den Beginn der Denivellation verratend. In demselben Momente setzt auch der Gegenstrom, zunächst mit sehr kleiner Geschwindigkeit ein. Mit wachsendem Winde geht Kräuselung und Furchung allmähig in Wellung über, und sowie der Sturm mit voller Kraft ausbricht, werden die Wellen maximal, überstürzen bei der Seichtheit des Sees und schäumen allerorts. Die Denivellation hat nun ihren Höhenpunkt

erreicht, und der Gegenstrom nimmt an Geschwindigkeit zu. Während nun der Wind konstant bleibt, erreicht der Gegenstrom nach ziemlich langer Zeit sein Maximum, und der Bewegungszustand wird stationär. Mit Abnahme des Windes verliert sich die Denivellation, die Bewegungsgrösse des Gegenstromes nimmt aber nur langsam ab.

Hört dagegen der Wind plötzlich auf, so rollen die von dem Impuls der aufgeregten Teilchen entstandenen Wellen noch lange fort, ohne jedoch zu schäumen, und über diese zieht der Gegenstrom ruhig hin. Die Wasseroberfläche legt sich endlich in das Niveau der Ruhelage, bleibt aber gleich dem bewegten Pendel in der verticalen Ruhelage nicht stehen, sondern weicht nach der andern Seite aus; so entstehen bis zur Einbusse des Energievorrates die Reihen periodischer, regelmässiger Schwingungen, die so staunenswert fein die ganze Geschichte ihrer Entstehung und ihres Verlaufes dem Limnographen übermitteln.

Legt der Wind langsam bei, so dass der Geschwindigkeitsverlust des Gegenstromes durch Reibung eben so gross ist, als die Abnahme der dem Wassergefälle entsprechenden Maximalgeschwindigkeit, so endet die Denivellation, ohne eine Ausweichung auf der andern Seite verursacht zu haben. Dieses ist am Plattensee der häufigere Fall, denn die excessiven Denivellationen haben für gewöhnlich weder Seichesbewegungen, noch entgegengesetzt gerichtete Schwankungen im Gefolge.

Nehmen wir endlich an, dass der Wind plötzlich kentert und aus entgegengesetzter Richtung bläst, dann unterstützt die durch Windwirkung eingeleitete Horizontalübertragung der Oberflächenschicht die schon vorhandene Geschwindigkeit und es entsteht eine ungewöhnlich rasche Denivellation im entgegengesetzten Sinne. Wie wir sehen, entstanden die vehementesten Niveauschwankungen dann, wenn die Windcurven die Axe steil schnitten.

Um nun die Frage des Gegenstromes auch im Lichte der Erfahrung zu betrachten, wählen wir als geeignetsten Beobachtungsort die See-Enge Tihany-Szántód, wo die Strömungsgeschwindigkeit infolge des stark verringerten Querschnitts eine bedeutende werden muss. Da dort eine ständige Fähre ist, haben die Fährlente viel Erfahrung über den Gang der Strömungen, können aber über den Zusammenhang von Wind und Strömung nichts Sicheres beibringen. Nach in dem Monate Juli des Jahres 1892 von Herrn Paul Mohácsi, Mitglied des h. Benedictiner-Ordens angestellten Beobachtungen kentern die Strömungen in einem Intervall von beiläufig 3 Stunden, und es ist ein häufiger Fall, dass die Richtung des Stromes an der Oberfläche die entgegengesetzte von dem Grundstrom ist. Der Limnograph zeigt in dieser Zeit keine Denivellationen excessiveren Characters, und den Aufzeichnungen nach findet sich durchaus kein Zusammenhang der Stromrichtung mit den damaligen geringfügigen Denivellationen, die den Character des von uns ruhig benannten Ganges nicht zu stören vermochten. Das dreistündige Intervall des Stromwechsels kann später bei der Besprechung der periodischen Schwankungen streng begründet werden. Während meiner Messungen gelang es einmal eine von den Fährlenten noch nicht besonders respectirte Strömung von 40 cm/sec zu beobachten, zu einer Zeit, als die Oberflächenströmung der Richtung nach mit dem starken Ostwinde übereinstimmte. Im Allgemeinen konnte festgestellt werden, dass das Maximum der Strömung über einer Tiefe von 10 m. nahe zur Oberfläche stattfand und nach unten rasch abnahm, was vielleicht auf

einen entgegengesetzten Grundstrom schliessen lässt. Die Fährleute machten mich aufmerksam, dass bei andauerndem Winde die Stromrichtung sich in die entgegengesetzte verwandeln würde und dass die Wellen sich aufrichten und überschlagen würden. Unglücklicherweise beruhigte sich der Wind, die Strömung kehrte aber nichtsdestoweniger um.

Bei einer anderen Gelegenheit musste ich gegen meinen Willen, eine Nacht auf dem Bohrschiffe der Commission zubringen, das glücklicherweise gerade in der erwähnten Enge verankert war. Der Abend war ruhig, nachts erhob sich aber ein heftiger Ostwind, so dass ich zwei Anker des Schiffes, das während der Arbeit dreifach verankert ist, lichten musste. An die Ankertaue band ich je eine Fichtenstange, die über Bord geworfen wurden; das Schiff an dem einen Anker hängend, legte sich natürlich in die Richtung des Windes. In derselben Nacht riss die Strömung die weit von meinem Standpunkte westwärts ausgeworfenen Fischernetze fort, und führte sie auf mein Ankertau. Am Morgen streckten sich die ausgeworfenen Ankertaue am Boden dem Winde entgegen, zum Zeichen, dass der Strom dem Wind entgegen lief. An der Oberfläche hätte die Stromrichtung wegen des heftigen Wellenganges nicht wol beobachtet werden können.

Die bisherigen Beobachtungen sind viel zu lückenhaft, als dass sie vertrauenswürdige Folgerungen zulassen. Erst im Jahre 1896 wurde es ermöglicht, einen selbsregistrirenden Strommesser zu construiren und nach dem Eisgange in der Enge aufzustellen. Die Vergleichung dieser Aufzeichnungen mit den Limnogrammen werden auch diese Fragen beantworten.

Sind die excessiven Denivellationen nicht mehr so einfach, wie z. B. die vom 24. September 1894, sondern durch secundäre Bewegungen complicirt, wie die Schwankung vom 21. Juni 1895, dann zeigen auch die Strömungen bedeutende Verwickelungen, die jeden Zusammenhang mit dem Winde unkenntlich machen.

Forel*) konnte die Existenz des Gegenstromes im Léman unzweifelhaft nachweisen, indem

1. die Fischernetze bei heftigem Sturme stets entführt werden, und zwar entgegen dem Winde, wenn sie tief versenkt waren.

2. Besteht das Wasser aus verschiedenen warmen Schichten, so erwärmt sich bei heftigem Winde das Wasser der Leeseite, während das Luvufer durch die Hebung der kalten Tiefwasser abgekühlt wird.

3. Bei starkem und andauerndem Nordwinde erhebt sich am Nordufer das sonst am Boden fliessende etwas trübe Wasser der Rhône. Von den Bergen kann die gebrochene Grenzlinie, welche das reine blaue Wasser des Südufers von dem trüberen, opalisirenden des Nordufers scheidet, deutlich gesehen werden. Wäre dies der vom Wellengange aufgewühlte Bodenschlamm, so müsste er sich in höherem Maasse am Südufer zeigen.

Derselbe Forscher (l. c.) sah auf einem kleinen Moraenensee des Saas-Taler Gletscher, dessen kristallklares Wasser im Verein mit dem Reflexe des den Boden bedeckenden Glimmerschiefers besonders günstige Beobachtungsverhältnisse darbot, die Oberfläche unter der Einwirkung des Windes in einer dem Winde entsprechenden Richtung in Strömung geraten. In einiger Entfernung vom Leeufer

*) Le Léman; T. II., p. 278.

hört diese plötzlich auf, sinkt zu Boden, und kehrt dort zum Ausgangspunkte, dem Luvufer zurück.

Für den Ocean bestehen natürlich dieselben Gesetze. Unter dem Einflusse des Windes kommen Denivellationen zu Stande, die durch die Tiefe und Topographie des Meerbodens modificirt erscheinen. Ueber tiefen Meeren mag die Geschwindigkeit des die Denivellation bekämpfenden Gegenstromes beträchtlich sein, so dass schon bei schwachen Schwankungen die Windrichtung rasch paralytirt wird, und da zudem der dem Winde entgegenstehende Querschnitt ein bedeutender ist, kann selbst geringe horizontale Geschwindigkeit die Denivellation rasch ausgleichen. Es kommen so über tiefen Wassern nie bedeutende Denivellationen zu Stande, doch wird die Oberflächenschicht durch die Strömung an das Leeufer gepresst, und durch kältere aufsteigende Wasserpartikelchen an dem Luvufer ersetzt. Hiefür Beispiele zu erbringen scheint nicht nötig, da die einschlägige Literatur deren viele enthält; es genügt auf die sorgfältige Zusammenstellung von Krümmel*) hinzuweisen.

Ganz anders über seichtem Wasser. Ist auch die Denivellation dem absoluten Maasse, dem Neigungswinkel nach klein, so ergibt doch die ausgedehnte Fläche an der Leeseite eine viel beträchtlichere Erhöhung, als im Plattensee, und hiezu kommt, dass die Gegenströmung dieselbe nur langsam ausgleicht. Die nordwestlichen Ufer unseres Continents von Dänemark bis Belgien sind das classische Land der Sturmüberflutungen. Das Meer ist dort sehr seicht anderen Ufer gegenüber, und sohin wird bei dem geringen Gegenstrom die Höhe der Denivellation sehr bedeutend.

Die Sturmfluten dürfen aber mit den ebenfalls vehementen Niveauänderungen, die von anderen Ursachen herrühren, und bei welchen von einem Gegenstrom nicht einmal die Rede sein kann, nicht verwechselt werden. Sie unterscheiden sich schon ihrem Aeusseren nach von den Winddenivellationen, und werden auch von den Uferbewohnern anders benannt, an der Ostsee mit der Bezeichnung Seebär. Ihrer mag im folgenden Abschnitt Erwähnung geschehen.

Obwol nicht streng zu unserem Gegenstande gehörig, mag doch erwähnt werden, dass die Meeresströmungen ebenfalls Wirkung der beständigen Winde sind. Doch gelangen bei der ungeheuren Ausdehnung des Meeres und seiner Tiefe auch andere Gesetze der Wasserbewegung zur Geltung; in erster Reihe das Uebergreifen der Oberflächendrift in die Tiefe, wie Zöpplitz dargethan, sonach die Gesetze der Stromverteilung und des Stosses, die an Orten des vom Winde nicht gedrifteten Wassers Gegenströme erzeugen und eine seichelförmige Ausgleichung der Bewegung verhindern.

Zusammenfassung.

Auf dem Plattensee entstehen die excessiven Denivellationen — wie wir sahen — zum grössten Teile aus der Wirkung des Windes, und fällt die wirkende Componente in die Queraxe des Beckens, so ist sie von kleinen Erschütterungen begleitet, die im entgegengesetzten Falle nur ausnahmsweise vorkommen. Denivellation kann nur durch vorangehenden Wellengang entstehen, und zwar nicht durch veränderten Druck, sondern durch Zerrung der Orbitalbahnen überentwickelter

*) G. v. Boguslawski E. O. Krümmel: Oceanographie, Stuttgart, 1887, Bd. II. p. 324—510.

Wellen und durch Verschleppen der überstürzten Wellenköpfe. Dadurch kommt auf der Leeseite vergrößerter, auf der Luvseite verringerter Wasserstand zum Vorschein, und die Molekeln erhalten Verticalbewegungen, so dass Teilchen der Oberfläche in das Innere, Teilchen des Innern an die Oberfläche gelangen. Diese Erscheinungen bilden das notwendige Gefolge der Denivellation, so dass die Gesetze der stationären horizontalen Bewegung, mit welchen Zöpplitz die Carpenter'sche Theorie zu stürzen trachtete, nicht in Anwendung kommen können.

Unter Wirkung der Schwere entsteht in der ganzen Masse der Flüssigkeit ein Gegenstrom, der mit der unter der Wirkung des Windes stehenden Oberflächendrift nach dem Satze von der Zusammensetzung der Vektoren combinirt, auch an der Oberfläche zur Geltung kommt. Dieser Gegenstrom gleicht eine gegebene Winddenivellation umso langsamer aus, je kleiner die einem gegebenen Gefälle entsprechende Transportfähigkeit ist. Da das Quadrat der mittleren Geschwindigkeit (die Abhängigkeit der Ganguillet- und Kutter'schen Coefficienten von der Tiefe berücksichtigt) sowohl als der Querschnitt mit der mittleren Tiefe proportionirt ist, so übt die mittlere Tiefe den grössten Einfluss auf die Transportfähigkeit aus, so dass in seichten Becken grosse, in tiefen Becken nur geringe Denivellationen zu Stande kommen. Dies einer der wesentlichen Unterschiede zwischen Plattensee und Léman; derselbe Wind bringt hier nie solch bedeutende Denivellationen zuwege, wie am Plattensee, und die grösseren Windstauungen treten auch nur in Genf auf, wo sich ein seichter, enger Canal des Sees, der Petit-Lae erstreckt.

Der Windstau ist auch auf dem Meere bemerkbar; die Leeseite hebt sich, und Oberflächen- und Tiefströmungen bewirken eine Verlagerung der Temperaturschichten. In geringerem Maasse wiederholt sich die Erscheinung bei jeder Brandung als Sog, also dort, wo sonst nicht überentwickelte Wellen zum Ueberstürzen gelangen.

VI. ABSCHNITT.

Wirkung der Luftdruckänderungen.

Schon mehrfach wurde darauf hingewiesen, dass die Denivellationen grösstentheils durch Windwirkungen einwurfslos erklärt werden können, dass es aber doch Schwankungen gebe, die durch den Wind überhaupt nicht, oder in nicht genügendem Maasse dargestellt werden können, und umgekehrt, dass einzelne Winde nicht den im Vorhinein erwarteten Erfolg hätten. Es muss daher noch eine andere Ursache mitherrschen, die aber nie so bedeutend wird, als dass sie die Wirkung des Windes überwinden könnte. Diese der Erklärung noch harrende Denivellationen haben zumeist sehr kurze Periode, oft bedeutende Amplitude, und in ihrem Gefolge ist sehr häufig eine plötzliche Wasserstandschwankung von entgegengesetzter Richtung und zuletzt eine Reihe periodischer Schwingungen. Die wirkende Ursache unterstützt in den meisten Fällen die Wirkung des Windes und kompliziert dessen Erscheinungen.

Die erste Vermutung trifft natürlich rasche Veränderungen des Luftdruckes; es ist aber zu untersuchen, ob an beiden Enden des Sees in der That Druckschwankungen von so beträchtlicher Grösse auftreten können, um die mächtigen

Niveauänderungen verständlich zu machen. Da Quecksilber 13·6-mal schwerer als Wasser ist, so müssen die Wasserstandunterschiede ebensovielfach grösser sein, als der Unterschied der Barometerstände an den beiden Seeenden. Kommen also Spiegelschwankungen von 10 cm. zwischen Kenese und Keszthely vor, so entspricht das einer Quecksilbersäule von mindestens 7·4 mm. und da die Ausdehnung des Sees noch nicht einen Grad beträgt, stellt dieser Unterschied einen barometrischen Gradienten von selbst bei den heftigsten Cyclonen ungewöhnlicher Grösse dar. Dabei zeigen die Linnogramme des Plattensees durch Windwirkung nicht erklärte Denivellationen von über 10 cm. Grösse, die somit sicherlich auch nicht die Folge der statischen Wirkung des Luftdruckunterschiedes sein können.

Nichtsdestoweniger habe ich versucht, die Luftdruckunterschiede mit den Linnogrammen zu vergleichen, wobei das in Kenese fehlende Barometer durch die zuverlässigen Ablesungen im nahen Balaton-Füred ersetzt werden mag. Der in Millimetern ausgedrückte Barometerstandunterschied im Sinne Balaton-Füred-Keszthely werde als Ordinate betrachtet, und hiemit eine der Windcurve analoge Zeichnung angefertigt. Da die Barometerablesungen nur auf 0^o, nicht aber auch auf das Niveau des Sees reducirt sind, so wird der Unterschied beständig negativ, da das Keszthelyer Barometer um beiläufig 4 mm. höher steht. Um den Gang der Curve besser übersehen zu können, wurden die Ordinaten achtfach vergrössert, so dass 1 mm. Luftdruckunterschied bei der Uebertragung unseres Linnographen beiläufig 1 cm. Niveauschwankung entspricht, und auch das Wasseräquivalent der Quecksilbersäule angenähert wird. Die Reproduktion der Zeichnung hält dasselbe Verhältniss inne. Eine genaue Berücksichtigung des 13·59 betragenden Aequivalents ist mühsam, und wie später zu ersehen, auch ganz überflüssig, wenn neben dem Barometer auch Barographen benützt werden.

Die täglich dreimaligen Ablesungen von 7^h Morgens, 2^h Nachmittags und 9^h Abends sind unseren Zwecken entsprechend viel zu selten, und geben nur dann ein richtiges Resultat, wenn sie gerade auf die extremen Werte einer grossen Barometerschwankung fallen.

In der Curve für den 24. Mai 1894 (Fig. 25) bedeutet die Linie VIII den Unterschied der Barometerstände bezogen auf die in Decimeter geteilte Axe. Vom 24-ten Früh bis zum Nachmittag (2^h) des 26-ten zeigt die Curve denselben Gang, wie der Wind und das Linnogramm, kann daher als die Windwirkung unterstützend angenommen werden. Aber schon von 9^h Abends des 26. Mai angefangen hat sie entgegengesetzten Gang, wie zu erwarten stünde, wenn sie zur Erklärung herbeigezogen werden sollte. Am 25-ten Abend nach 9^h war in Keszthely Gewitter, ohne dass die Curve der Barodifferenzen besondere Merkmale aufwies: die Abendablesung verrät noch Ruhe, die Frühablesung fiel lange nach Verzug des Gewitters.

Viel günstiger liegen die Druckverhältnisse am 26. Juli 1894 (Fig. 27), da die Curve VIII der Barodifferenzen dieselben zwei charakteristischen Maxima aufwies, wie die Windcurve und das Linnogramm. Wird die Windcurve ohne Rücksicht auf den Skalenwert einfach zu der Linie der Barodifferenzen addirt, so erhält man die Curve IX, die in dem gegebenen Falle sich dem Linnogramme noch mehr anschmiegt, als die Windcurve allein.

Windcurve und Barodifferenz gehen auch am 24., 25. und 26. September 1894 (Fig. 28) parallel mit einander, ja die Ausbuchtung der ersteren am 25-ten Nach-

mittags 2^h, die unserer Theorie nicht günstig wäre, wird durch das gerade hierher fallende Maximum der zweiten Curve gedämpft.

Ganz anders gestaltet sich das Bild über den Zusammenhang von Barometer und Linnograph, wenn statt der Ablesungen der Quecksilberbarometer selbst-registrierte Aneroidbarogramme zur Verwendung gelangen. Im Herbste 1894 wurden zwei Barographen aufgestellt, der eine im physikalischen Museum der Agricultur-Academie zu Keszthely, der andere in dem Directionsgebäude der Charitas zu Balaton-Füred, und der Vorsorge der Leiter der betreffenden meteorologischen Stationen übergeben.

Auf den ersten Blick zeigen beide Barogramme auffallende Aehnlichkeit. Eine jede bedeutendere Schwankung ist in beiden Aufzeichnungen vorhanden, jedoch mit seltenen Ausnahmen in verschiedenen Zeitpunkten. Gewöhnlich, ja man könnte sagen immer, geht die Aenderung in Keszthely jener in Füred voraus, so dass die beiden auf einander gelegten Curven sich, selbst von den constanten Unterschieden abgesehen, nicht decken; die Füreder Curve ist der Keszthelyer gegenüber etwas nach rechts verschoben. Ist der Unterschied wieder in dem Sinne Füred—Keszthely gegeben, so ist, abgesehen von constanten Unterschieden, die Ordinatendifferenz beider Curven bei steigendem Barometer negativ, bei fallendem Luftdrucke positiv.

Alle die erwähnten Operationen wurden mit Beibehaltung des früheren Reducionsverhältnisses (1 mm. Quecksilbersäule = 1 cm. Wasserstandsunterschied) ausgeführt; das Resultat ist in den beigefügten Tabellen zu ersehen. Die beiden Barogramme weisen auch jetzt den beiläufig constanten Unterschied von 4 mm. auf, wodurch die Curve der Unterschiede negativ wird, was jedoch ohne Einfluss ist. Da die Barogramme nicht auf 0⁰ reducirt wird, so fallen die Eckpunkte des Barometerpolygons nicht genau in die Curve der Aneroide, doch ist der Unterschied nirgends bedeutend. Vor Allem springt in die Augen, was auch selbstverständlich ist, dass die selteneren Barometerablesungen eine ganze Fülle der interessantesten Details verhüllen, ja sogar durch unbedeutende, auf die Beobachtungsstunden fallende Extreme zu Irrungen Veranlassung geben. Betrachten wir z. B. die Curve vom 4. und 5. April 1895 (Fig. 29, punktirt-gestrichelte Curve VIII); das Barogramm weist am letzteren Tage zwischen Morgens 7^h und Nachmittags 2^h eine gerade mit ersterem Termin beginnende Welle auf, die in den Ablesungen des Quecksilberbarometers spurlos vorübergegangen wäre.

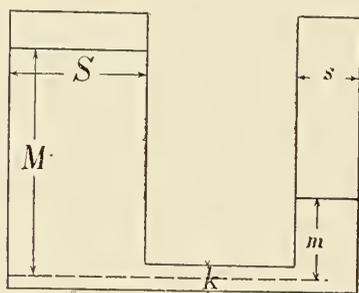
Stellt man nun das gesammte Material zusammen, so ergibt der erste Augenschein, dass dem ruhigen Verlauf der Barogrammdifferenzen ruhiger Gang des Linnographen entspricht; werden die ersteren unruhig, so zeigt auch das Linnogramm häufige Erschütterungen von kurzer Dauer, aber grosser Amplitude. Ziehen also über den Plattensee rasch wechselnde Luftdruckänderungen hin, so haben diese heftige Wasserstandsschwankungen im Gefolge. Sind die Druckänderungen langsam, so bleibt der Spiegel in Ruhe, oder weist doch nur unbedeutliche Schwankungen auf. Dies gilt selbst dann noch, wenn eine excessive Denivellation schon vorhanden wäre; im letzteren Falle verläuft diese ruhig, im ersteren ist sie durch secundäre Bewegungen gezackt.

Nun mögen die einzelnen Wellen näher betrachtet werden. Es gibt deren in der Curve der Barogrammdifferenzen bedeutende von einigen mm. Höhe, die aber mehrere Stunden, mitunter einen ganzen Tag in Anspruch nehmen, also langsam

ansteigen und langsam vergehen. Ist die Wirkung statisch, so müsste einer Amplitude von 2 mm. in den Linnogrammen eine gleichlaufende Welle von 27 mm. Ausweichung entsprechen; von pendelartigen Schwingungen könnte nicht einmal die Rede sein, da die Bewegung des Wassers ungemein langsam vor sich geht und zum grössten Teil von dem bedeutenden Reibungswiderstande aufgezehrt wird. Druckänderungen von dieser Grösse treten aber stets in Begleitung des Windes auf, der, selbst wenn er schwach ist, viel bedeutendere Denivellationen zu Stande bringt. Die statisch hervorgebrachte Denivellation der Druckänderung wird somit ganz durch die entsprechende und bedeutendere Windrichtung gedeckt, und so können die ruhigverlaufenden Wellen der Barogrammdifferenzen in der Untersuchung der Denivellation ausser Acht gelassen werden.

Viel interessanter sind die heftigen Wellen von kurzer Dauer und grosser Amplitude, die den Seespiegel nicht statisch, sondern dynamisch beeinflussen. Doch auch dieser Process ist nicht so einfach, wie man auf den ersten Blick denken möchte.

Nehmen wir an, dass der Luftdruck über der einen Hälfte des Sees von Keszthely bis Tihany rasch zunehme, und zwar vor der Hand Einfachheit halber sprungweise, doch gleichförmig von dem Werte p bis zu dem Werte p_1 , der eine



Figur 47. Communicationsrohr.

Zeit lang constant bleiben möge. Setzt man nun dem westlichen Seespiegel auf einmal als Aequivalent der Druckänderung eine der Druckänderung $p_1 - p$ entsprechende Wasserschicht auf, so hat man es mit einem Problem der Flüssigkeitsbewegung in Communicationsgefässen zu tun.

Ist in dem einen Rohre des Communicationsgefässes (Fig. 47) die Wasserhöhe über dem Schwerpunkte des gleichförmigen Gefässquerschnittes K mit M , in dem andern mit m , die Querschnitte der beiden cylindrischen Rohre mit S

und s bezeichnet, während die veränderliche Wasserhöhe in den beiden Rohren beziehentlich x und y ist, so bestehen die Gleichungen

$$S dx = -s dy \text{ und } S dx = -\eta K v dt,$$

wo η der Coefficient der Strömungswiderstände, v die Stromgeschwindigkeit des Wassers und t die Zeit bedeutet. Da $v = \sqrt{2g(x-y)}$ geschrieben werden kann, so erhält man eine zwischen x und t integrable Gleichung, die für die Zeit gleicher

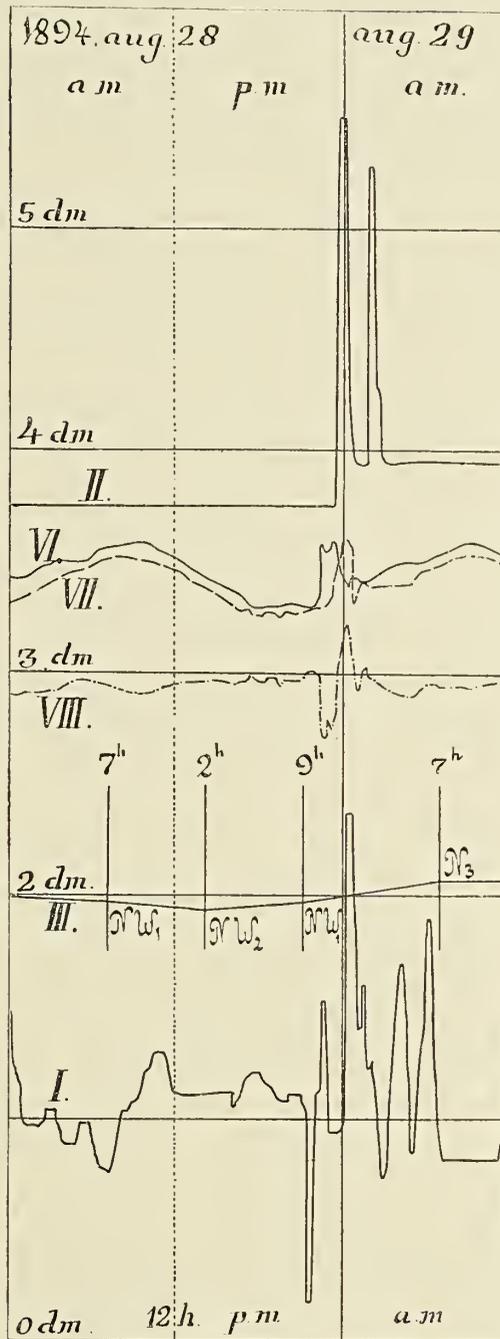
Wasserstände in beiden Rohren $T = \frac{2 S s \sqrt{M-m}}{\eta k (S+s) \sqrt{2g}}$ ergibt.

Die zur Ausgleichung des Wasserstandes erforderliche Zeit hängt also wesentlich von der morphologischen Beschaffenheit des Seebeckens und dem Druckunterschiede ab. Nach Verlauf dieser Zeit ist aber nicht Ruhe, denn der Spiegel weicht, von Reibungsvorgängen abgesehen, in pendelnder Bewegung zu der entgegengesetzten Lage gleicher potentieller Energie aus. Verändert sich nun plötzlich die Druckverteilung und lagert sich die Depression von der einen Hälfte des Sees über die andere Hälfte, wodurch die Gradienten dieselben bleiben, ihr Vorzeichen aber wechselt, so kommt zu der Energie der ausgewichenen Wassermasse noch jene des entgegengesetzten Druckes, so dass die Bewegung gegen die

Gleichgewichtslage noch energischer erfolgt. Die frühere Denivellation ist daher von einer noch viel stärkeren gefolgt, die, abgesehen von der Reibung, viermal grösser ist, als sie infolge bloß statischer Wirkung gewesen wäre.

Der grössere Druck braucht aber nicht die Hälfte des Sees zu bedecken, sondern nur einen kleinen Teil desselben, muss aber mit gehöriger Geschwindigkeit sich fortbewegen. In dem letzteren Falle ist natürlich das absolute Maass der Denivellation an beiden Limnographen noch immer dasselbe, braucht aber nicht mehr so regelmässig aufzutreten, wie in eigentlichen Communicationsgefässen.

Aehnliche Luftdruckwellen kommen nie einzeln, sondern wie es die Curve der Barogrammunterschiede beweist, in einer ganzen Reihe, deren einzelne Wellen wol mitunter bei genügend genau abgemessener Periode die Wasserbewegungen multipliciren können. In solchen Fällen wird die Wirkung natürlich sehr complicirt. Es möge eine tiefe Depression in Begleitung eines Gewitters z. B. bei Keszthely über den See treten (wie am 27. August 1894; Fig. 48). Das Wasser wird von hier mit einemmale verdrängt, da aber das Unwetter noch lange nicht die Hälfte des Seespiegels zu decken im Stande ist, so entspricht dem heftigen Sinken des Limnographen in Keszthely vor der Hand noch keine entsprechende Bewegung in Kenese. Wie das Gewitter aber weiterzieht und die Enge von Boglár-Révfülöp verlässt, drückt es das auf das Tihanyer Ufer geschobene Wasser mit grosser Heftigkeit nach Keszthely zurück, und durch die Enge von Szántód nach Kenese. Hierbei weisen beide Limnographen bedeutende Erhebungen auf, bis die Depression nicht nach Kenese gelangt und das Wasser wieder zurückpresst. Der begleitende Wind tut unabhängig hievon das seine, und da das Gewitter nicht notwendigerweise die Axe des Sees durchlaufen musste, kommen auch Querdenivellationen zu Stande, die das Keszthelyer Limnogramm mit vielen kleinen Auszackungen bereichern. Das vielfach bewegte Wasser beruhigt sich erst langsam nach einer Reihe von regelmässigen Schwingungen.



Figur 48.

Erscheinungen so verwickelter Art lassen sich kaum mathematisch einkleiden, besonders da Ausdehnung, Gestalt und Tiefe des Beckens, Form, Grösse und Fortpflanzung der Depressionswelle und ähnliche Umstände als wichtige Factoren Rolle spielen. Könnte man von Minute zu Minute die Isobaren über dem See verzeichnen, während das Gewitter ihn durchmisst, so liessen sich die Wirkungen vielleicht wenigstens auf graphischem Wege herleiten, ohne dass man hiedurch aber besondere Vorteile erlangt haben würde. Ein über den See vertheiltes dichtes Netz von Limno- und Barographen könnte noch am ehesten Licht in viele einschlägige Fragen bringen.

Die Störung der Linnogramme geht also, wie wir sehen, nicht mit den Schwankungen des Barogramms, sondern mit jenen der barometrischen Unterschiede Hand in Hand. Die Angabe eines einzigen Barometers ist also durchaus unzureichend, und ein grosser Irrtum wäre es zu glauben, dass im Allgemeinen tiefer Barometerstand mit Hochwasser gepaart gingen. Bei fallendem Barometer in Keszthely kann der Luftdruck in Kenese noch bedeutender abnehmen, was schon theoretisch geringen Wasserstand auf der ersten Station bedingt, und umgekehrt bei steigendem Luftdruck. Mitunter zieht die Depression quer über den See, so dass entweder kein Barogramm von der Anwesenheit der Depression etwas verrät, oder aber beide gleichzeitige Veränderungen aufweisen, und doch zeigen sich an beiden Linnographen bedeutende Denivellationen.

Stahlberger*) teilt eine Tabelle der monatlichen Maxima und Minima der barometrischen Tagesmittel und die entsprechenden Tagesmittel der Wasserstände mit. Da seiner Theorie nach hoher Luftdruck mit tiefem Wasserstande geht und umgekehrt, so sollten die Unterschiede der Wasserstände stets das entgegengesetzte Vorzeichen der Luftdruckunterschiede aufweisen. Die Beobachtungen dreier Jahre in zwei Rubriken zusammengestellt, ergeben nur ein einzigesmal ganz zufälligerweise das falsche Vorzeichen. In der That spricht die Wahrscheinlichkeit dafür, dass die Umgebung eines Ortes keinen höheren oder niederen Druck besitze, wenn an demselben das monatliche Maximum oder Minimum des Luftdruckes auftritt, was jedoch nicht unbedingt bindend ist. Tritt nämlich in Fiume das monatliche Maximum des Luftdruckes ein, so kann allerdings in einem südlicheren Teil der Adria ein noch höherer Barometerstand herrschen, und dann tritt der Fall des Maximums vom 28. Mai 1869 und des Minimums vom 25. Mai auf, deren Wasserstandsunterschied ebenfalls positiv ist, wo daher dem barometrischen Minimum der geringere Wasserstand entsprach.

Noch grösser wäre die Anzahl der gleichen Vorzeichen, wenn nicht eben die Tage mit barometrischem Maximum verglichen worden wären. So ist auf Seite 14 des angeführten Werkes eine Tafel der monatlichen Maxima und Minima des Wasserstandes mit den zugehörigen Barometerständen mitgeteilt; dieselben ähnlich behandelt geben zwar auch hier zumeist gleiche Vorzeichen der Unterschiede, es bleiben aber viele Discordanzen bestehen. So entspricht z. B. in Stahlberger's Bezeichnung dem Wasserstandsunterschiede von 0.36 M. (M, die Stahlberger'sche Längeneinheit) im Juni 1869 ein Unterschied von -5.3 mm. im Luftdrucke; im Juli desselben Jahres dagegen nur -0.6 mm; und 0.47 M. Wasserstandsunterschied gehört im October 1870 zu -16.2 mm; 1.12 M. Unterschied im November 1871 nur zu

*) F. Stahlberger: Die Ebbe und Flut in der Rhede von Fiume, Budapest, 1874, p. 19.

— 4.6 mm. Barometerdifferenz. Dass die einzelnen Zalen selbst in diesem Grade übereinstimmen, hat seinen Grund darin, dass die den Wasserstand beeinflussende Windcomponente mit einer gleichsinnigen Componente des Gradienten zusammenfällt, und die maximalen und minimalen Wasserstände unter gewöhnlichen Umständen grösstenteils vom Winde erzeugt werden. Oder mit andern Worten: wenn die Staucomponente des Windes bedeutend ist, dann besitzt auch der Gradient eine grosse Componente in derselben Richtung und demselben Sinne, und es ist sehr wahrscheinlich, dass bei maximalem Wasserstande in einem Punkte die Luftdruckunterschiede gegen die Umgebung das entgegengesetzte Vorzeichen der entsprechenden Wasserstandsunterschiede aufweisen.

Forel*) beobachtete über den Léman hinziehende Depressionen, die sehr weit davon entfernt waren, für momentan ziehend gelten zu dürfen. Am 20. August 1890 zog ein Gewitter über den See, das an den verschiedenen Barographen zu verschiedenen Zeiten Luftdruckstörungen von grossem Betrage registrierte. An diesem Tage war die Amplitude der regelmässigen Schwankungen in der Tat riesenhaft gross. Da eine periodische Schwankung — die beobachtete hatte eine Amplitude von über 60 cm. — nicht ohne eine vorhergehende unregelmässige Denivellation von beiläufig derselben Grösse zu Stande kommen kann, musste zunächst deren Möglichkeit nachgewiesen werden, was Forel auf ganz statischem Wege versucht: Das Barogramm zeigt einen Anstieg von 4 mm., was einer Wasserstandsänderung von 54 mm entspricht. Nimmt man an, dass sich diese Aenderung im geeigneten Momente auf der anderen Seite des Sees zeige, d. h. die denivellierte Wasserfläche nicht in die Ruhelage zurückkehrt, sondern über diese hinaus entgegengesetzt pendelt, so erhält man eine Schwankung von $2 \times 54 = 108$ mm. oder rund 11 cm. Amplitude. Da nun die in Genf aufgezeichnete Amplitude von 62 cm. das Resultat zweier periodischer Schwingungen von verschiedener Periode ist, so bleibt nur die Ursache einer Amplitude von 31 cm. nachzuweisen, die allerdings noch fast dreimal so gross ist, als die schon erklärte Ausweichung von 11 cm. Da die Osthälfte des Sees bedeutend ausgedehnter ist, als die westliche, so ist nach Forel's Ueberlegung die Amplitude der regelmässigen Schwankung in Genf viermal grösser, als in Chillon, und auch die anfängliche Ausweichung der unregelmässigen Denivellation soll an beiden Punkten dasselbe Verhältniss aufweisen. Die Elongation in Chillon war damals 16 cm., und da sie ebenfalls die Superposition zweier verschiedenperiodischer Schwankungen darstellt, so braucht überhaupt nur eine Anfangsschwingung von 8 cm. in Rechnung gezogen werden.**)

*) Forel: Le Léman T. II. p. 187 u. ff.

**) Ebenda. T. II, p. 191. «Cette discordance disparaît si nous donnons attention au fait que les seiches de 62 cm. ont été mesurées à Genève; que dans cette station il y a exagération de la hauteur des seiches par les conditions locales de la forme et du relief du bassin; que le lac est rétréci à Genève en un long golfe de largeur progressivement décroissante; que le Petit-lac est beaucoup moins profond que le Grand-lac. Il en résulte, comme nous l'avons vu p. 139. qu'il y a amplification locale de la hauteur des seiches; que les mêmes seiches sont à Genève 4 fois plus hautes qu'à Chillon . . . Les seiches du 20 août n'avaient à Chillon qu'une hauteur de 16 cm.; elles étaient composées d'uninodales et de binodales n'ayant chacune que 8 cm. de hauteur. De seiches de 8 cm. de hauteur correspondent à une variation barométrique de 3 mm. de mercure. La variation constatée par les barographes de Thonon et de Morges a dépassé 3 mm.» etc.

Herrschen über verschiedenen Punkten eines Beckens verschiedene Drucke, so legt sich im statischen Zustande der Wasserspiegel nicht in die Niveaufläche, sondern in eine Fläche, deren auf jene bezogene Ordinaten dieselben Unterschiede aufweisen, welche an den entsprechend aufgestellten Wasserbarometern abzulesen wären. Im günstigsten Falle kann also nur ein 13·6mal grösserer Wasserstandunterschied vorkommen, als der Unterschied der Quecksilberbarometer anzeigt, wie immer die Gestalt und das Bodenrelief des Beckens beschaffen sei. Bedeuten x und y die laufenden Koordinaten eines Punktes des Seespiegels auf die Niveaufläche bezogen, und ist der Barometerstand durch die Gleichung $h = f(x, y)$ darstellbar, so wird die Gleichung der statischen Oberfläche des Sees $z = \varphi(x, y)$, wo sich die senkrechten z Ordinaten auf das der Ruhelage entsprechende Niveau beziehen mögen, das in m Tiefe unter dem momentanen Wasserstande liegen mag; m sei das Mittel der Ablesungen sämtlicher über dem See angebrachten Wasserbarometer. Entspricht diesem der Barometerstand b_0 , dann ist

$$(2b_0 - b) = f_1(x, y)$$

das Spiegelbild der Fläche der Barometerstände und es besteht die Relation

$$z = -13\cdot6(2b_0 - b)$$

so dass für zwei Punkte: $z_1 = \varphi(x_1, y_1)$ und $z_2 = \varphi(x_2, y_2)$ der Ordinatenunterschied

$$z_1 - z_2 = +13\cdot6(b_1 - b_2)$$

stets proportional dem Unterschied der Barometerstände wird.

Es ist daher eine Täuschung annehmen zu wollen, dass die einfach statische Wirkung des Luftdruckes jene Wasserstände erzeugen könnte, welche wir in den regelmässigen Schwankungen als dynamische Wirkungen erkannten.

Die 60 cm. hohe Seiche des Léman vom 20. August 1890 ist daher auf diese Weise nicht zur Genüge erklärt, denn wenn selbst die günstigste Verteilung des Luftdruckunterschiedes von den beobachteten 4 mm, angenommen wird, kann zwischen Genf und Chillon kein höherer Wasserstandunterschied entstehen, als $4 \times 13,6 = 54$ mm.

Wie wir schon früher sahen, ist der Einfluss plötzlicher (brusque) Druckveränderungen kein statischer, sondern ein dynamischer Process. Ändert sich der Druck über einem Teile des Sees in einer zur Dauer regelmässiger Schwingungen verschwindend kleiner Zeit, so sind die Verhältnisse dieselben, als ob der Seespiegel schon denivellirt und die Gleichgewichtslage die der Druckverteilung entsprechende statische Lage wäre. Die tatsächliche Denivellation kann sohin als Rückkehr in die Ruhelage betrachtet werden, die bekanntlich eine entgegengesetzte Ausweichung von beiläufig derselben Grösse nach sich zieht.

Man fülle ein U-förmig gebogenes Rohr (Fig. 49) bis zur Höhe $a-a$ mit Wasser, schliesse die Oeffnung des einen Schenkels mit dem Finger luftdicht und schütte in den andern Schenkel Wasser bis zur Höhe $b-b$. In dem Rohre I hebt sich das Wasser, bis der Druck der comprimirtten Luft derselbe wird, wie der Druck der Wassersäule $b-a$, $= m$. Entfernt man plötzlich den Verschluss, so bringt der Drucküberschuss im Schenkel II Bewegung hervor. Das Wasser in II sinkt, hebt sich in I , jedoch nicht bis zum mittleren, dem statischen Zustande entsprechenden Niveau $k-k$, sondern darüber hinaus, bis der Höhenunterschied

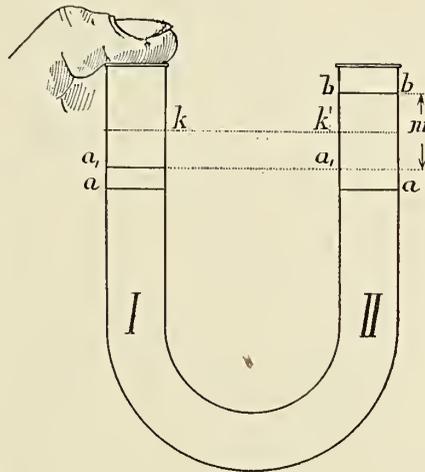
in beiden Schenkeln — m geworden ist. Erst nach einigen pendelnden Bewegungen, die durch die vorhandene Reibung den Energievorrath aufzehren, kommt Gleichgewicht zu Stande.

Unter der plötzlichen Druckänderung von 4 mm. erhält also der Léman eine der statischen Wirkung zweimal überlegene Ausweichung, nämlich eine Denivellation von $108 = 2 \times 54$ mm. Verbreitet sich nun die Druckänderung über den ganzen See, so dass der Barometerstand über demselben constant wird, so kommt eine der tatsächlichen Denivellation gleiche und entgegengesetzte zu Stande, deren Amplitude in Genf 216 mm. oder nahe 22 cm. beträgt. In unserem Versuche könnte die Erscheinung nachgeahmt werden, wenn im Augenblicke der grössten negativen Ausweichung, beim Höhenunterschiede — m , im Schenkel *I* der ursprüngliche Druckunterschied hergestellt werden könnte.

Nach dem Barogramme von Thonon fiel die plötzliche Druckänderung zwischen 7^h und 7^h 30^m; um diese Zeit, genauer um 8^h betrug die Amplitude der regelmässigen Schwankung 31 cm. Um 8^h 30^m trat bei Thonon wieder ein plötzliches Steigen von 3 mm. ein, das auf den ersten Impuls gerade in der Zwischenzeit einer vollständigen Schwingungsdauer (73^m) erfolgte, und somit multiplicirend wirkte. Es kam daher noch zu der früheren Ausweichung von 22 cm eine neuere von $4 \times 3 \times 13,6$ mm. = 16 cm., wodurch die volle Amplitude der Wasserbewegung, die sich aus den Aufzeichnungen des Barogramms von Thonon auf dynamischem Wege erklären lässt, zu 38 cm. gefunden wird, was schon mehr als die Hälfte der um 10^h beobachteten Amplitude von 62 cm. beträgt.

Doch genügt auch das noch nicht. Die durch Superposition entstandene Amplitude muss ihrer ganzen Grösse nach durch die obwaltenden Umstände erklärt sein, wie regelmässig auch immer die Grundelemente dieser resultirenden Schwingung beschaffen sein mögen.

Bei der in Rede stehenden complicirten Bewegung, die nach Forel eine Superposition einer uni- und binodalen Schwingung ist, ist die Amplitude der maximalen Ausweichung nicht identisch mit dem Maximum-Minimumunterschiede der Linnogramme, sondern mit dem grössten Wasserstandsunterschiede, der augenblicklich über der ganzen Fläche des Sees zu finden ist. Bei der Besprechung der regelmässigen Schwingungen werden wir klarlegen, dass in einem gegebenen Augenblicke zwischen beiden Enden des Sees nie ein so grosser Wasserstandsunterschied auftreten kann, wie ihn die Maximalamplitude des einzelnen Linnographen andeutet. Es braucht daher weder die beobachtete Amplitude von 62, noch deren Hälfte von 31 cm. erklärt zu werden, wie es Forel versuchte, sondern, wie es eine spätere sehr einfache geometrische Ueberlegung klarlegt, das Mittel beider, etwa 46 cm. Wir konnten eine Amplitude von 38 cm. nachweisen; bedenkt man, dass nach beiden Anstiegen des Barometers ein plötzlicher Rückfall eintrat, der die vorhandene Denivellation vergrösserte, und dass auch der Wind ein ähnliche — auf tiefen Seen zwar geringere Wirkung ausübt, als auf unserem Platten-



Figur 49.

see, so dürfte die Uebereinstimmung zwischen Rechnung und Beobachtung eine befriedigende genannt werden.

Zum Schlusse noch eine Bemerkung. Forel's Ueberlegung, als genügte es, nur die viermal kleinere Ausweichung in Chillon statt der grösseren in Genève zu erklären, ist irrtümlich, da gerade die grösste vorkommende Wasserstandschwankung der mechanischen Erklärung bedarf. Wenn die regelmässige Schwankung in Genève ihr oberes Maximum erreicht, das Wasser also 31 cm. über dem Mittelniveau steht, so liegt es bei Chillon (wie später begründet werden soll) in der mittleren Wasserstandshöhe, und in der Mitte des Sees etwa, bei der Knotenlinie der uninodalen stehenden Schwingung, am tiefsten, nämlich bei -15 cm. etwa, wenn in Genève sowol als in Chillon die Amplitude der regelmässigen Schwingung 62 cm. betrüge. Da aber die besagte Assymetrie besteht, so ist die Einsenkung geringer, jedenfalls aber grösser, als der vierte Teil dieses theoretischen Wertes, da die Knotenlinie bedeutend näher an Genève liegt, als an Chillon. Kennte man das Verhältniss zwischen der Amplitude dieser Knotenlinie und der Amplitude zu Genève, so wie wir sie aus den Beobachtungen Forel's zwischen Genève und Chillon kennen, so könnten die Rechnungen noch sicherer begründet werden.

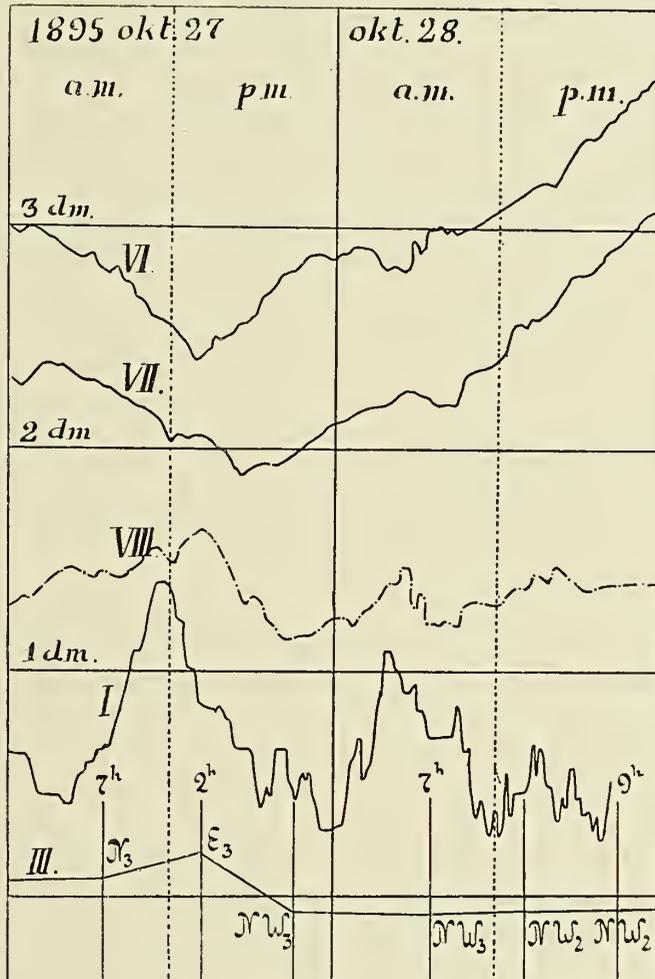
Es ist wahrscheinlich, dass die Amplitude der binodalen stehenden Welle in Genf zweimal so gross ist, als in der Knotenlinie der uninodalen Welle; dann wäre statt einer Senkung von 15 cm. nur eine solche von 8 cm. vorhanden, und der grösste Wasserstandunterschied, der erklärt werden sollte, beträgt $31 + 8 = 39$ cm. sehr nahe übereinstimmend mit dem Werte, den wir aus dem zweimal wiederholten Druckimpulse auf dynamischem Wege herleiteten.

Kehren wir noch für einen Augenblick zu dem in Fig. 49 dargestellten Versuche zurück. Nimmt man den Verschluss der Röhre *I* nicht plötzlich, sondern sehr allmählig fort, so gleicht sich der Druck und die Wasserhöhe in beiden Schenkeln allmählig aus, und merkliche Pendelungen kommen nicht zu Stande. Ganz ähnliche Resultate erlangt man, wenn man, den tatsächlichen Verhältnissen mehr entsprechend, in dem einen Schenkel des U-Rohres einen Kolben rasch beziehentlich langsam bewegt. Freilich sind dann die Schwingungen gestört, da unter dem Kolben während der Schwingungen bedeutende Druckunterschiede zu Stande kommen. Dass im anfänglichen Gleichgewichte die Wasserhöhe in beiden Schenkeln nicht gleich ist, bei verändertem Drucke aber gleich wird, ändert wesentlich nichts an dem Versuche.

Ist die Luftdruckänderung über dem See langsamer, als sie sein würde, wenn der Luftdruck mit seinem statischen Aequivalente die aufeinanderfolgenden Phasen der Denivellation begleitete, so hörte mit beendeter Aenderung des Druckes sogleich auch die Bewegung des Spiegels auf, und behielte diejenige Lage, welche der momentanen statischen Wirkung des Luftdruckes entspricht. Dann ist die Denivellation sehr gering, und der andern Ursachen zuzuschreibenden gegenüber verschwindend. Dies der Grund, dass auf dem Plattensee bedeutende, aber langsam verlaufende Luftdruckänderungen ohne sichtbaren Erfolg bleiben.

An einem und demselben Orte kann das Barogramm bedeutende Veränderungen aufweisen, wenn 1. bei zwar geringer Fortschreitung der Isobaren der Gradient gross ist, oder 2. wenn bei mässigem Gradienten die Isobaren rasch ihren Ort verändern, und wenigstens über dem Beobachtungsorte eine bedeutende Bewegungscomponente senkrecht zu den Isobaren steht. Beide Fälle üben auf die

Denivellation verschiedenen Einfluss aus; zieht man aber in Betracht, dass das Wasser in der Längs- und Queraxe des Beckens Schwingungen von verschiedener Dauer vollbringen kann, dass die Ortsveränderung der Isobaren zumeist mit einer Aenderung des Gradienten verbunden ist und die Barogramme verschiedener Orte sohin verschieden ausfallen, dass weder die Richtung der Isobaren, noch deren Fortpflanzung eine bevorzugte Lage zur Längsaxe des Sees aufweisen, und das Gesetz $b=f(x,y)$ der Druckverteilung im Allgemeinen jeder Einfachheit entbehrt, so ersieht man, dass die Erscheinung nur mit grossen, sich von der Wahrheit weit entfernenden Beschränkungen mathematisch dargestellt werden könnte.



Figur 50.

Solange nicht die Daten sehr vieler Limno-, Baro und Anemographen zur Verfügung stehen, lassen sich nur die folgenden Endresultate — zunächst für den Plattensee — festsetzen:

1. Langsame Luftdruckänderungen, deren statische Wirkung den aufeinanderfolgenden Phasen der Denivellation nicht zu folgen vermögen, bleiben hinter Wasserstandschwankungen anderer Provenienz verborgen.

2. Plötzliche, stossartige Druckänderungen bringen gewöhnlich regelmässige Schwingungen kleinerer Periode hervor, vorausgesetzt, dass die Aenderung nicht gleichzeitig über der ganzen Fläche des Sees vor sich ging.

3. Luftdruckänderungen wirken auf das Wasser nicht statisch, sondern dynamisch. Sind solche plötzliche Druckänderungen über dem Spiegel schon eingetreten, so ist bei der Untersuchung der weiteren Bewegungen die wirklich geodätische Niveaufläche als Denivellationsfläche, die der statischen Wirkung des Luftdruckes entsprechende Fläche als das Niveau der Ruhelage zu betrachten, solange über dem Wasser die Verteilung der Luftdruckunterschiede nicht wesentlich geändert ist. Hiernach bewirkt eine über der einen Hälfte des Sees plötzlich entstandene Druckänderung, die angemessen lang dauert und im geeigneten Momente wieder verschwindet, eine zweimal so grosse Denivellation, und in den Limnogrammen eine vierfach grössere Ausweichung, als entstände, wenn die Luftdruckänderung nur langsam vor sich ginge, oder nur deren statische Wirkung in Betracht käme.

4. Die excessiven Denivellationen des Plattensees, welche ruhig, ohne heftigere Erschütterungen verlaufen, sind fast ausnahmslos vom Winde ausgelöst; die kurzperiodischen heftigen, regelmässigen oder unregelmässigen Schwankungen verdanken ihre Existenz fast ausnahmslos plötzlichen (brusque) Veränderungen des Luftdruckes. Die auf statische Wirkung zurückführbaren langsamen Druckänderungen gehen ohne merklichen Einfluss vorüber. Da die dynamische Wirkung, soll sie zur Geltung kommen, nur geringe Zeitdauer in Anspruch nimmt, so können unter der Wirkung der Luftdruckänderungen mit beträchtlicher Amplitude ebenfalls nur Denivellationen von kurzer Periode oder kurzer Dauer zu Stande kommen. Die einfache Einsicht in die Limnogramme des Plattensees überzeugt uns unstreitbar, dass die regelmässigen Schwingungen kurzer ($2-2\frac{1}{2}$ -stündiger) Periode, oder — um nicht vorzugreifen — die dieselben auslösenden unregelmässigen Denivellationen von rascher Veränderung der Druckdifferenzen herrühren. Von den Ursachen der periodischen Schwingungen von sehr kurzer und sehr langer Dauer soll später unter Hinweisung auf das eben Vorgebrachte die Rede sein.

In der langen Reihe der Limnogramme des Plattensees findet sich nur ein einziger Fall, vom 27—28. October 1895, Fig. 50, der ein klares Bild der statischen Wirkung der Druckdifferenzen darstellt, insofern diese bei genügender Grösse sehr langsame Änderungen aufwiesen. Als Beispiele dynamischer Wirkung kann jeder Fall betrachtet werden, in welchem 1. entweder das Limnogramm periodische Schwankungen kurzer Periode aufweist oder 2. in der Curve der barometrischen Unterschiede heftige, wenn auch nicht bedeutende Sprünge vorkommen.

An die Erklärung der auf den tiefen Alpenseen vor sich gehenden Erscheinung darf ich mich mit Aussicht auf Erfolg nicht wagen, da es hiezu nötig wäre, die ganze Reihe der Limnogramme und alle Einzelheiten der meteorologischen Prozesse zu kennen. Da aber, wie wir schon gesehen, der Wind in tiefen Wassern grosse Denivellationen nicht zu Stande bringt, und die Perioden der regelmässigen Schwingungen viel kleiner sind, als auf dem Plattensee, so glaube ich auf Grund der mir bekannt gewordenen gelehrten Abhandlungen die Aufmerksamkeit dahin lenken zu sollen, dass die regelmässige Schwingungen auslösende Denivellation in den meisten Fällen aus heftiger Veränderung des Luftdruckes entspringe, trotzdem Plantamour,*) der zwar nur mit einem Barometer arbeitete, das Entgegengesetzte zu beweisen scheint.

*) Seiche occasionée par le cyclone du 20. février 1879; Archives de Genève. 1879, T. I, p. 335.

VII. ABSCHNITT.

Andere möglichen Ursachen der Denivellationen.

Die beiden Hauptmomente mechanischer Wirkung der mit dem Wasser in Berührung stehenden Luft, Wind und Druckänderung sind nun in ihrem Zusammenhange mit den Denivellationen zur Genüge analysirt. Es gibt nun aber noch andere Veränderungen, die eine Rolle spielen könnten.

A) Heftiger Platzregen über einem Punkte des Sees bewirkt erhöhten Wasserstand, von dem nach allen Seiten Abfluss zu bemerken ist. Ein Regen, der stündlich 20 cm. Niederschlagshöhe producirt, ist aber sehr selten, und selbst diese ausnahmsweis beträchtliche Höhe ist viel zu gering, als dass sie merkliche Denivellation hervorbringen könnte, indem die Abflussgeschwindigkeit viel bedeutender ist, als dass sie merkliche Wasserstandsunterschiede erzeugte. Solch heftige Regen treten gewöhnlich in Begleitung von Gewittern auf, die denivellirende Wirkungen von bedeutenderer Grösse mit sich führen.

B) Bertrand *) stellte die Hypothese auf, dass die anziehende Wirkung elektrischer Wolken das unter denselben liegende Wasser hebe, somit gegen das andere Seeende hin Wasserstandsunterschiede hervorbringe. Bei jedem Blitzschlage gleicht sich der elektrische Spannungsunterschied sprungweise aus, die anziehende Wirkung nimmt rasch ab, und Schwankungen des Spiegels werden ausgelöst. Dieselbe Hypothese nahm auch Dufour**) und Plantamour***) als möglich an.

Wir treten der Frage zunächst vom theoretischen Standpunkte näher. Die eine Wolke bildenden elektrisch geladenen Dampfbläschen schwimmen nicht in der aërostatisch bedingten Höhe, sondern um so viel tiefer, dass der Auftrieb der Luft der Anziehung der Bläschen gleich wird. Die Wolke schwebt also tiefer, als ohne elektrische Ladung. Jeder Blitzschlag hat nun zur Folge, dass sich die Wolke rasch erhebt, den Druck vermindert, sich abkühlt und vermehrten Niederschlag verursacht, was auch zugleich eine neue Hypothese über manche Erscheinungen der Gewitter darstellt. Eine Stütze derselben dürfte sein, dass die ersten Regentropfen gewöhnlich nach dem ersten Blitzschlage fallen.

Betrachten wir nun die Folgen auf der Erde. Soll dass Wasser infolge der elektrischen Anziehung eine Gewichtsverminderung erleiden, so muss dieselbe natürlich auch alle anderen Körper betreffen. Eine gewöhnliche Wage wird diese Verminderung natürlich nicht nachweisen können, da ja die Schwere der Massen beider Schalen vermindert ist, die Federwage aber, deren Elasticität von elektrischer Einwirkung unabhängig ist, könnte einen Unterschied anzeigen. Nun entspricht aber das Quecksilberbarometer und das in den Barographen zur Anwendung kommende Aneroid vollkommen beiden Wagen, so dass eine elektrisch verminderte Schwere der Luft von dem Aneroid angezeigt wird, dem Quecksilberbarometer aber verborgen bleibt. Unter elektrisch geladener Wolke müssten also beide Instrumente einen wesentlich verschiedenen Stand annehmen. Nimmt man aber an, dass

*) In einer zu Genève gehaltenen academischen Festrede; s. Saussure: Voyage dans les Alpes, Neuchâtel, 1779.

**) Forel: le Léman, T. II., p. 184.

***) Arch. de Genève, 1879, T. I., p. 343.

die Schwere der Luft eine Aenderung erlitt, ihr Druck jedoch nicht, so zeigt das Aneroid keine Veränderung an, wogegen das Barometer entsprechenden Gang haben wird. Denn wenn bei constantem Druck das Gewicht des Quecksilbers, oder was auf dasselbe hinauskommt, seine Dichte verkleinert wird, so braucht es einer höheren Säule um dem gegebenen Drucke Gleichgewicht zu halten. Wirkt also die elektrische Wolke anziehend auf das Wasser, so muss entweder bei durchaus unbeeinflusstem Barometer das Aneroid tiefer stehen und mit jedem Blitzschlage in die Höhe springen, oder es müsste bei sonst constantem Aneroid das Barometer höher gehen und bei jedem Blitzschlage fallen. Ein dritter denkbarer Fall ist ausgeschlossen.

Der Standunterschied der beiden Instrumente — der Gang des Aneroides ist durch das Barogramm gegeben — müsste ganz bedeutend sein; denn sollte auf diesem Wege auch nur eine Denivellation von 13·6 cm. zwischen beiden Enden des Sees erklärt werden, so müssten beide Apparate einen um 10 mm. verschiedenen Stand angeben. Wäre der Unterschied in der Tat von dieser Grössenordnung, so hätte er den meteorologischen Stationen nicht verborgen bleiben können; mir ist über einschlägige Beobachtungen dieser Art nichts bekannt geworden. Pendelbeobachtungen, die die Wasserstandsänderung auf einige Centimeter angeben, und die Uhren der Sternwarten könnten auch nicht unbeeinflusst bleiben, wengleich die roheren Registrirapparate den kleinen Wirkungen gegenüber vielleicht schweigen müssten.

Die Wahrscheinlichkeit der Hypothese ist also durch das Ausbleiben der notwendigen Folgen schon fraglich geworden, es spricht aber noch ein Grund dagegen. Die Verteilung der Lufterlektrizität ist keineswegs so einfach, wie das zu Bertrand's Zeiten angenommen wurde. Die Gewitterwolken sind schichtenweise entgegengesetzt geladen und gleichen sich trotz der Anziehung nicht durch Vereinigung, sondern von dem überwiegend vorkommenden Blitzschlag von Wolke zu Wolke aus, der zugleich gegen die gleichsinnige Ladung der Wolken zeugt.

Die unmittelbare Erfahrung ist dieser Hypothese auch nicht günstig. Wie Forel für den Léman, so kamen wir für den Balaton zu den folgenden Sätzen:

1. Gewitter sind nur dann mit grossen Denivellationen verbunden, wenn sie von Luftdruckstörungen und Wind begleitet werden.

2. Im Vorfrühling und Spätherbste, wo atmosphärische Störungen nicht mit Gewitter gepaart gehen, kommen sehr grosse Denivellationen, starke regelmässige und unregelmässige Schwankungen vor, so dass die Anziehung elektrischer Wolken nicht die einzige Ursache dieser Bewegungen sein kann, obgleich sie manchmal zur Geltung kommen mag.

3. Die Denivellationen zeigen durchaus nicht jene Bewegungen an, die der Theorie nach an den Limnographen zu beobachten wären, nämlich Stauung beim Annähern des Gewitters, sprungweise Rückfälle bei den einzelnen Blitzschlägen, und damit verknüpften Schwingungen jeder Periode und Amplitude. Im Gegenteil; während des Gewitters am 28. August 1894 schlug der Blitz vor meinen Augen mehrmal in Keszthely nieder, so dass die Erscheinung den günstigsten Forderungen der Hypothese hold war; nichtsdestoweniger reagierte der See nicht mit Anschwellung, sondern mit vehementem Rückzuge auf die Annäherung des Gewitters, was durch die Barometerdifferenz und den Wind auf das Vollkommenste erklärt werden kann.

Hat also eine elektrisch geladene Wolke in der Tat irgend einen Einfluss auf die Niveauschwankungen, so kann dieser neben bedeutenderer Wirkung anderer Herkunft, besonders des Windes und der Luftdruckänderung, nur sehr verschwindend sein. Die Existenz einer solchen Anziehung wird auch durch andere Erfahrungen durchaus nicht gestützt.

C) Es ginge über die Grenze des Realen, den Temperaturänderungen irgend einen Einfluss auf die Standesänderungen des Sees zuschreiben zu wollen. Eine Wirkung der weit genug getriebenen Temperaturveränderung besteht freilich darin, dass die den See bedeckende Eisdecke excessive Denivellationen nicht mehr zu Stande kommen lässt. Gänzliche Ruhe besteht auch dann noch nicht, es scheint im Gegenteile, dass sich gewisse regelmässige Schwankungen erst dann leicht erkennbar und schön entwickeln, die Amplitude derselben bleibt aber stets unter einigen Centimetern. Dies lässt sich besonders in Kenese erkennen, wo der Schwimmer des Linnographen in dem geschützten Brunnen dem Einfrieren lange widersteht. In der wenig geschützten Badecabine zu Keszthely hingegen beschreibt der Linnograph alsbald nach dem rasch erfolgenden Gefrieren eine ununterbrochene Gerade.

In der Mitte des Januars 1896 bewegte sich der Schwimmer des Keneseer Linnographen, trotzdem die Fischerei auf dem Eise schon im Schwunge war, die Dicke desselben also schon 20—30 cm. betrug, noch frei, und verzeichnete die regelmässigen Schwingungen der Fig. 60. Es mag hieraus ersehen werden, dass die Eisdecke nicht absolut starr ist, und die denivellirenden Ursachen auch unter derselben wirken, selbst dann, wenn der festgefrorene Schwimmer nur mehr eine gerade Linie verzeichnet.

Mitunter wird der Schwimmer vor der Aufbrechung des Eises frei, und dann verstärken sich die verzeichneten Denivellationen in dem Maasse, als das Eis weicht; ein andermal wieder ist der Schwimmer noch eingefroren, wenn heftiger Orkan das Eis auf das Ufer wirft, und dann geht die Gerade des Linnogrammes unvermittelt in die Curve einer bedeutenden Denivellation über.

Die unter dem Eise stattfindenden Denivellationen können nicht vom Winde herrühren, da hiezu unbedingt Wellengang erforderlich wäre. Dies ist der geeignete Zustand, in welchem statische Wirkungen des Luftdruckes zur Geltung kommen. Wie Temperaturänderungen des Eises und dessen Bewegungen den Wasserstand beeinflussen, das zu untersuchen überschreitet den Rahmen dieser Studie.

Noch zweier Ursachen muss hier Erwähnung geschehen, die, obwol nicht der Atmosphäre angehörend, doch Wasserbewegungen zu Stande bringen können, der Erdbeben und der Gezeitenbewegung.

Am Plattensee liegen keine für seismologische Beobachtungen eingerichtete Stationen, und seit Aufstellung der Linnographen ist die Umgebung meines Wissens von keinem Beben heimgesucht worden. Das Erdbeben von Laibach am 14—17. April 1895 war zwar auch in Ungarn fühlbar, doch verzeichnete der Keszthelyer Linnograph keine auffallende Erscheinung, verlief vielmehr an dieser Stelle gerade recht eintönig.

Rudolph*) folgert aus seinen mit Bienenfleiss zusammengetragenen und bearbeiteten Daten, dass zwischen Seebeben und von Erdbeben ausgelösten Flut-

*) Rudolph E.: Ueber submarine Erdbeben und Eruptionen; in Gerland's Beiträge zur Geophysik, I. Bd., p 215.

wellen in den Oceanen unterschieden werden muss, und dass beide Erscheinungen nicht auf dieselbe Grundursache zurückgeführt werden dürfen. Die Seebeben sind nach ihm Wirkungen einer seismischen Erschütterung, die Flutwellen Folgen einer Gas- oder Dampferuption am Meeresboden. Die ersteren erzeugen im Wasser Longitudinalwellen, die sich nach Art der Schallwellen fortpflanzen und die Oberfläche viel rascher nacheinander treffen, als dass sie in Gestalt von Oberflächenwellen bemerklich werden könnten. Auch Schiffe erleiden von solchen Wellen keine Schaukelbewegung, sondern überhaupt nur einen starken Stoss, entsprechend dem Uebergange der Welle in ein neues Medium, den Schiffskörper. Die Flutwelle bei einer Eruption ist aber in der Tat eine Uebertragungswelle,

Da die vulkanische Tätigkeit in der Nähe des Plattensees schon gänzlich ruht, kann von solchen Eruptionen keine Rede mehr sein, und die Denivellationen sind sicherlich nicht Wirkungen der Bewegung der festen Erdrinde. Solche Ausbrüche müssten bei der Seichtheit des Wassers Wirkungen ausüben, die sich der Beobachtung nimmer entzogen hätten.

Von Erdbeben und Gaseruptionen als denivellirenden Factoren kann sohin beim Plattensee nicht die Rede sein.

Prof. Dr. Josef v. Szabó *) erwähnt angebliche Aufwallung und starken Wellengang des Wassers des Plattensees selbst bei Windstille, welche Erscheinung seiner Ansicht nach «auf die Entstehung eines endogenen Orkans im Schoosse des aus vulkanischem Gestein bestehenden Bodens» zurückgeführt werden kann. Auf Grund langer Erfahrungen darf ich dreist behaupten, dass der See ohne Wind nie aufwallt; es mag diese Fabel daher rühren, dass über dem See nicht selten eine starke Luftströmung streicht, während die Bäume der Uferabhänge kaum ihre Blätter bewegen. Bei solchen Gelegenheiten und besonders in ruhigen Nächten hört man das Brausen des Sees weit bis in die den See begrenzenden Berge hinein, und wer die Mühe scheut, bis zum See selbst hinabzusteigen, beruhigt sich wol leicht in dem Glauben einer rätselhaften Aufwallung in voller Windstille.

Die von Prof. Szabó erwähnte Erscheinung ist uns nie vorgekommen, es ist daher wol auch kaum nötig, sie in anderer Weise erklären zu wollen.

Wahrscheinlicher scheint es, dass Mond und Sonne, gleichwie im Meere, auch hier eine Gezeitenbewegung hervorbringen. Die fast einen Grad betragende Längsaxe des Sees stellt sich ziemlich genau west-östlich ein, so dass die Culminationsdifferenz für beide Endpunkte nahe 4^m beträgt. Die Maximalwirkung tritt natürlich nicht in dem Augenblicke der Mittagshöhe ein, sondern dann, wenn der Unterschied der Anziehungen für beide Seenden ein Maximum geworden ist. Bei gleichbleibenden Massen braucht also nur die der Schwere entgegenwirkende Anziehungscomponente untersucht zu werden.

Es sei in Fig. 51 F der Mittelpunkt der kugelförmigen Erde und mm der Kreis, den eine mit der Mondbahn parallele, durch den Plattensee gehende Ebene aus der Erde ausschneidet. Der Mond sei auf diese Parallelebene orthogonal projicirt gedacht; K_1 bedeutet den Ort von Kenese, K_2 von Keszthely, H den projicirten Mondort. Die Verticalcomponente der Mondentfernung über Kenese und Keszthely sei P_1 und P_2 , die Entfernung vom Mittelpunkte der Erde $R+r$,

*) Szabó J.: Geologia, Budapest, 1883, p. 677.

α der dem angenommenen Schnitte des Plattensees entsprechende Centriwinkel und β die Zenithdistanz des Mondes in Kenese. Dann ist:

$$(R+r) \cos \beta - R = P_1 \quad \text{und} \quad (R+r) \cos (\alpha + \beta) - R = P_2$$

woraus der Unterschied

$$\begin{aligned} P_1 - P_2 &= (R+r) \cos \beta - (R+r) \cos (\alpha + \beta) \\ &= (R+r) [\cos \beta - \cos \alpha \cos \beta + \sin \alpha \sin \beta] \end{aligned}$$

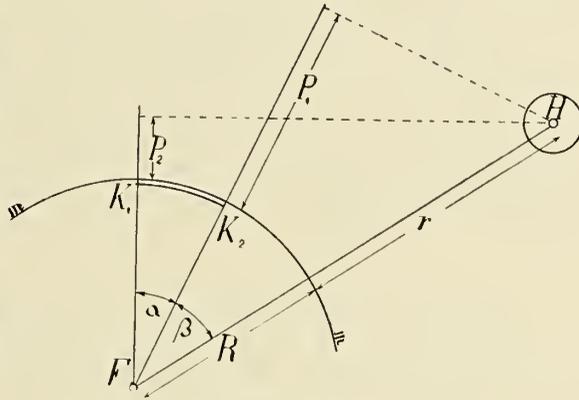
folgt. Für welche Zenithdistanz wird dieser Ausdruck ein Maximum? Die Frage löst sich, wenn $P_1 - P_2$ nach β differenziert und der Quotient 0 gesetzt wird; da $(R+r)$ constant ist, kommt

$$-\sin \beta + \cos \alpha \sin \beta + \sin \alpha \cos \beta = 0 \quad \text{oder} \quad \tan \beta = \frac{\sin \alpha}{1 - \cos \alpha}$$

Beträgt α nahezu 1° , so wird $\beta = 89^\circ 30'$ und hiemit

$$P_1 - P_2 = 0.01745 (R+r).$$

Der grösste Unterschied der verticalen Mondentfernung beträgt also etwa $\frac{1}{60}$ der Entfernung der Mittelpunkte von Mond und Erde, so dass die Wirkung wol klein, aber noch immer nicht verschwindend ist. Die grössere Amplitude der oceanischen Gezeitenbewegung kommt bekanntlich auf dynamischem Wege zu Stande, denn die statische Denivellation bleibt auch dort stets gering. Von einem dynamischen Vorgange kann aber auf dem Plattensee keine Rede sein, und so muss man es aufgeben, zwischen Denivellationen von bedeutender Grösse und anderer, schon sicher nachgewiesenen Herkunft den Einfluss des Mondes nachweisen zu wollen.



Figur 51.

Andere, als die angeführten Denivellationsursachen lassen sich schwerlich beibringen, und unter diesen ist Wind und Druckänderung die ausgezeichnetste, wenn schon die übrigen einen geringen, doch stets versteckt bleibenden Einfluss ausüben mögen. Für den Plattensee dürfen als vollkommene Erklärung der unregelmässigen Denivellationen Wind und Luftdruckänderungen vollauf genügen. Die bleibenden Discordanzen erklären sich leichter durch die zeitlich und örtlich un stetige Beobachtung dieser Elemente, als durch andere, noch in das Bereich der Möglichkeit fallende Ursachen. Wäre die vollständige Verteilung der beiden Elemente bekannt, so wäre die Untersuchung der Bewegung des Wasserstandes ein zwar complicirtes, aber doch wenigstens im Principe vollkommen lösbares mechanisches Problem.

Und nun gehen wir zu den regelmässigen Schwingungen über, deren Verständniss jene der unregelmässigen Schwankungen schon voll voraussetzt.

VIII. ABSCHNITT.

Regelmässige Schwankungen.

Wird einem mit Wasser gefüllten Gefässe ein Stoss erteilt, so dass das Wasser die ursprüngliche Gleichgewichtslage verlässt, so sucht es die Ruhelage sogleich wieder auf, was jedoch in Folge der Kleinheit der inneren Reibung in durchaus nicht einfacher Weise vor sich geht. Die potentielle Energie der bewegten Wassermasse verwandelt sich im Momente des Durchschlagens durch die Ruhelage in eine ihr aequivalente kinetische Energie, die bewirkt, dass die Wassermasse auf die entgegengesetzte Seite der Ruhelage ausweicht. Aehnlich dem Pendel wird auch die Wassermasse in Schwingungen von stets abnehmender Amplitude zur Ruhe kommen, wenn sie in Folge der inneren Reibung, besonders aber der Reibung an den Gefässwänden bis zur Unmerklichkeit abgenommen haben. In Gefässen von complicirter Gestalt und unter dem Einflusse unregelmässiger Stösse wird auch die rythmische Bewegung keine einfache sein können, die sich mathematisch verfolgen liesse. Um also in die Geometrie und Mechanik ähnlicher Schwingungen doch Einblick zu erhalten, müssen einfache Verhältnisse vorausgesetzt werden. Es möge das Gefäss ein parallelepipedischer Trog von nach einer Seite hin unbegrenzter Länge sein, und von dieser Seite her möge ein Wellenberg (Fig. 52) anlaufen. Ist die Wassertiefe m , die Länge des fortschreitenden Wellenberges $2h$, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle ω , so besteht nach bekannten Gesetzen die Relation:

$$\omega = \sqrt{g m}.$$

Sowie die Welle an die Wand AB stösst, erleidet sie eine Reflexion, und eine Halbwelle von der doppelten früheren Wellenhöhe legt sich in dem Augenblicke an die Wand an, als der Culminationspunkt K des Wellenberges die Wand berührt. In diesem Momente möge der Trog durch die Wand CD genau am Endpunkte des Wellenberges, also in der Entfernung h von der Wand AB abgeschlossen werden. Dann wird die halbe Welle mit doppelter Höhe zwischen beiden Wänden hin und her oscilliren, wie es die Figur zeigt, indem der Wasserspiegel aus der Lage I—I zunächst in die Lage II—II, daraufhin in die Lage III—III gelangt, aus dieser durch II—II hindurch wieder nach I—I strebt und dieses Spiel wiederholt. Unter der vollen Periode einer solchen Schwingung verstehen wir die Zeit, welche verstreicht, während der Flüssigkeitsspiegel von I—I durch II—II nach III—III, von dort wieder durch II—II hindurch nach I—I gelangt. Diese Zeit ist natürlich ebenso lang, als ob der fortschreitende Wellenberg um die Länge $2h$ sich fortgepflanzt hätte. Nennt man diese Zeit also T , so ist

$$T \omega = 2 h$$

woraus

$$T = \frac{2 h}{\omega} = \frac{2 h}{\sqrt{g m}} \dots \dots 1.)$$

Diese Formel ist natürlich nur dann richtig, wenn die Wellenhöhe gegenüber der Tiefe des Wassers verschwindend ist.

Ganz dasselbe Resultat erhält man, wenn man, wie es auch W. Thomson*) (Lord Kelvin) tat, die Merian'sche**) Formel unter Voraussetzung verschwindender Tiefe gegenüber der Troglänge in eine Reihe auflöst. Die ursprüngliche Formel lautet:

$$\frac{T}{2} = \sqrt{\frac{h}{g}} \left(\frac{e^{\frac{\pi m}{h}} + e^{-\frac{\pi m}{h}}}{e^{\frac{\pi m}{h}} - e^{-\frac{\pi m}{h}}} \right)^{1/2}$$

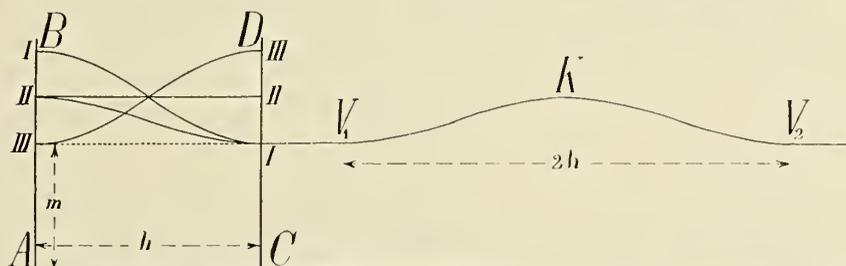
und ihre Reihenentwicklung bis zum zweiten Gliede:

$$\frac{T}{2} = \frac{h}{\sqrt{g m}} \left\{ 1 + \frac{1}{4} \left(\frac{\pi m}{h} \right)^2 \right\}$$

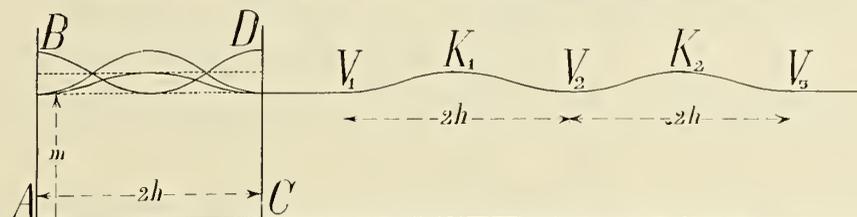
die bei verschwindendem $\frac{m}{h}$ in der That zu unserer obigen Gleichung

$$T = \frac{2h}{\sqrt{g m}}$$

führt. Die volle Schwingungszeit ist also durch das Verhältniss der doppelten



Figur 52. Entstehung der uninodalen regelmässigen Schwingung.



Figur 53. Entstehung der binodalen regelmässigen Schwingung.

Troglänge und jener Geschwindigkeit gegeben, die ein durch die Hälfte der mittleren Wassertiefe freifallender Körper erlangt.

Nach der vorstehenden Ableitung kann also die regelmässige Schwingung als hin- und hergehende Oscillation einer fortschreitenden Welle zwischen zwei um die halbe Länge des fortschreitenden Wellenberges abstehenden Vertikalwänden betrachtet werden. In diesem Falle hat die Niveauschwankung in der Mitte des Trog, senkrecht auf die Fläche der Figur eine Knotenlinie, in der Wasserstandschwankungen nicht auftreten können. — Denken wir uns nun, dass statt eines Wellenberges zwei Berge in der Gesamtlänge $4h$ nach einander anlaufen, und wird der Trog in dem Moment der vollen Zurückwerfung des ersten Berges nicht in der Entfernung h , sondern in der doppelten Entfernung $2h$ gesperrt, so entsteht

*) Forel: Le Léman. II. p. 78.

**) Dr. J. Rud. Merian: Ueber die Bewegung tropfbarer Flüssigkeiten in Gefässen. Basel, 1828.

in dem Troge eine solche Bewegung, welche, wie in Fig. 53, zwei Knotenlinien aufweist, und natürlich bei der Troglänge $2h$ dieselbe Periode T besitzt. Lässt man aber diese Bewegung nur in einem Troge von der Länge h vor sich gehen, so muss diese durch zwei aufeinanderfolgende Wellen von der Länge h erklärt werden; die Schwingungsdauer dieser Bewegung ist dann natürlich nicht T , sondern $\frac{T}{2}$ und dieses ist die binodale regelmässige Schwankung.

Ganz analog können auch die mehrknotigen Schwingungen erklärt werden.

Alles dies gilt natürlich nur solange, als das Becken regelmässig gestaltet ist, da die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle wesentlich von der Wassertiefe abhängig ist. Im Falle unregelmässiger Becken ist das Verfahren Du Boys'*) anzuwenden; ist nämlich das Wasserbecken unregelmässig gebaut, so ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle punktweise eine andere, indem

$$\omega = \frac{dx}{dt} = \sqrt{gm}$$

wird, wo nun m die mit v wechselnde Tiefe anzeigt. Hierauf folgt, wie früher

$$T = \frac{2}{\sqrt{g}} \int_0^h \frac{dx}{\sqrt{m}}$$

und die Integration kann stufenweise leicht ausgeführt werden, wenn man ein Längsprofil des Sees zur Hand hat, und die einzelnen Eckpunkte desselben als durch Gerade verbunden denkt (Fig. 54). Die Gleichung der Geraden zwischen dem n -ten und $n+1$ -ten Eckpunkte ist

$$m = m_n + a(x - x_n),$$

wo a eine Konstante bedeutet. Die Einführung in das Integral ergibt:

$$\int_{x_n}^{x_{n+1}} \frac{dx}{\sqrt{m_n + a(x - x_n)}} = \frac{2}{a} \left[\sqrt{m_n + a(x_{n+1} - x_n)} - \sqrt{m_n + a(x_n - x_n)} \right]$$

und da $m_n + a(x_{n+1} - x_n) = m_{n+1} \dots \alpha$)

ist, mit leicht verständlicher Bezeichnung

$$t_{n, n+1} = \frac{2}{a} \left[\sqrt{m_{n+1}} - \sqrt{m_n} \right]$$

worin nach der Gl. α)

$$\alpha = \frac{m_{n+1} - m_n}{x_{n+1} - x_n}$$

ist. Es kommt also

*) P. Du Boys: Essai théorique sur les seiches; Arch. Gén., T. XXV., 1891, p. 628.

$$t_{n, n+1} = \frac{2(\sqrt{m_{n+1}} - \sqrt{m_n})}{m_{n+1} - m_n} (x_{n+1} - x_n) = \frac{2(x_{n+1} - x_n)}{\sqrt{m_{n+1}} + \sqrt{m_n}}$$

und durch Summation über das ganze Profil, das N Eckpunkte besitzen mag:

$$T = \frac{2}{\sqrt{g}} \sum_{n=0}^N \frac{2(x_{n+1} - x_n)}{\sqrt{m_{n+1}} + \sqrt{m_n}}$$

als Schwingungsdauer, die umso genauer wird, je grösser die Anzahl der Eckpunkte ist. Sind alle Tiefen untereinander gleich, so kommt man auf die ursprüngliche einfache Gleichung. Sie hat den Vorteil, zugleich auch die Lage des Knotenpunktes zu ergeben. Ist man nämlich bei der Summation soweit gelangt, dass die Formel gerade die Hälfte der ganzen Periode T gibt, so zeigt das betreffende letzte x_n den Ort des Knotens an.

Hat man — um auf unsere ursprüngliche Annahme zurückzugreifen — dem parallelepipedischen Troge einen Stoss erteilt, so dass das Wasser an beiden Stirnflächen auf- und abgehende Bewegung erhält, in der Mitte aber in Ruhe bleibt, so werden in die Linnogramme auf derselben Seite der Knotenlinie gleichsinnige, auf verschiedenen Seiten des Knotens entgegengesetzt gerichtete Denivellationen verzeichnet, deren Grösse mit der Entfernung vom Knoten wächst. Im letzteren Falle entsprechen sich der Zeit nach in zwei Linnogrammen die Maxima und Minima des Wasserstandes; Linnographen in der Knotenlinie dagegen zeigen keine Bewegung an. Der Erfahrung nach kommen in Seebecken aber ausser der soeben geschilderten uninodalen Schwingung auch bi-, tri- und polynodale Schwingungen vor, bei welchen sich die Erscheinungen entsprechend gestalten.

Die Periode der uninodalen Schwingung war für den angenommenen einfachen Fall:

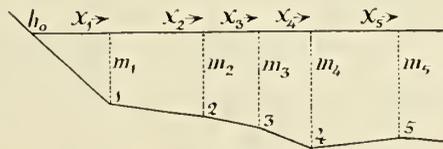
$$T = \frac{2h}{\sqrt{gm}}$$

was soviel heisst, als dass der Wasserstand mit gleichgerichteter momentaner Geschwindigkeit nach der Zeit T dieselbe Höhe erreicht. Es ist dies zugleich die Abscissenlänge der Linnogramme für eine vollständige Welle von Maximum zu Maximum, oder überhaupt zwischen zwei Punkten derselben Phase.

Bei binodalen Schwingungen verzeichnen die Linnographen an beiden Enden des Sees gleichzeitige Hebung und Senkung, die volle Periode einer Schwingung ist, regelmässiges Becken vorausgesetzt, die Hälfte der Periode der uninodalen Schwingung, und daher auch die Abscissenlänge der Welle in den Linnogrammen $\frac{T}{2}$.

Endlich kann der Erfahrung gemäss die uninodale Schwingung gleichzeitig mit einer bi- oder polynodalen Schwingung auftreten, was in den Aufzeichnungen stets eine Superposition dieser zweiwellig genannten Bewegung zur Folge hat.

In allen drei Fällen kann die Knotenlinie senkrecht auf die Längs- oder Queraxe des Seebeckens fallen; dann fällt beziehentlich das Längsprofil der Welle



Figur 54.

mit der Längsaxe und der Queraxe zusammen, und wir haben eine longitudinale oder eine transversale Seiche. Kommt die ursprüngliche Denivellation nach einer schiefen Linie als Knotenlinie zu Stande, so kann die entstehende regelmässige Schwingung in eine Longitudinal- und Transversalseiche zerlegt werden.

Für die Seicheelemente des Léman ergeben sich nach langen und anhaltenden Beobachtungen die folgenden Sätze:

1. Die Periode der uninodalen Längsseiche (seiche longitudinale uninodale) beträgt 73.5^m , und ihre Knotenlinie fällt aller Wahrscheinlichkeit nach zwischen Dully und Condrée, gerade dorthin, wo sich der See plötzlich zu dem sich bei Genève erstreckenden Petit-Lac verengert. Da die Seefläche auf der einen Seite der Knotenlinie (Petit Lac) viel kleiner ist, als auf der anderen (Haut Lac und Grand Lac), so fällt die Amplitude der Denivellation für jenen Teil stets grösser aus, als für diesen grösseren, und die Genfer Autzeichnungen ergeben grössere Curven, als jene von Chillon. Diese Seiches sind die schönsten bisher beobachteten Erscheinungen dieser Art; sie treten in herrlichen Reihen auf und behalten während dieser langen Zeit ihren regelmässigen Bewegungscharakter ungestört bei. Zwischen dem 26. März und 3. April 1891 folgten sich im Ganzen 148 Seiches, deren regelmässige Zeichnung staunenerregend wirkt;*) selbst kleinere regelmässige und aperiodische Erschütterungen können den majestätischen Gang dieser Bewegungen nicht verwischen.

2. Die Periode der binodalen Längsseiches (seiche longitudinale binodale) ist 35.5^m , also 1.2^m kürzer, als die Hälfte der einknotigen Längsschwingung. Diese Discordanz gegenüber der Theorie für regelmässige Seebecken hängt nicht von Beobachtungsfehlern ab, da nicht anzunehmen ist, dass solche in einer so langen Beobachtungsreihe steckten. Der Unterschied zeigt sich aber auch in den Limnogrammen, wenn beide Seiches zugleich auftreten, und zweiwellige (seiche dicrote) Bewegung hervorbringen. Die entsprechenden Phasen der binodalen Seiche bleiben dann stets hinter jenen der uninodalen zurück, so dass die Superposition ziemlich verwickelt wird. Der Unterschied ist also ein in der Tat bestehender, obwol seine Ursache noch nicht genügend bekannt ist. Am wahrscheinlichsten ist, dass die selbstständige uninodale Längsseiche des Grand Lac, deren Periode etwa 35^m ist, der regelmässigen Entwicklung der binodalen Längsschwingung hinderlich im Wege steht. Sobald der See die der letzteren Seiche günstige Denivellation angenommen hat, entsteht sogleich die Sonderseiche im Grand Lac, die in ihrem Uebergewichte auch die Bewegung des Petit Lac drückt.**)

Die westliche Knotenlinie dieser Seiche liegt zwischen Coppet und Hermance, die östliche zwischen Pully und Tourronde; ihr Bauch fällt natürlich auf die Knotenlinie der uninodalen Schwingung, also zwischen Dully und Condrée. Ihre Amplitude ist im Allgemeinen kleiner, als jene der uninodalen Seiche, am grössten wieder vor Genève, doch immerhin beträchtlich auch im mittleren Bauche.

3. Am häufigsten kommen zweiwellige Längsseiches (seiches longitudinales dicrites) vor, und es geschieht selten, dass die Wellenzüge der uninodalen Seiche ohne wenigstens eine geringfügige binodale Seiche auftreten. Wegen dem geringen Unterschiede in der Periode beider Bewegungen, wird die Periode der Resultante

*) Forel: Le Léman, T. II, p. 112.

**) Du Boys: Essai theorique sur les seiches; Arch. Gèn., 1891, T. XXV., p. 648.

ungeheuer lang. Der Unterschied von 1.2^m ist etwa 30mal in der Periode der binodalen Schwingung enthalten, und dem zufolge kehren erst nach 30 binodalen Schwingungen, d. h. $30 \times 35.5^m = 17^h 45^m$ dieselben Bewegungszustände zurück. In der Tat ist aber die Periode noch viel länger, da das Verhältniss 1 : 30 nicht genau ist. Hierbei bleibt natürlich kein Punkt der Seeoberfläche in Ruhe, da die Knotenlinien der Componentenschwingungen auf durch die andere Schwingung bewegte Oberflächenteile fallen. Fallen die Maximalausweichungen beider Schwingungen für ein Seeende zusammen, so erhält man die grössten relativen Denivellationen welche von den Limnographen verzeichnet werden.

Die einzelnen Phasen der zweiwelligen Bewegungen werden schematisch in Fig. 55 dargestellt. Sind beide Wellen in *A* bei der ersten Lage in ihrer grössten Elongation, dann entsteht auf der Seite *B* ein secundäres Maximum; geht in der Lage II die einknotige Schwingung gerade durch die Ruhelage, so ist die Ausweichung der binodalen Bewegung Maximum, jedoch von entgegengesetztem Sinne u. s. f. Das theoretische Limnogramm ist in Fig. 56, die tatsächliche Aufzeichnung einer zweiwelligen Bewegung zu Genève in Fig. 57 veranschaulicht. Die erstere Aufzeichnung rührt von einem im Punkte *A* der Fig. 55 aufgestellten Limnographen her; die beige-schriebenen römischen Zalen beziehen sich auf die in jener Figur verzeichneten Phasen.

4. Die uninodale Transversalseiche zwischen Morges und Evian hat eine Periode von 10.3^m , ist aber noch nicht zur Genüge untersucht.

5. Die binodale Transversalseiche zwischen denselben Punkten besitzt eine Periode, die wieder nicht genau die Hälfte der früheren ist; sie ist in den Limnogrammen sehr häufig zu sehen.

6. Eine zweiwellige Transversalseiche zwischen denselben Punkten als Superposition der beschriebenen zwei einfachen Seiches.

7. Zwischen Thonon und Rolle beobachtet man eine Seiche mit 7^m Periode, die der Gleichung der Transversalseiches nicht genügt, und über deren Ursache wir im Unklaren sind; dasselbe gilt

8. von den in Genève verzeichneten Schwankungen mit 7^m und 20^m Periode, deren Herkunft ebenfalls unsicher ist.

Ausser diesen, durch die Untersuchungen von Forel, Plantamour, Sarasin und Anderer classisch gewordenen Seiches, beobachtet man ähnliche Bewegungen auch auf anderen Seen, ja sogar in abgeschlossenen Meeresräumen, die im Allgemeinen der Periodengleichung stehender Schwingungen gut entsprechen. Die hauptsächlichsten sind:

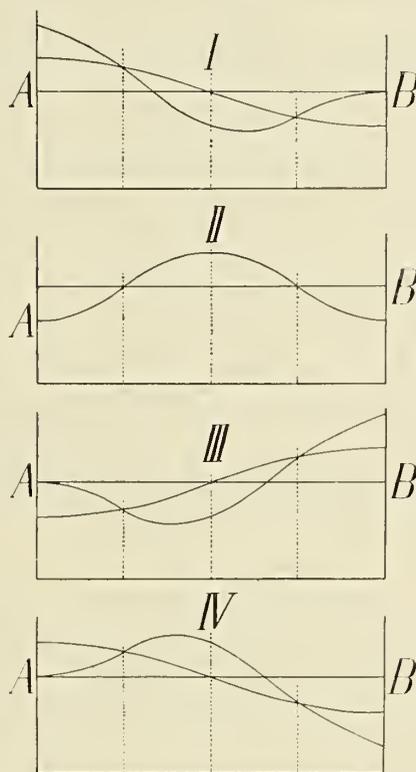


Fig. 55. Phasen der zweiwelligen regelmässigen Bewegungen.

1. Die Bewegungen des Bodensees, die durch den Verein für die Seeforschung und Forel's Arbeiten *) ebenfalls genügend bekannt sind.

a) Die Periode der uninodalen Längsschwingung beträgt $55\cdot8^m$, ihre Amplitude im Allgemeinen wenige Centimeter; die Knotenlinie liegt zwischen Meersburg und Immenstaad.

b) Die binodale Längsseiche entwickelt sich nicht so schön, wie die vorangehende, die Schwingungsdauer ist 28^m .

c) In Konstanz wurden Schwingungen von 15^m , in Kichberg von 4^m und 39^m beobachtet, die noch nicht gehörig erklärt sind; die Schwingung von 4^m dürfte eine binodale Transversalseiche sein.

2. Die Schwankungen des Züricher Sees wurden 1886 von Sarasin erforscht; trotzdem aber die Tiefe des Sees über 200 m. beträgt, sind die Schwankungen nicht so schön, wie in Genève, was der Einschnürung und der Bodenschwelle vor Rapperswyl zugeschrieben werden darf. Die Periode der uni- und binodalen Längsseiche beträgt beziehentlich $45\cdot6$ und $23\cdot8^m$.**)

Sehr interessant sind die auf dem Neuchateler See gewonnenen Resultate.***) Da die Abweichungen zwischen der Periode der binodalen und der halben uninodalen Schwingung im Léman, dem Boden- und Züricher See stets auf die Zweiteilung dieser Seen in ein kleineres und grösseres Becken zurückgeführt wurde, suchte Sarasin einen See von möglichst regelmässiger Gestalt. Obwol nun der Neuchateler See wie kein anderer entspricht, sind doch seine Schwankungen in Bezug auf Regelmässigkeit und Erkennbarkeit mit jenen des Léman's gar nicht zu vergleichen. Der am Südwestende des Sees bei Yverdon aufgestellte Limnograph entsprach den Erwartungen durchaus nicht, die Aufzeichnungen sind complizirt, haben eine Maximalamplitude von 11 cm. und ergeben als Periode der uninodalen Längsschwingung etwa 50^m . Die binodale Schwingung mit einer Dauer von 25^m entwickelt sich viel seltener, und ausserdem zeigte sich eine Schwankung mit 40^m .

Ein später in Neuchatel aufgestellter Limnograph ergab auch jetzt keine besseren Resultate; die Curvenzüge sind nicht nur nicht regelmässiger, sondern noch unbestimmter, und mitunter erscheint Tage hindurch nur eine gerade horizontale Linie. Sarasin glaubt diese auffallende Erscheinung der Einwirkung eines in der Mitte des Sees stehenden unterseeischen Hügels zuschreiben zu sollen. Ueber diesem Hügel ist das Wasser in einer Ausdehnung von 5—6 Km. längs der Longitudinalaxe des Sees nicht tiefer als 8 m., so dass zwei Längsbecken angenommen werden können. In dem nordwestlichen beträgt die Tiefe 140—150 m., der Boden des südöstlichen Beckens ist noch mehr gehoben und terrassenförmig. Möglicherweise kommen in jedem Teilbecken besondere Längsschwingungen zu Stande, die sich überlagern, und zudem fällt, wie Dufour bemerkt, die Längsaxe des Sees vollkommen mit der Zugstrasse der Winde und der Depressionen zusammen, was die Complication nur noch erhöht.

4. In dem Georgesee in Australien stellte der bekannte Sidneyer Astronom

*) Forel: Die Schwankungen des Bodensees, übersetzt von Eb. Graf Zeppelin; XXII. Heft d. Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung.

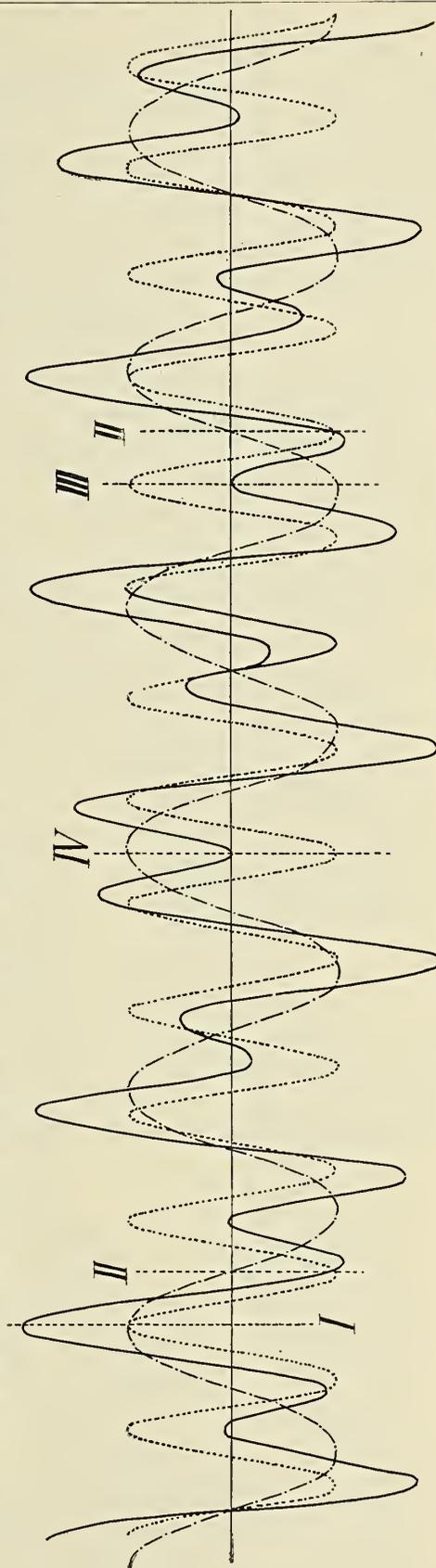
**) Ed. Sarasin: Tracés limnographiques du lac de Zürich; Arch. Gen., T. XVI., 1886, p. 210.

***) Ed. Sarasin: Les seiches du lac de Neuchatel; Arch. Gen., T. XXVIII., 1892, p. 356.

Russel*) Beobachtungen an. Er liegt in der Provinz Murray von N.-South-Wales etwa 200 Km. südwestlich von Sidney unter -35° Breite und $149^{\circ} 30'$ E Länge von Greenwich, ist 29 Km. lang und durchschnittlich 5—6 m. tief. Es finden sich darauf Schwingungen von 131^m und 72^m Dauer, die nach unserer Formel der uninodalen und binodalen Schwingung entsprechen, aber auch nicht im genauen Verhältnisse von 2:1 geben. Die erstere Schwingung mit der Periode von $2^h 11^m$ ist bisher die längste beobachtete Schwingungsdauer einer einfachen periodischen Seiche. Die Schwankungen entwickeln sich aber bei der Seichtheit des Wassers nicht in langen Reihen, und auch die Amplitude ist der auf dem Léman beobachteten gegenüber klein.

5. An der Nordostseite von Griechenland erstreckt sich die Insel Euboea oder Negroponte. In dem engen Kanale zwischen der Insel und dem Festlande erkennt man drei leicht unterscheidbare Becken (Fig. 58). Von Norden her biegt der Kanal Oreos ein und wendet sich mit scharfer Biegung in das erste Becken, das Euripus von Talant genannt wird. Dieses Becken communicirt nur durch eine sehr schmale, bei der Stadt Chalkis oder Euripo überbrückte Meerenge mit dem zweiten Becken, dem Euripus von Chalkis, das bedeutend kleiner ist. Das dritte Becken, der Euripus von Erithrea ist das südlichste und steht mit dem Busen von Petale in Verbindung.

In der Enge von Chalkis besitzt das Meer eine so bedeutende, allerdings nicht immer gleichger ichtete Strömung, dass ein Mühlenbetrieb aufrecht erhalten werden kann. Sind die Gezeiten des Mittelländischen Meeres gross, also in den Syzygien, so ändert die Strömung während eines Mondtages ihre Richtung viermal,



Figur 56. Limnogramm der zweierwelligen regelmässigen Bewegung.

*) H. C. Russel: Anniversary adress, R. Soc. of N.-South-Wales. 6. May, 1885, p. 13.

je nachdem die Springfluten des Aegäischen Meeres durch den Oreoskanal in den Euripus hineindringen, oder sich von dort zurückziehen. Zur Zeit der Quadraturen jedoch werden die Strömungen ausserordentlich, denn 11—14mal wechseln sie während eines Tages ihre Richtung. Die Erscheinung, die schon im Altertume die allgemeine Aufmerksamkeit auf sich gelenkt hatte und den Scharfsinn vieler Forscher herausforderte, konnte erst von Forel erklärt werden, der in ihr eine uninode Seiche des Euripus von Talant erblickte. Auch die auf die Dimension des Beckens gegründeten Rechnungen ergeben eine Schwingungsperiode zwischen $1^h 26^m$ und $2^h 2^m$, so dass täglich 11·8—16·6 volle Schwingungen zu Stande kommen, was mit der Anzahl der täglich beobachteten Flutwechsel gut übereinstimmt. Viel schwerer erklären sich jene periodischen Schwingungen, die im südlichen Hafen von Chalkis auftreten, und ununterbrochen täglich 16—20 Wellen liefern. Es sind dies wahrscheinlich die gemeinsamen Schwankungen des Euripus von Erithrea und Chalkis, die die unter der Brücke hindurchdrängende Gezeitenströmung zum grossen Teile verdecken. Die Frage dürfte jedoch nicht ganz so einfach sein, da sie auch Streit veranlasste, den zu besprechen jedoch nicht unsere Aufgabe sein kann. Siehe hierüber Krümmel's vortreffliche Abhandlung.*)

6. Regelmässige Schwingungen fand Airy bei der Insel Malta mit einer Dauer von etwa 21^m , Aimé in dem Hafen von Algier mit einer Periode von $1-3^m$, und wieder Airy an dem Fegel von Bristol und Swansea mit einer Dauer von $7-10^m$. Alle diese Schwingungen sind aber noch wenig untersucht und auch ihre Ursache ist noch nicht aufgeklärt.

7. Stahlberger**) teilt eine von dem Fiumaner Marcographen am 1. November 1870 verzeichnete Figur mit. Dieselbe weist acht Wellen auf, deren sechs ersten fast genau dieselbe Periode von 140^m aufweisen. Berechnet man die Schwingungsdauer mit der mitgeteilten Formel, die mittlere Tiefe des Adriatischen Meeres zwischen Ancona und den dalmatischen Inseln zu 75 m. angenommen, so ergibt sich

$$8400 \text{ sec} = \frac{2 \cdot h^m}{\sqrt{g \cdot 75^m}}$$

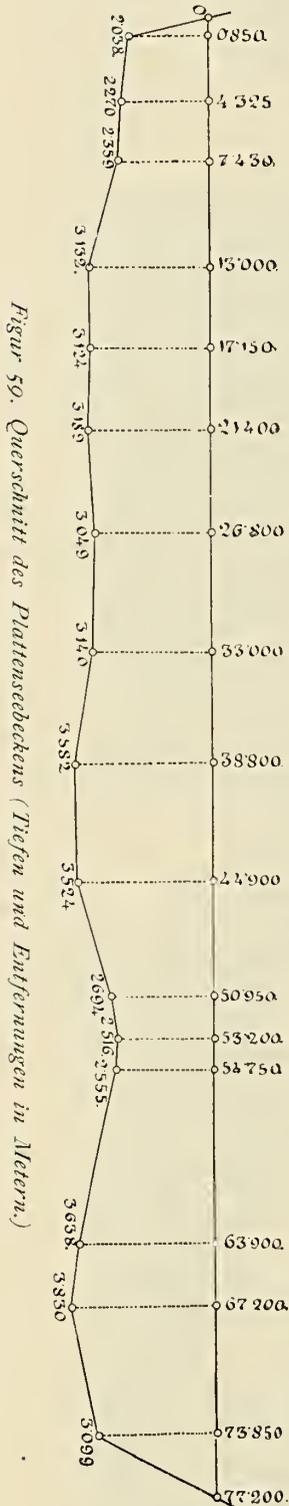
woraus $h = 114$ Km. folgt. Die Breite der Adria zwischen Ancona und den dalmatischen Inseln beträgt etwa 120—125 Km., was mit dem aus der Formel erhaltenen Resultate ziemlich übereinstimmt. Es dürfte daher wahrscheinlich sein, dass die oben erwähnte Zeichnung einer Querseiche der Adria entspricht.

*) Dr. O. Krümmel: Zum Problem des Euripus; Petermann's Mitth., 1888, p. 331. Ferner — Forel: Le Léman, T. II., p. 263. — Miaulis: Περὶ τῆς παλλιγοροίας τοῦ Εὐρίπου. Athen, 1882.

**) Stahlberger: Ebbe und Flut in der Rhede von Fiume. Budapest, 1874. I. Tafel, Fig. 3.

IX. ABSCHNITT.

Die regelmässigen Schwankungen des Plattensees.



Da die Gestalt und die Tiefenverhältnisse des Plattensees genau bekannt sind, lässt sich schon im Vorhinein ermessen, wie die regelmässigen Schwingungen dieses Sees beschaffen sein mögen. Die Gestalt ist ziemlich regelmässig, die Tiefe gleichmässig, die Schwankungen müssen daher in leicht kenntlichen Reihen auftreten, und ihre Periode muss sehr gross werden, da die Tiefe gegenüber der Längsausdehnung sehr klein ist. In der Tat ist die Schwingungsdauer grösser als die irgend einer bisher bekannten Seiche.

Nur ein einziger störender Umstand ist vorhanden, indem nämlich die Einschnürung zwischen Tihany und Szántód nicht an die Stelle des Knotens der uninodalen Seiche fällt, nämlich in die Mitte des Beckens, sondern in das östliche Drittel zu liegen kommt. Die Ausdehnung des Sees in der wahrscheinlichen Seicheaxe beträgt 77.2 Km., ist aber nicht gerade, sondern ein nach Norden concaver flacher Bogen. Da die mittlere Tiefe des östlichen oder Unteren Plattensees grösser ist, als jene des westlichen Beckens, oder des Oberen Sees, so kann die Knotenlinie nicht genau in der Mitte des Sees liegen, sondern muss sich etwas nach Osten verschieben. Die Enge von Tihany liegt von dem westlichen Ende um 53 Km. ab, und enthält eine relativ sehr tiefe Stelle, den Brunnen (Maximaltiefe von 11 m.), ist der mittleren Tiefe nach aber nichtsdestoweniger seichter als andere Querprofile des Beckens, so dass sie nicht nur bei der horizontalen Ausbreitung der Schwingungen als Hinderniss wirkt, sondern auch eine wahre Bodenschwelle darstellt, was für die weitere Untersuchung bedeutsam ist.

Das schematische Längsprofil des Beckens ist auf der Fig. 59 dargestellt. Im Westen erblickt man die Bucht von Keszthely, den seichtesten Teil des Sees; hierauf folgt die Bucht von Szigliget, ein tieferes Becken, das von dem niederen Rücken zwischen Boglár und Révfülp begrenzt wird. Sodann folgt weiter östlich ein noch tieferes Becken von 3.5 m. Mitteltiefe, das bis Tihany hinzieht, und dessen dammartige Ueberbrückung auch in der Figur des Längsprofils leicht wahrnehmbar ist. Der Untersee östlich von Tihany bildet ein einheitliches Becken mit der mittleren Tiefe von 3.6 m. Es enthält zugleich, abgesehen von der ausnahmsweisen Tiefe in der Tihanyer

Enge, die tiefste Stelle des Beckens 4·50 m. Die Tiefe ist also absolut genommen, wenig veränderlich, doch sind die Veränderungen percentisch genommen ein nicht unbeträchtlicher Bruchteil der mittleren Tiefe, die in den Formeln nicht unberücksichtigt bleiben dürfen.

Vor Allem mögen die uninodalen Längsseiches berechnet werden; die Grundlage bildet die schon abgeleitete Formel

$$T = \frac{2}{\sqrt{g}} \frac{\sum_{n=0}^N 2(x_{n+1} - x_n)}{\sqrt{m_{n+1}} + \sqrt{m_n}}$$

wo wie früher x_n die horizontale Entfernung jenes Punktes bedeutet, dessen Tiefe m_n ist. In tabellarischer Form geht die Rechnung rasch und sicher von statten, wie es die folgende Tabelle zur Genüge zeigt.

Entfernung d. Schnitte ($x_{n+1} - x_n$) m.	Mitteltiefe der Schnitte m_n m.	$\sqrt{m_n} + \sqrt{m_{n+1}}$ m.	$\frac{2(x_{n+1} - x_n)}{\sqrt{m_n} + \sqrt{m_{n+1}}}$	Teil- summen m.	Benennung der Abschnitte (x_{n+1})
850	0	1·428	1190·5	1190·5	
3475	2·038	2·934	2368·7	3559·2	Keszthely—Fenék
3105	2·270	3·042	2041·4	5600·6	Szt.-Kereszt - Szt.-György
5570	2·359	3·306	3369·7	8970·3	Meszes Györök—Bokros hegy
4150	3·132	3·537	2346·6	11316·9	Világos patak—Keresztúri üszőhálás
4250	3·124	3·553	2392·3	13709·2	Szigliget (Szt.-Háromság) — Fonyód Ausweichstelle
5400	3·189	3·532	3057·7	16766·9	Badacsony kikötő—Fonyód Wächterhaus
6200	3·049	3·518	3524·7	20291·6	Burnóti patak—Ordaberek
5800	3·140	3·665	3165·1	23456·7	Csuk—Boglári berek
6100	3·582	3·770	3770·0	27226·7	Vérkut—Csillag puszta
6050	3·524	3·518	3518·0	30744·7	Akali Sóshegy—Szárszó
2250	2·694	3·227	3227·0	33971·7	Aszófő—Földvár—Szántód
1550	2·516	3·184	3184·0	37155·7	Tihany-Fährte—Szántód- Fährte
9150	2·555	3·505	3505·0	40660·7	Füred Dorf—Zamárdi köhegy
3300	3·638	3·864	3860·0	44520·7	Alsó-Örs—Siófok
6650	3·830	3·717	3717·0	48237·7	Köcsi tó—Madarasi tó
3350	3·099	1·760	1760·0	49997·7	Füzfő—Gamásza

Durch Einsetzung der letzten Summe in unsere Formel erhält man $T = 31926·4^s = 8^h 52^m$, und dieses wäre die Periode der uninodalen Längsseiche, wenn keine störenden Umstände vorhanden wären. Die Knotenlinie müsste in diesem Falle zwischen den Abschnitten Vérkut—Csillagpuszta und Akali Sóshegy—Szárszó etwa in der Mitte hindurchgehen, da die entsprechenden Teilsummen 23456·7 und 27226·7 beziehentlich kleiner und grösser sind, als die Hälfte der Endsumme.

Diese Knotenlinie liegt ziemlich nahe zur Szántóder Einschnürung, so dass man versucht ist anzunehmen, die Enge und ihre Schwelle selbst könnten die Knotenlinie bilden, da es ja ohnehin wahrscheinlich ist, dass jede plötzliche und bedeutende Veränderung des Querprofils etwa so wirkt, wie der einer schwingenden Saite aufgesetzte Finger, unter dem ein Knotenpunkt zu Stande kommt. Wenn man unter dieser Annahme die Periode der Longitudinalschwingung doppelt so lang nimmt, als die Schwingungszeit in der Strecke Keszthely—Tihany, so kommt

$$\sum_{n=0}^N \frac{2(x_{n+1} - x_n)}{\sqrt{m_{n+1}} - \sqrt{m_n}} = 33971.7 \text{ und daher } T = 21693.0 \text{ sec} = 6^h 1^m,$$

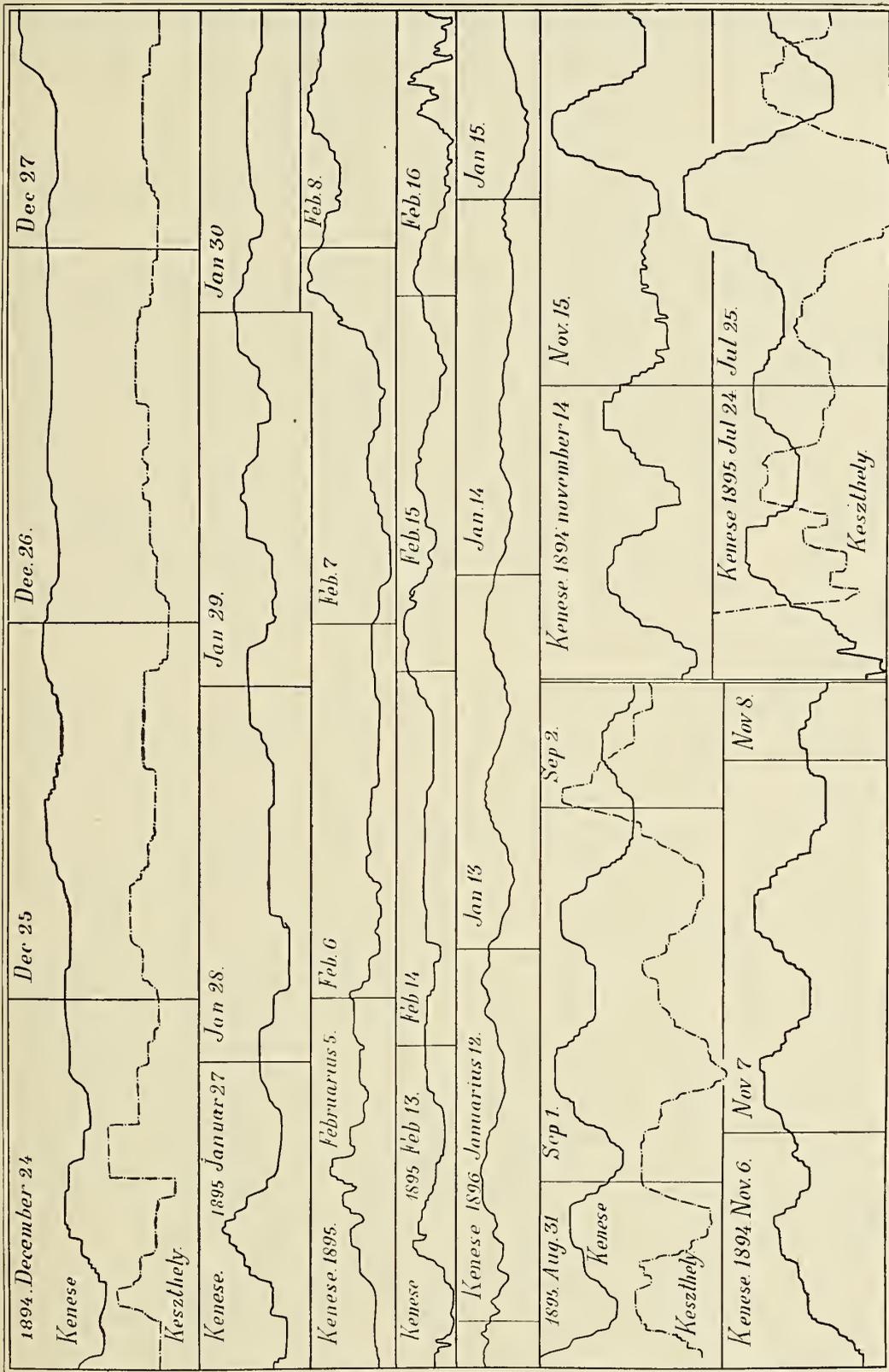
so dass die ganze Schwingungsdauer $12^h 2^m$ lang wird.

Die Untersuchung der Linnogramme lässt die 10—12stündigen Schwingungen bald erkennen, die sich in Kenese trotz der ungewöhnlich langen Periode so prächtig entwickeln. Die Dauer der Periode ist aber sehr veränderlich, da sie vom Wasserstande abhängt und eine Aenderung von einigen Decimetern bei der geringen Tiefe des Sees schon bedeutend viel ausmacht. Ausserdem sind aber diese Seiches mit so vielen anderen Bewegungen untermischt, dass es sehr schwer hält, ihre Periode genau abzumessen. Aus den gemessenen Reihen ergeben sich folgende Werte:

1892. September	1—4.	6 Wellen à 11 ^h	36 ^m Schwingungsdauer.
»	» 5—8.	6 » à 11 ^h	54 ^m »
»	» 27—30.	9 » à 11 ^h	48 ^m »
1894. November	6—8.	6 » à 10 ^h	34 ^m »
»	» 24—26.	6 » à 12 ^h	— »
»	December 24—27.	6 » à 12 ^h	28 ^m »
1895. Januar	13—14.	3 » à 11 ^h	34 ^m »
»	» 25—31.	11 » à 12 ^h	— »
»	Februar 5—8.	7 » à 11 ^h	30 ^m »
»	» 11—16.	11 » à 12 ^h	— »
»	April 21—23.	4 » à 10 ^h	45 ^m »
»	Mai 22—23.	2 » à 9 ^h	37 ^m »
»	August 15—18.	8 » à 10 ^h	1 ^m »
»	» 28—31.	5 » à 9 ^h	55 ^m »
»	» 31—3.	5 » à 10 ^h	32 ^m »
»	September 5—6.	3 » à 12 ^h	3 ^m »
1896. Januar	12—15.	7 » à 12 ^h	19 ^m »

Bei der nicht unbeträchtlichen Discordanz der einzelnen Zalen scheint es nicht angemessen, Mittelwerte aus denselben zu ziehen; ja das wäre nicht einmal richtig, da sich z. B. im Sommer 1895 der ausnahmsweise hohe Wasserstand des Sees in der bedeutend kürzeren Schwingungsperiode klar widerspiegelt. Beträgt doch der mittlere Unterschied der 1895 gemessenen Wasserstände etwa 10 Procente der ganzen Mitteltiefe.

Diese Zalen sind die Mittel der einzelnen Reihen, deren Glieder untereinander wenig abweichende Resultate geben; in keinem Falle übersteigt der Unterschied eine Stunde, während die verschiedenen Reihen bedeutend grössere Unterschiede ergeben.



Figur 60. Diagramme der unimodalen Längsschwankungen des Plattensees.

Aehnliche, wenn schon dem absoluten Betrage nach kleiner scheinende Discordanzen kommen auch in den einzelnen Wellen einer anderwärts beobachteten Seichereihe vor. Forel*) teilt die Perioden der einzelnen Glieder einer prachtvollen Seichesreihe mit; sie betragen in Minuten ausgedrückt

78, 71, 78, 75, 67, 78, 73, 74, 68, 77, 69,

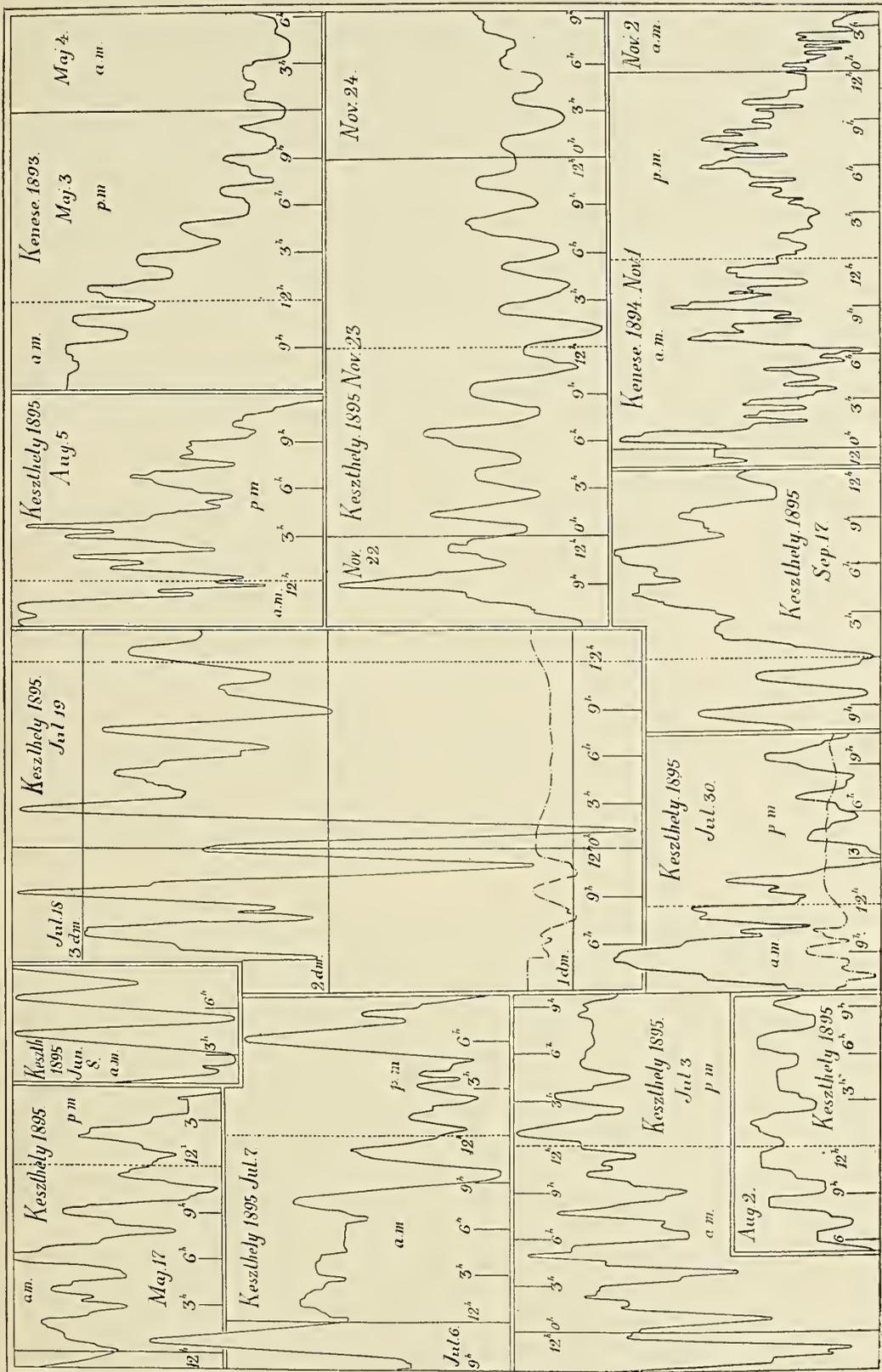
und der grösste Unterschied von 10^m ist etwa $\frac{1}{7}$ des mittleren Wertes von 73^m , während in unserer Reihe der grösste Unterschied von $1^h 56^m$ etwa $\frac{1}{6}$ des mittleren Periodenwertes ausmacht.

Fig. 60 bringt einige besser gelungene halbtägige Schwankungen zur Ansicht. Die älteren Diagramme sind infolge Unvollkommenheit der früher angewandten Apparate etwas schwach verzeichnet, doch lässt z. B. die Curve vom 12. Januar 1896 an Feinheit kaum etwas zu wünschen übrig. Diese Schwankungen erscheinen in Kenese viel häufiger und mit grösserer Amplitude als in Keszthely, was auf denselben Unterschied der beiden Seeenden zurückzuführen ist, der auch auf dem Léman besteht. Die Knotenlinie steht um ein Gutes näher zu Kenese, als zu Keszthely, wodurch die regelmässige Schwankung asymmetrisch wird und in Kenese eine grössere Amplitude erzeugt, als in Keszthely. Auch in Genève verzeichnet der Linnograph eine 4—5mal grössere Wellenhöhe derselben regelmässigen Schwankung, als der am östlichen Seeende bei Vevey (la Tour de Peilz) aufgestellte Linnograph. Genève liegt bedeutend näher an die Knotenlinie, als Vevey, da diese in der plötzlichen Einschnürung des Sees zu suchen ist, wo derselbe in das Becken des Petit-Lac übergeht.

Eine ähnliche Ursache mag auch auf dem Plattensee wirken, wie dies aus den Linnogrammen von Kenese ersichtlich ist, doch sind auch noch andere Ursachen vorhanden. Am Keneseer Ende des Balaton treten selten regelmässige Schwankungen von mittlerer Dauer auf, während, wie später gezeigt werden soll, diese gerade in Keszthely häufig sind. Diese Schwankungen von kürzeren Perioden verdecken viele grosse Wellen, während in Kenese die Registrirung der 12stündigen Seiche in voller Ruhe vor sich geht. Endlich aber kommen in den Keszthelyer Linnogrammen diese Wellen schon dessenthalben seltener vor, weil der Schwimmer des hier aufgestellten Linnographs viel früher einfriert, als in Kenese.

Es ist nämlich interessant zu bemerken, dass sich die halbtägigen Seiches dann am schönsten entwickeln, wenn die Oberfläche des Sees schon von einer dünnen Eistrinde bedeckt wird. Auch die Fig. 60 erhärtet, dass die schönsten Zeichnungen alle auf Dezember, Januar und Februar entfallen. Die Amplitude der Sommerschwankungen ist zwar bedeutend grösser, aber ihr Gang bei weitem nicht so regelmässig, indem er durch viele andere kleine Erzitterungen gehemmt ist. Die Oberfläche des Sees ist gegen jede denivellirende Wirkung äusserst empfindlich, und daher erleiden die regelmässigen Schwankungen langer Periode nur bei ausserordentlich ruhigem Wetter, bei völliger Abwesenheit von Wind und heftigen Luftdruckschwankungen keine Störung durch unregelmässige Denivellationen. Ganz anders liegen aber die Verhältnisse, wenn der Wasserspiegel durch eine mehr oder minder elastische oder doch biegsame Decke, einer Eiskruste geschützt ist. Sodann ist die ausgiebigste störende Ursache, der Wind ausgeschlossen, wenn er

*) Forel: Le Léman: T. II, p. 120.



Figur 61.

nur nicht so stark anwächst, dass er die Schutzdecke aufreisst und die Limnographen wieder erzittern macht. Die kleinen Wellen aber, die von dem unaufhörlich umspringenden, bald einsetzenden, dann wieder erschlaffenden Winde herührten, bleiben in diesem Falle völlig aus. Die unter dem Eise eingezwängte Wassermasse bleibt nur für heftigere Stösse empfindlich und schwingt dann noch lange hin und her, bis Reibung und die Festigkeit der fortwährend anwachsenden Eisrinde der Bewegung nicht endlich ein Ziel steckt. Doch herrscht auch unter dem dicksten Eispanzer nicht völlig Ruhe, und die Fischer wissen wol, dass in der Tihany-Szántóder Enge selbst dann noch Bewegung merklich ist, die jedoch unser Limnograph, dessen Schwimmer längst an die Brunnenwand gefroren ist, nicht mehr zu registriren im Stande ist. Derselbe wird erst nach einigen wärmeren Tagen wieder frei.

Sollen periodische Schwingungen von so langer Periode und so beträchtlich kleiner Amplitude zu Stande kommen können, so müssen alle unregelmässigen Schwankungen verstummen, was, wie ersichtlich, nur bei sehr ruhigem Wetter, oder unter dünner Eisdecke möglich ist.

Die hier behandelte Bewegung besitzt die längste Periode unter den bislang bekannt gewordenen Seiches, ja vielleicht sogar jeder regelmässigen Wasserbewegung, deren Periode nicht eben an das meteorologische Jahr gebunden ist. Als Erläuterung möge erwähnt werden, dass ein mathematisches Pendel mit derselben Periode eine Länge von 1,700.000 Km. besitzen müsste, der Aufhängepunkt daher etwa in der sechsfachen Entfernung des Mondes zu liegen käme. Selbst Horizontalpendel dürften nur schwer und unter Aufwand der sinnreichsten Vorsichtsmassregeln für Schwingungen so langer Dauer eingerichtet werden können. Es ist daher durchaus nicht zu verwundern, wenn das Zustandekommen schöner Schwingungen ganz besonders günstige Umstände erfordert; im Gegenteil muss es unsere Bewunderung erregen, dass die einer Druckdifferenz von nur wenigen Centimetern, oft nur Millimetern entsprechende Energie in der schwingenden Wassermasse so lange bestehen kann und unter Einwirkung der Reibung sich so langsam verliert.

* * *

Ein ganz anderes Bild weisen in den Limnogrammen jene regelmässige Schwingungen auf, deren Periode etwa $2\frac{1}{2}$ Stunden betragen und die nur in Keszthely auftreten. In Fig 61 sind einige Beispiele von verschiedenem Charakter dieser Schwingungen mitgeteilt; schon auf den ersten Blick ersieht man, dass sie viel schöner registriert sind, als die uninodalen Longitudinalseiches. Zumeist entwickeln sich nur 2--3 Wellen in voller Regelmässigkeit, dann folgen andere, gewöhnlich kleinere und die vorigen entstellenden Wellen. Unter den reproducirten Limnogrammen gehört das schönste vom 8. Juni 1895 einer Reihe von 3 Wellen an; die Reproduction ist kaum im Stande, die bewunderungswürdige Feinheit und Regelmässigkeit wiederzugeben, welche die Zeichnung auf den ersten Blick charakterisirt. Aehnliche Wellen sind auch in den Figuren 32 und 33 dargestellt

Die Zeichnung vom 19. Juli 1895 ist durch ihre ungewöhnliche Amplitude bemerkenswert, da zwischen dem vorangehenden Tal der vierten Welle und ihrem Scheitelpunkte eine Höhendifferenz von 25 cm. besteht. Der Zeichnung ist auch die Curve der Luftdruckdifferenzen beigefügt. Am Abend des 18. Juli zeigen sich in dieser Linie heftige Schwankungen, die den unbeständigen meteorologischen

Verhältnissen entsprechen. Aehnliche heftige Erschütterungen in der Curve der Luftdruckdifferenzen und zumeist starken Wind kann man aber nicht blos in diesem einen Falle beobachten, sondern allgemein bei allen periodischen Schwankungen ähnlichen Charakters.

In dem Linnogramm vom 7. Juli 1895 entwickeln sich nur drei regelmässige Wellen, die übrigen werden von anderen Schwankungen gestört. So sieht man auch auf der Zeichnung vom 5. August 1895 deutlich, dass zugleich mit der grossen Schwingung von $2\frac{1}{2}$ Stunden eine bedeutend kürzere Schwankung auftrat, welche dieser lebhaft kleine Auszackungen verleiht.

Die bisher längste Reihe entwickelte sich am 23. November 1895, in der sich mit grosser Regelmässigkeit durch 40 Stunden hindurch 15 Wellen folgten. Am 22. November, etwa Abends 9 Uhr, erhielt der See den ersten wellenauslösenden Impuls; es herrschte heftiger Nordwind mit Schneefall, doch trat gegen Mitternacht Ruhe ein und am folgenden Tag herrschte sozusagen Windstille, indem über jedem Punkte des Sees andersgerichtete Winde verzeichnet wurden.

Zur Ermittlung der Periode wurde folgende Reihe ausgemessen:

1895. Januar	2	2	Wellen à 130·8 ^m	Dauer
» März	31	2	» à 142·6	»
» Mai	14	7	» à 150·6	»
» »	17	7	» à 143·0	»
» »	13	3	» à 159·1	»
» Juni	7	8	» à 122·4	»
» »	8	2	» à 147·5	»
» »	12	2	» à 141·3	»
» »	21	5	» à 116·6	»
» »	22	4	» à 122·7	»
» »	26	2	» à 130·2	»
» »	29	6	» à 120·7	»
» Juli	1	6	» à 150·0	»
» »	1	5	» à 148·8	»
» »	7	8	» à 147·3	»
» »	11	6	» à 153·7	»
» »	18	7	» à 156·0	»
» »	23	7	» à 152·5	»
» »	30	5	» à 148·8	»
» August	2	8	» à 151·9	»
» »	4	5	» à 141·4	»
» »	5	4	» à 143·8	»
» »	17	2	» à 136·4	»
» September	17	7	» à 150·6	»
» Oktober	3	3	» à 155·0	»
» November	22	13	» à 152·5	»

Mittel 143·0 Minuten

Strenge genommen ginge es gar nicht an das einfache Mittel der beobachteten 132 Wellen zu nehmen, da die Schwingungsdauer bei veränderlichem Wasser-

stande sehr verschieden ausfällt. Es ist auch aus der Reihe selbst ersichtlich, dass neben dem hohen sommerlichen Wasserstande (s. Fig. 11) die Periode im allgemeinen kürzer ist, als bei dem beträchtlich geringeren Wasserstande im Frühlinge und Herbste. Warum sämmtliche Messungen aus Beobachtungen des Jahres 1895 genommen sind, wird später Erklärung finden.

Diese periodische Schwankung ist eine specielle Eigenthümlichkeit des Balatons bei Keszthely, da sie in Kenese durchaus nicht zu beobachten ist. Aus den Fig. 32 und 33 möchte auf den ersten Blick getolgert werden, dass eine ähnliche Schwankung auch in Kenese entsprechend auftrate; doch ist die Zusammengehörigkeit nur eine scheinbare, da beide Denivellationen ganz verschiedene Erscheinungen sind und zwischen ihren Perioden wesentliche Unterschiede bestehen. In dem westlichen Seebecken, von Keszthely bis zur Halbinsel Tihany, ist die Dauer der einknotigen Welle 361·6 Minuten, die Dauer der binodalen Seiche daher 181 Minuten, also bedeutend mehr, als das aus den Aufzeichnungen erhaltene Mittel. Bedenkt man aber, dass der Wasserstand im Jahre 1895 im Allgemeinen bedeutend grösser ist, als der mittlere, auf welchen sich die Tiefenmessungen beziehen (103·65 m. über der Adria, welche Höhe sowol auf den Pegel von Siófok, als auf unserer Figur mit 100 bezeichnet ist), so ist es wahrscheinlich, dass diese periodische Schwankung in der That die binodale Seiche des Keszthelyer Balaton darstellt. Die grösste Abweichung der einzelnen Messungen beträgt etwa 40 Minuten. Der Unterschied der Wasserstände im Juni und November erhebt sich auf 30 cm. und der Wasserstand im November ist um etwa 30 cm. höher, als der normale, so dass bei normalem Wasser die Periode der stehenden Schwingung um etwa 40 Minuten länger wird. Nun ist aber bei dem Wasserstande im November und allgemein im Herbste die Schwingungsdauer etwa 150 Minuten, so dass kaum ein Zweifel bestehen kann, dass sich diese Periode bei normalem Wasserstande auf 180 Minuten erhöhen würde. Obwol unser Apparat auch schon bei geringerem Wasserstande functionirte, beschrieb er doch leider nur sehr sporadisch periodische Schwingungen der besagten Art, und aus früheren Jahren besitzen wir kaum eine Zeichnung dieser Seiches, welche der Messung zu Grunde gelegt werden könnte.

Wir können uns daher unter allen Umständen dabei beruhigen, dass die Keszthelyer Limnogramme der Fig. 61 die stehende binodale Welle des Keszthelyer (westlichen) Balaton darstellen.

Rechnet man nach der Methode von Du Boys, so käme die erste Knotenlinie zwischen den Kápolnaberg bei Meszes-Györk und die östlich von Balaton-Berény gelegenen Weinberge zu liegen. Die grössten Excursionen des mittleren Bauches der binodalen Seiche müssten zwischen Badacsony und Fonyód beobachtet werden, und die zweite Knotenlinie ist zwischen Szepezd und Lelle zu suchen. Ein am westlichen Ufer von Tihany aufgestellter Limnograph würde diese regelmässige Schwankung in mit den Keszthelyer gleichgerichteten Elongationen verzeichnen.

* * *

In Fig. 62 ist das Diagramm einiger sehr regelmässigen Schwingungen mitgeteilt. Die Zeichnungen sind alle jüngeren Datums, da der Apparat früher lange nicht die Empfindlichkeit besass, um so häufige und dichtaufeinanderfolgende Niveauschwankungen zu verzeichnen. Am 22. Mai 1896 wandte sich der nordöst-

liche Wind laut den meteorologischen Aufzeichnungen plötzlich unter starkem Niederschlage und Gewitter nach Südwesten. Der Barograph in Keszthely weist kaum geringe Schwankungen auf, während in Balatonfüred heftige Sprünge beobachtet werden können, so dass auch der Unterschied beider Curven stark schwankt. Es trat auch demzufolge eine kräftige Denivellation in Kenese auf, die 10 periodische und mit bewunderungswürdiger Regelmässigkeit abnehmende Wellen auslöste. Schwankungen von ähnlicher Periode zeigt dieselbe Figur für den 14. August, 23—24. Juni, 7. Juni 1895 und für den 13. Mai 1896; dagegen die Figur 61 für den 3. Mai 1893. Ich maass die Länge von 26 solchen Wellen und fand dieselbe mit nur sehr geringen Abweichungen zu 117.1 Minuten oder rund 2 Stunden. Nach Du Boy's Methode sollte die Schwingungsdauer der uninodalen Seiche in dem von Tihany östlich liegenden Balatonbecken 136.7^m betragen. Erinnert man sich der Ueberlegung, welche wir anwendeten, um die Abweichung der $2\frac{1}{2}$ -stündigen Seiche zu Keszthely zu erklären, so wird es nicht befremden, dass wir auch hier die Theorie mit der Beobachtung in guter Uebereinstimmung zu finden glauben.

Die besagten regelmässigen Schwankungen der Fig. 62 können daher als Longitudinalseiches des östlichen Balaton betrachtet werden.

Besonders bei diesen regelmässigen Schwankungen kann die allmälige Abnahme der einzelnen Wellen einer Reihe gut beobachtet werden, für welche Forel ein bedeutend weniger typisches Beispiel*) vorgebracht. Die Zeichnung vom 23. Mai 1896 zeigt die Dämpfung bei constantem, die vom 23. August 1896 bei abnehmenden, endlich die Curve vom 7. Juni 1895 bei zunehmendem Wasserstande. In den beiden letzteren Fällen beruht die Senkung, beziehentlich die Hebung des Niveaus ebenfalls nur auf Denivellationen.

* * *

Unter den kleineren Schwankungen, welche die 2-stündige Seiche von Kenese fast immer zu stören pflegen, ist besonders eine deutlich zu erkennen, da ihre Periode beiläufig eben die Hälfte jener beträgt. Von diesen einstündigen Schwingungen besitzen wir sehr gute Curven; Fig. 62 zeigt deren vom 17. December 1894, vom 19. Mai und 15. August 1895, und vom 20. September 1896. Wir besitzen selbst das Bild einiger dieser Schwingungen vom 1. November 1894, doch steht die Zeichnung an Vollkommenheit weit hinter den Linnogrammen von Keszthely zurück, die selbst Schwankungen von viel geringerer Periode wiedergeben. Nach Durchmessung mehrerer Wellenreihen fand sich die Periode der einzelnen Welle sehr nahe zu 1 Stunde.

Diese Schwankung kann einestheils eine binodale Längsseiche des östlichen Balaton sein, da die Hälfte der theoretischen Periode der uninodalen Schwingung 68.3 Minuten, also nur wenig mehr, als eine Stunde beträgt. Sie kann aber andererseits auch eine uninodale Querseiche desselben Beckens darstellen, da sich die Periode einer solchen Schwingung mit der einfacheren Formel gerechnet zu 59.85 Minuten ergibt, wenn man (s. Fig. 59) die Mitteltiefe des Querprofils zwischen Alsó-Örs und dem Madaraser See zu 3.83 m. und die Breite des Becken, zu 11 Km. annimmt.

Neben der Annahme der Querseiche spricht der Umstand, dass diese Wellen

*) Forel: Arch. Gén., 1878. T. 63., p. 126.

gewöhnlich bei kräftigem Nordwinde, also dann auftreten, wenn auf dem See notwendigerweise bedeutende Querdenivellationen vorhanden sind. Ausschlaggebend für die Annahme einer binodalen Längsseiche sind jedoch die folgenden Umstände: Bei allen früheren periodischen Schwankungen fanden wir infolge des hohen Wasserstandes, dass die theoretisch geforderte Schwingungsdauer die aus den Beobachtungen abgeleitete an Grösse übertrifft. Nun dauert die binodale Längsseiche in der Tat 68 Minuten, also etwas über eine Stunde. Obwol nun auch für die Periode der Querseiche eine etwas grössere Dauer berechnet werden könnte, wenn nicht eben das tiefste Querprofil der Rechnung unterlegt worden wäre, so ist der Unterschied doch lange kein beträchtlicher. Doch gibt es noch einen gewichtigeren Grund. Die Knotenlinie der Querseiche hat offenbar südwest—nordöstliche Richtung, und müsste das Ufer von Kenese nicht weit von diesem Orte schneiden. Es kann daher die Amplitude dieser Schwingung für Kenese nur sehr unbedeutend bleiben und keinesfalls so hoch anwachsen, wie z. B. die Wellen vom 20. September 1896, die fast einen Dezimeter hoch waren.

Dagegen darf wol angenommen werden, dass beide Schwingungen vereint auftreten: die binodale Längsseiche mit grosser Amplitude, die Querseiche mit geringer Ausweichung. Und daher mag wol das Durchkreuzen beider Systeme die Limnogramme stören und die Schwingungen den früher charakterisirten gegenüber verändern. Die Frage ist jedenfalls interessant, ihre endgültige Lösung erheischt aber eine längere Beobachtungsreihe an einem weiteren am östlichen Balatonbecken, z. B. an den Ufern von Tihany aufzustellenden Limnographen.

Eine sehr interessante Erscheinung gewährt das gleichzeitige Auftreten der Keneser Längsseiches mit den Keszthelyer binodalen Längsschwingungen, wie aus Figuren 32 und 33 zu ersehen. Ein bei der Tihanyer Fähre aufgestellter Limnograph würde in solchen Fällen eine eigenartige, für sich allein kaum verständliche Curve beschreiben.

Ausser den besagten kommt in Kenese noch eine viel kürzere periodische Schwingung zu Stande, deren Erklärung zu geben ich mich aber ausser Stand fühle, umsomehr, als sie nur sporadisch als je eine einzelne Welle auftritt.

* * *

Unter allen periodischen Schwankungen konnte ich die Keszthelyer Querseiche am eingehendsten untersuchen, dieselbe, die zuerst meine Aufmerksamkeit fesselte, obzwar sie in den letzten Jahren fast ganz von der Seefläche verschwand. Fig. 62 weist vom Anfang März 1893 noch herrlich gezeichnete Wellen auf, vom Jahre 1895 kann jedoch nur noch die Seiche des 27. Juni als gelungenes Beispiel beigebracht werden. In den Jahren 1892 und 1893, der ersten Tätigkeitsperiode unseres Limnographen sind es stets diese Schwingungen, welche die Diagramme auszacken und die $2\frac{1}{2}$ -stündigen Schwankungen verdecken. In letzterer Zeit herrschen jedoch die $2\frac{1}{2}$ -stündigen binodalen Längsseiches vor, und jene kleineren verschwanden. Im Jahre 1894 begann die bedenkliche Ausbreitung der Wasserpest der Keszthelyer Bucht und schon im Sommer des Jahres 1896 konnte sich der Propeller nur dadurch von Keszthely nach Meszes-Györk hindurchwinden, dass er nach etlichen Kilometern Weges die Schraube rückwärts gehen liess, um die daran haftende Pflanzenmasse abzuschütteln. Selbst die scharfe Vorderseite des Schiffes sammelte eine solche Menge dieser Pflanzen an, dass eine ganz bedeutende Verminderung der Fahrgeschwindigkeit bemerkbar wurde. Nachts, wo die Potamogeton-

colonien nicht umgangen werden können, konnte man mit dem durch Petroleummotor getriebenen Propeller der Balaton-Commission kaum in die Bucht gelangen. Es ist höchst wahrscheinlich, dass die grosse Ausbreitung dieser Pflanzen eine so bedeutende Reibung verursacht, dass die Querseiche der Bucht nicht mehr zu Stande kommen können, während die auf offenem See entwickelte, bedeutend längere Längsseiche ihrer grösseren Energie halber die Reibung noch zu überwinden fähig ist.

Ich durchmass viele Wellen dieser Transversalseiches, und da sämtliche Daten in guter Uebereinstimmung waren, zog ich das Mittel von etwa 150 Wellen. Der mittlere Fehler der Daten beträgt 1·5 Minuten, d. h. 3·4%, die grösste Abweichung vom Mittel war + 3·2, bezüglich 2·26 Minuten, und das Mittel selbst 43 Minuten, daher nahe $\frac{3}{4}$ Stunden.

Nimmt man neueren Daten entsprechend die mittlere Tiefe des Keszthelyer Bucht zu 2·3 m., ihre Breite zu 6500 m. an, so erhält man

$$T = \frac{2}{\sqrt{g}} \frac{6500}{\sqrt{2\cdot3}} = 45\cdot6 \text{ Minuten}$$

für die theoretische Periode, die ebenso, wie in den früheren Fällen, etwas grösser als die beobachtete ausfällt.

Die Zuverlässigkeit dieser Zalen wird durch den Umstand bedeutend erhöht, dass zur Zeit dieser Messungen der Linnograph nicht auf Wochen-, sondern auf Tagesgang gestellt war. In diese Periode fällt gerade die Registrierung einiger sehr hübschen Querschwankungen. Eine Probe derselben mit geringer Amplitude findet sich in Fig. 62 rechts unten (4. und 24. November 1893).

* * *

Obwol nun der Balaton unvergleichlich seichter ist, als die grossen Alpenseen, ist doch ersichtlich, dass er einen geeigneten Tummelplatz für rythmische Bewegungen des Wassers abgibt. Geeignete Vermehrung der Linnographenstationen würde sicherlich noch manche Schwingung kenntlich machen, doch sind entschieden die schon bisher besprochenen zugleich auch die wichtigsten. Es sind dies:

1. Die uninodale Longitudinalseiche mit einer Periode von 10—12 Stunden;
2. die binodale Längsseiche des Obersees (zwischen Keszthely und Tihany) mit einer Periode von 2^h 23^m.
3. Die uninodale Längsseiche des untern Beckens (zwischen Kenese und Tihany) mit einer Periode von 1^h 57^m.
4. Die binodale Längsseiche des untern Beckens, mit einer Periode von 1 Stunde, und endlich
5. Die Querseiche der Keszthelyer Bucht, mit einer Periode von 43 Minuten.

Diese regelmässigen Schwingungen konnten aus dem Labyrinth der unregelmässigen Schwankungen nur dadurch herausgeschält werden, dass mir sämtliche Aufzeichnungen mehrerer Jahre vorlagen. So konnte z. B. die zweistündige Schwankung von Kenese, die 2 $\frac{1}{2}$ -stündige von Keszthely nur in den letzten Jahren, und zwar die erstere besonders in 1896, die letztere in 1895 sicher erkannt werden, da sie früher aus unterschiedentlichen Ursachen entweder gar nicht, oder nur sehr sporadisch, und auch dann in schlechter Zeichnung zum Vorschein kamen.

Es ist natürlich, dass die Vollkommenheit der Diagramme jene vom Léman lange nicht erreicht, ihr nicht einmal nahe kommt. Ein guter Vergleich erklärt diesen ganz natürlichen Umstand. Man denke sich zwei gleichlange, leicht beweglich aufgehängte Pendel. Der eine besitze an Stelle des Gewichtes eine schwere und ausgedehnte, auf die Schwingungsebene senkrecht stehende Platte, der andere eine schwere Kugel von verschwindendem Inhalte. Das erste Pendel wird durch jeden Lufthauch bewegt, und kommt nach wenigen, durch den Luftwiderstand gedämpften Schwingungen zur Ruhe, wenn der Impuls zu wirken aufgehört. Nicht so das zweite Pendel, das nicht jedem Luftzuge folgt, aber einmal abgelenkt, die angenommenen Schwingungen lange beibehält und eine ununterbrochene Reihe regelmässiger Elongationen vollführt, wenn die Pausen zwischen den einzelnen Impulsen nicht zu lange andauern. Das Schaufelpendel ist ein gutes Bild unseres Balaton, das Kugelpendel stellt die tiefen Alpanseen dar.

Für den Balaton konnte unzweifelhaft konstatiert werden, dass die regelmässigen Schwingungen durch jene unregelmässige Schwankungen ausgelöst werden, deren Ursache der Wind und heftige Aenderungen des Luftdruckes sind.*) Diese drängen den Spiegel des Wassers aus der geodätischen Niveaufläche heraus, jedoch bei Weitem nicht so, dass das Wasser hernach wieder eine einfache, regelmässige Oberfläche bildete. Im Gegenteil, der denivellierte Seespiegel stellt eine sehr complicirte, und dazu von Augenblick zu Augenblick wechselnde Oberfläche dar. Hört die denivellirende Ursache auf, so stellt sich die regelmässige Schwingung ein, die nun nach der Lage des augenblicklichen Spiegels eine uninodale, binodale, Longitudinal-, Transversal- oder zusammengesetzte Seiche bildet, die solange anhält, als der angehäuften Energievorrat durch Reibung nicht völlig verzehrt wird, oder irgend eine der denivellirenden Ursachen nicht wieder dazwischen tritt, und die rythmische Bewegung entweder vollkommen aufhebt, oder sie doch bedeutend modificirt.

Seiches sind daher nicht besondere Eigenschaften einzelner Seen, sondern dürften bei genügend sorgfältiger Beobachtung in jedem abgeschlossenen Seebecken nachgewiesen werden können. Je unregelmässiger aber das Becken gestaltet ist, je seichter das Wasser und je mannigfaltiger der Boden sich darstellt, desto complicirter und desto schwerer zu beobachten sind die Erscheinungen. Wie immer aber die periodischen Schwankungen beschaffen sein mögen, ihre Ursachen dürfen nur in denjenigen Denivellationen gesucht werden, die vom Winde und den Aenderungen des Luftdruckes herrühren.

*) Es wäre unrichtig von diesen meteorologischen Veränderungen, als den Ursachen der Seiches zu sprechen. Die Seiches sind ebenso auf die Schwere zurückzuführen, wie die Bewegung des Pendels, und meteorologische Wirkungen geben in der Form von Denivellationen nur den Anstoss zu ihrer Entstehung.

X. ABSCHNITT.

Die Strömungen in der Enge von Tihany.

Tihany's eigentümlicher Inselberg erzeugt im Plattensee eine Einschnürung, von der schon vorgreifend öfter die Rede war, da sie die Schwankungen des Spiegels mehrfach modificiert. Bedenkt man, dass der 8—10 Km. breite See sich hier unvermittelt auf 1·5 Km. einengt, so ersieht man auf den ersten Blick, dass sich hier eine gute Beobachtungsstation für die Wasserstandschwankungen darbietet, und dass hier, wenn überhaupt von einer allgemeinen Strömung im See die Rede sein kann, der geeignetste Ort für deren Untersuchung sein wird.

Schon bei Besprechung der Ursachen der Denivellationen wurde erwähnt, dass in dieser Enge das Wasser in der Tat bald nach Osten, bald nach Westen fliesse, überhaupt fast unaufhörlich in Bewegung begriffen sei, mitunter so heftig, dass selbst die Communication gefährdet wird.

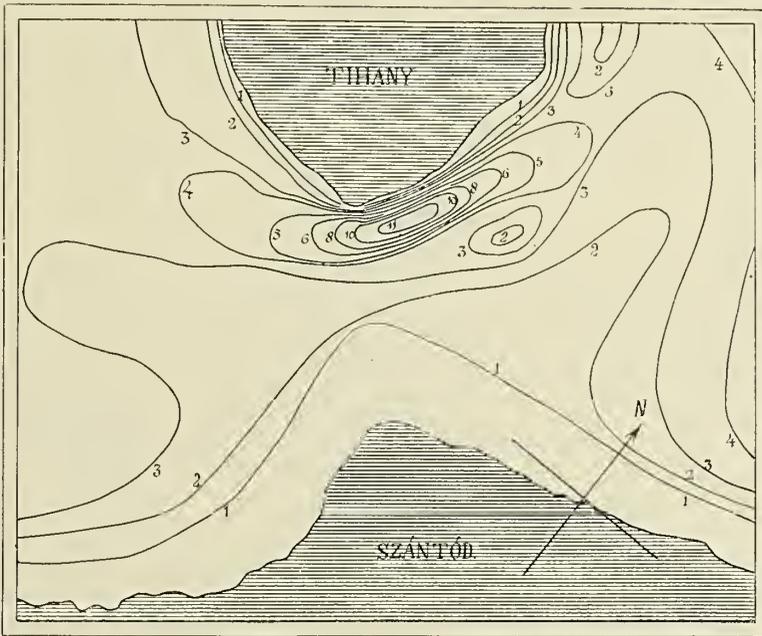
Die Bodengestaltung der Einschnürung ist lange nicht so einfach, wie in den übrigen Teilen des Sees. Unmittelbar unter den Ufern von Tihany zieht sich in der Breite von etwa 300 m. ein Graben hin, dessen grösste Tiefe 11 m. beträgt, der aber die Tiefe des allgemeinen Bettes überhaupt übersteigt. Im Gegensatze hiezu senkt sich das südliche Ufer sehr langsam, und gegenüber Tihany schiebt sich sogar ein von Zamárdi bis Földvár reichender dreieckiger Hang in den See hinein, dem es eben gedankt werden muss, dass die Einschnürung so bedeutend ist. Obwol es strenge genommen nicht hieher gehört, mag doch erwähnt werden, dass sowol diese Szántóder Bank, als der am Fusse des steilen Tihanyer Abfalls südwärts sich ausbreitende Flachboden durchaus aus Ablagerungen des Plattensees aufgebaut ist. Die Szántóder Bank weist unter dem Wasserspiegel nach Osten einen höheren, gegen Westen einen minder hohen Ausläufer auf, so dass eine beträchtlichere Strömung nur unter den Tihanyer Ufern, in dem sogenannten Brunnen entstehen kann. Die Fig. 63 stellt die Bodenverhältnisse durch Isohypsen dar, deren Bezifferung nach Aufnahmen der hydrographischen Section in Metern die Tiefe unter dem normalen Spiegel des Sees giebt.

Nahe zum Ufer von Tihany wurde dreifach verankert das in Fig. 64 abgebildete Floss aufgestellt. Mit Rücksicht auf den Dampferverkehr wurde für den Ort des Flosses nicht die tiefste Stelle gewählt, sondern eine Tiefe von 6 m., später, nach Einschränkung des Verkehrs von 8 m. Das Floss wurde aus 10 m. langen und 30 cm. mittlere Stärke haltenden Fichtenstämmen gezimmert, die an vier Stellen durch Querbalken stark zusammengehalten werden und geeigneten Fussboden tragen. Ueber dem dickeren Ende der Stämme stand ein 2 m. hohes, ebenso langes und tiefes, starkes Zelt mit stark geneigtem Dache, das den Strömungsregistrator aufnahm. In der Mitte des Flosses befindet sich eine runde Oeffnung, in welche das Fass versenkt wird, das zur Messung der Verdunstung dient, und vorne ist an einer Säule das Ombrometer aufgestellt. So ausgerüstet wurde das Floss am 24. Juni 1896 an dem besagten Orte, nicht weit von der Tihanyer Fährte aufgestellt.

Der Registrator, der Rheograph — Stromzeichner — genannt werden mag, ist aus den Figuren 65 und 66 zu ersehen. Wie bei den Limnographen, ist auch

bei diesem Instrumente der schreibende Apparat auf einem Tische montirt, von welchem das Pendel, der Hauptbestandtheil, hinabragt.*)

Ueber einer Oeffnung im Flosse steht vor dem Tische des Zeltes das Eisenrohr *L*, das fest mit dem Fussboden verbunden ist (Fig. 66). In diesem Rohre kann ein zweites, dünneres Rohr *R* bis zu beliebiger Tiefe verschoben werden; dasselbe besitzt oben, in der Höhe des Schreibapparates einen langen Schlitz. Am oberen und unteren Ende dieses Rohres befindet sich je ein grösseres Rad und eine kleinere Rolle (*N*); um die ersteren läuft eine straff gespannte Klaviersaite, die von den Rollen wieder in das Rohr hineingeleitet wird. Ausserdem kann das dünnere Rohr in dem weiteren beliebig gestellt und festgeklemmt werden. Am unteren Ende befindet sich, mit der Axe des Rades verbunden das Pendel, eine 80 cm. lange Messingstange, die als Linse einen Blechcylinder von 80 cm. Länge



Figur 63. Karte der Tihany-Szántóder Enge. Maasstab 1 : 50,000.
Tiefen in Metern.

und 10 cm. Durchmesser trägt. Statt dieses Cylinders wurde Anfangs eine kleine Messingkugel angewendet, doch bot diese dem strömenden Wasser eine zu geringe Oberfläche dar, als dass das Pendel infolge der Reibung des Apparates gehörig ausweichen hätte können. Die Form des Cylinders wurde gewält, da derselbe bei demselben Volumen bedeutend weniger kostet, als eine Kugel, in dem Flosse eine geringere Oeffnung beansprucht, und die Constante des Apparates ohnehin nicht durch Rechnung, sondern durch Versuche bestimmt wurde, so dass die Form der Pendellinse ganz einflusslos bleibt. Die Ausweichung des Pendels ist ohnehin in keinem Falle der Geschwindigkeit einfach proportional. Weicht nun

*) Das Pendel ist im Grossen und Ganzen jenem Rheographenpendel nachgebildet, den Prof. Mich. Klimm bei dem schweizer Constructeur Amster anfertigen liess, und der gegenwärtig im Instrumentenpark der Wasserbauabtheilung des Polytechnicums aufbewahrt wird.

das Pendel aus, so wird das untere Rad gedreht, die Klaviersaite bringt auch das obere Rad in Drehung und zeigt in dem Ausschnitte des Rohres R eine auf- oder absteigende Bewegung. Hier ist dem Drate der kleine Messingarm Z angelötet, der wiederum den verticalen Messingstab F trägt. Zwei Oeffnungen eines geeigneten Gestelles dienen diesem Stabe zur Führung, so dass derselbe bei einer Bewegung des Pendels nach oben oder unten verschoben wird. Dieser Stab trägt wiederum die Klammer V und mit ihr den elastischen Bogen E (Fig. 65), an dem ein auch das Rad C umschlingender Drat befestigt ist. Die Bewegung des Pendels wird also in besagter Weise auf den Stab F und durch diesen auf das Rad C übertragen. Gerade wie bei den Linnographen bewegt sich auf derselben Axe ausser dem Rade C auch das kleinere Rad C_1 , welches auf den Schienen S den Wagen des den Schreibstift tragenden Rahmens TDG mittels eines die Rolle umschlingenden Drates verschiebt. Der Schreibstift wird an die Walze H gedrückt, und diese von dem kräftigen Uhrwerke M gedreht. Zur Spannung des Papiers konnten in diesem Falle nicht Gewichte benützt werden, die über dem Tische zu hängen gekommen wären, sondern Frictionsrollen, welche durch ein dem Papierstreifen angehängtes Gewicht getrieben werden.

Da das Instrument nicht mehr auf festem Boden ruht, musste auf seine Stabilität besondere Rücksicht genommen werden. Aus diesem Grunde liegt die Walze niedriger, als bei den Linnographen, der Wagen bewegt sich mit vier Rädern auf zwei Schienen, der Schreibrahmen ist bedeutend niedriger gebaut, und die Uhr wird nicht durch ein Pendel, sondern durch eine Feder reguliert. Ausserdem sind am Instrumente mehrere kleine Verbesserungen angebracht, da dasselbe später als Linnograph benützt werden soll.

Als erster Messapparat in seiner Art war derselbe natürlich mit mehreren Fehlern behaftet. So bewirkten in erster Reihe die vielen Uebertragungen — die drehende Bewegung musste zunächst in eine verticale geradlinige, diese wieder in eine drehende und endlich in eine horizontal fortschreitende umgesetzt werden — eine bedeutende Reibung, welche nur das angewandte grosse Pendel überwältigen konnte. Dieses brachte aber einen neuen Uebelstand mit sich: trotzdem dasselbe auswich und das untere Rad N gehörig drehte, nahm es doch den Drat nicht fort, trotzdem derselbe durch Hebung des oberen Radwerkes gehörig gespannt werden konnte. Infolge dessen ist die Axenlage der vom Stifte verzeichneten Curve fortwährend wechselnd, was man aber glücklicherweise erkennen und in Rechnung ziehen kann. Die Ordinaten der Curven sind in diesem Falle in ungleicher Skale verzeichnet, nichtsdestoweniger können aber die Diagramme zu relativen Vergleichen wol benützt werden. Bei einer Neuconstruction des Rheographen könnte der grosse Widerstand leicht umgangen werden, wenn man das obere Rad N gross wälte und so aufstellte, dass dessen Axe in die Verlängerung der Axen der Rollen C und C_1 fiel, mit denen es fest zu kupeln wäre.

Nichtsdestoweniger functionirte aber der Apparat sehr gut und empfindlich, und gab vortreffliche Resultate. Dank der Stärke der Ankerketten, des Flosses und Zeltes, trotzte unser Rheograph den stärksten Stürmen.

Zu verschiedenen Zeiten, und nach Tunlichkeit stürmisches Wetter suchend, verbrachte ich mehrere Tage allein auf dem Flosse, beobachtete die Functionirung des Instrumentes und mass fortwährend mit einem Messflügel der Hydrographi-

schen Section die tatsächlichen Geschwindigkeiten, daneben Temperatur und Durchsichtigkeit des Wassers.

Da die Orbitoidbahnen der Molekeln bei Wellengang auch horizontale Elemente enthalten, das Pendel also in solchem Falle rasche dichtgedrängte kleine Schwingungen vollführt, die ebenfalls treu verzeichnet wurden, so bestehen die Diagramme bei gewelltem Seespiegel niemals aus einfachen Curvenzügen, sondern aus dichtschräffirten Figuren, was den Zeichnungen ein eigentümliches Aussehen verleiht. Die Fig. 67 enthält einige dieser Rheogramme mit gleichzeitigen Linnogrammen zur leichteren Vergleichung. Der ursprüngliche Character der Curven ist beibehalten worden; sie erscheinen also schräffirt, wo die Originalzeichnungen ebenfalls Wellenbewegungen verraten. Wenn das Rheogramm die Axe stets ver-



Fig. 64. Das Floss des Rheographen und Evaporationsmessers. Nach einer Photographie von L. v. Lóczy.

änderte, so wurde ohne weitere Reduction mit punctirten und gestrichelten Linien die wahrscheinliche Linie hineingezeichnet, welche die momentanen Axen verbindet. Eine solche Reproduction mag allerdings beanstandet werden; es wird sich aber sogleich erweisen, dass jede Umformung im Grunde genommen überflüssig gewesen wäre.

Die Bezeichnung der Curven geschieht durch dieselben Zalen, wie bei den Linnogrammen, so dass *I* das Linnogramm von Keszthely, *II* jenes von Kenese, und *IV* den in Kenese beobachteten Wind bedeutet; endlich bedeutet *R* die Rheogramme, *T* die tatsächliche (gerade) oder wahrscheinliche Axe der Curven.

Bei den Curven vom 26. und 28. August 1896 ist das Winddiagramm für Kenese, (mit dem Diagramm der Fig. 18), bei den Zeichnungen vom 14. und

10. September 1896 dagegen für Keszthely (mit dem Diagramm der Fig. 17) gezeichnet. Leider functionirte der Limnograph von Keszthely den ganzen August hindurch nicht, und die meteorologischen Aufzeichnungen derselben Station standen mir bei Anfertigung der Figuren ebenfalls nicht zur Verfügung, sonst könnte ich den merkwürdigen Zusammenhang noch vollkommener nachweisen, der die im V. Abschnitt auseinandergesetzte Theorie mit so bewunderungswürdiger Genauigkeit bewahrheitet.

Die Ordinaten der Rheogramme sind positiv, liegen also über der Axe *T*, wenn das Wasser von Osten nach Westen, also von Kenese nach Keszthely strömt. Sie sind negativ, bleiben also unter der Axe *T*, wenn das Wasser von Westen gegen Osten, also von Keszthely gegen Kenese fliesst.

Die Figuren lassen sogleich erkennen, dass das Rheogramm fast ganz parallel den Limnogrammen von Kenese geht, und fast das Spiegelbild der Keszthelyer Curven darstellt. Daraus folgt, dass das Wasser desto schneller von Kenese nach Keszthely strömte, je höher die Denivellation das Wasser in Kenese auftrieb, und je tieferen Stand sie in Keszthely bewirkte. Die Strömung ist also gerade jener entgegengesetzt, die auf den ersten Augenblick erwartet würde.

Zu Zeiten grosser Strömungs-Geschwindigkeit mass ich dieselbe auch direct vom Flosse aus mit einem Messflügel, und zwar vom Spiegel bis zum Grunde, und überzeugte mich, dass die Strömung im ganzen Querschnitte der Enge stets gleichgerichtet ist. Das Pendel des Rheographen stand etwa in jener Schichte, wo die Geschwindigkeit ihr Maximum erreicht. Dieselbe ist übrigens mit der Tiefe nicht sonderlich veränderlich; so war z. B. am 17. Oktober 1896 Nachm. 1 Uhr 30 Minuten die von Westen gegen Osten gerichtete Stromgeschwindigkeit

in 2 m. Tiefe	32 cm./sec
» 4 » »	38 »
» 6 » »	27 »
» 8 » »	29 »

A 26. August 1896, als das Rheograph eine besonders schöne Curve (die erste der Fig. 67) zog, verbrachte ich den ganzen Tag auf dem Flosse; der Lauf der Erscheinungen war der folgende:

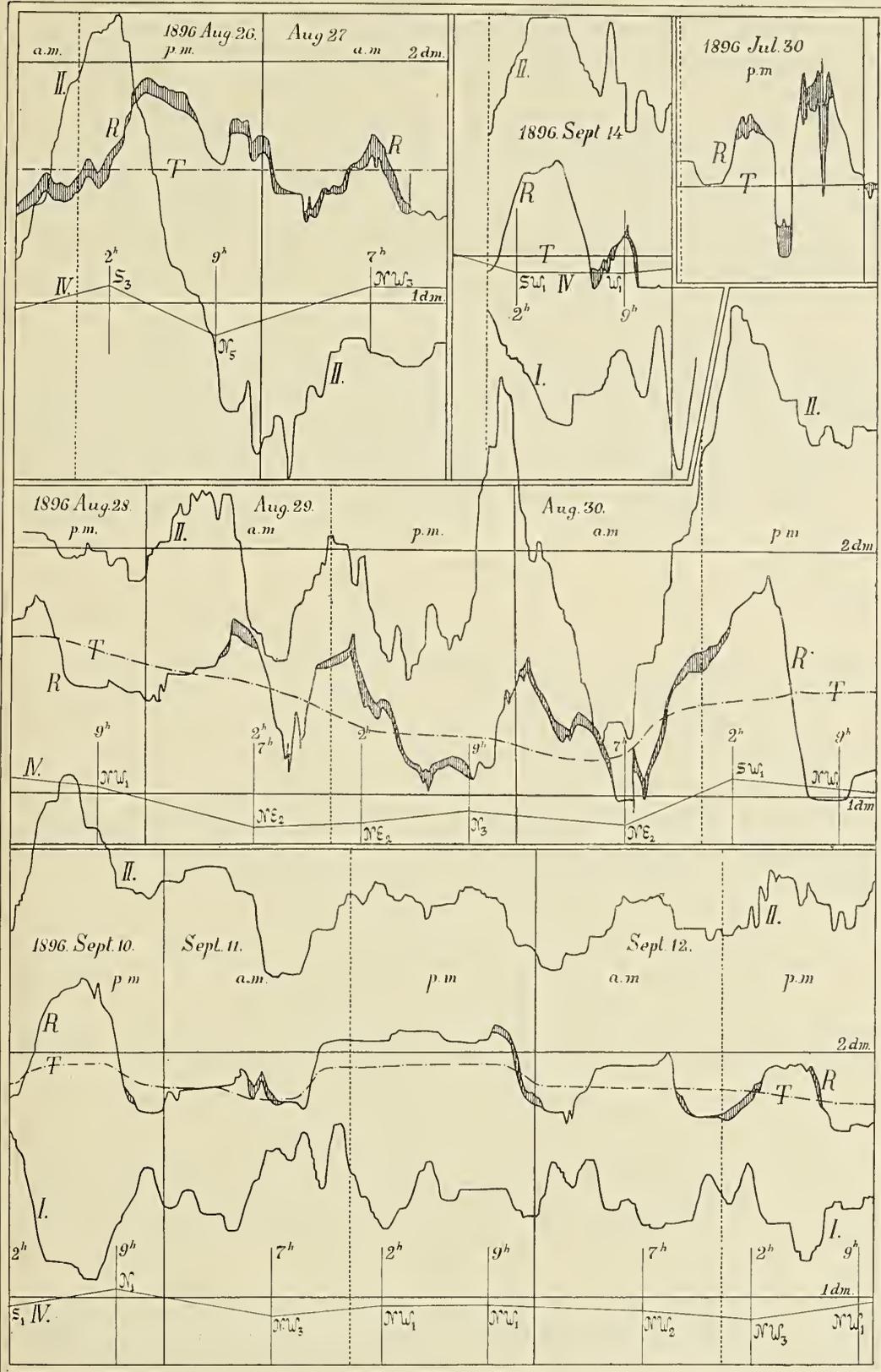
Früh am Morgen erhob sich der anfänglich WSW Wind, der später genau nach SW umlenkte und der die Denivellation auslöste. Als ich um 8 Uhr Früh das Floss bestieg, war der Wind schon ziemlich kräftig, die Wellen schäumten und eine allgemeine Strömung von West nach Ost war fühlbar. Die durch den Wind in dem Keszthelyer Becken nach vorne getriebenen Wassermassen drängten sich durch die Szántóder Enge, und der Limnograph von Kenese begann stark zu steigen. Die Denivellation nahm stets grössere Dimensionen an, doch verminderte sich zugleich die Strömung. Denn in dem Maasse als der Wind eine grössere Wassermasse vor sich herschob, vergrösserte sich auch das Gefälle von Osten gegen Westen, was der Entwicklung des Gegenstromes günstig ist. Das Gleichgewicht stellte sich gegen 1 Uhr Nachm. ein, der Wind war zu dieser Zeit sehr stark, und die auf der Wasserfläche angesammelte und gegen die Enge drängende Wassermasse gleich derjenigen, welche der Gegenstrom durch die Enge zurücktrieb. Endlich siegte die letztere, und der Gegenstrom setzte mit grosser Geschwin-

digkeit ein; die Schnelligkeit der Wendung mag aus den häufig angestellten Messungen erschen werden, bei welchen die positive Richtung einen von E nach W gerichteten Strom bedeutet. Es war die Geschwindigkeit:

um 2 ^h 10 ^m	— 0·03 m/sec	
» 2 ^h 20 ^m	+ 0·00	»
» 2 ^h 30 ^m	— 0·12	»
» 3 ^h 0 ^m	+ 0·15	»
» 3 ^h 10 ^m	+ 0·27	»
» 3 ^h 20 ^m	+ 0·34	»
» 3 ^h 30 ^m	+ 0·48	»
» 3 ^h 40 ^m	+ 0·51	»
» 3 ^h 50 ^m	+ 0·53	»
» 4 ^h 0 ^m	+ 0·52	»
» 4 ^h 10 ^m	+ 0·60	»

Die letztere bedeutende Geschwindigkeit dauerte fast eine Stunde lang an, und ich gewann den Eindruck, als ob sich ein wirklicher Strom mit seinen Schnellen und Strudeln zu meinen Füßen wälzte. Und all diese Bewegung entgegen dem Winde und den Wellen! In der Einschnürung wuchsen die Wellen hoch an, zugleich verkürzten sie sich, und ihre Kämme stürzten rückwärts über. Der Wind war noch immer recht stark, hatte aber seit Nachm. 2 Uhr doch nicht unbedeutend an Stärke eingebüsst, und erstarb um 5 Uhr fast gänzlich. Als der Gegenstrom mit so bedeutender Geschwindigkeit einsetzte, stieg der Linnograph zu Kenese noch eine Zeit lang an, zeigte sodann rasch fallendes Wasser an, und da sich spät Abends der Wind wandte und von Norden bliess, ging auch die Denivellation in eine entgegengesetzte über.

Auch an den übrigen Curven zeigt sich und vielleicht noch entscheidender, dass bei Erreichung des positiven Maximums der Strömung, das Linnogramm von Kenese fallend, das von Keszthely steigend Wasser anzeigt. Der Wind bedingt also zunächst eine Strömung in seiner eigenen Richtung, die aber nur so lange andauert, bis das durch die Denivellation hervorgerufene Gefälle eine gewisse Grenze nicht überschreitet. Ist dies der Fall, so wird der dadurch hervorgerufene Gegenstrom so kräftig, dass er den directen Strom im Gleichgewicht zu halten im Stande ist, und einen stationären Zustand einleitet. Nun hängt viel von der Haltung des Windes ab. Dauert er in gleichförmiger Stärke auch nach Erreichen des Gleichgewichtes noch fort, so entsteht in Kenese und Keszthely ein langlebige Maximum, beziehentlich Minimum, unter dessen ganzer Dauer die Strömung in der Enge nach dem Gefälle der denivellirten Fläche treibt. So war z. B. am 11. September 1896 Nachmittags in Kenese ein andauerndes Maximum, in Keszthely ein ebensolches Minimum; unter dessen strömte das Wasser mit konstanter Geschwindigkeit von Kenese weg gegen Keszthely als unzweifelhafter Beleg dessen, dass die Strömungen unter dem denivellirten Spiegel in einer dünnen Oberflächenschichte mit dem Winde, in dem ganzen übrigen Querschnitte des Sees dagegen gegen denselben gehen, wie es im Abschnitte V. auseinandergesetzt wurde. Es kann sohin kein Zweifel mehr darüber bestehen, dass die von Zöppritz geläugneten Strömungen in der Tat zustande kommen, und dass die Steigung



Figur 67.

des kalten Wassers am Luv-Ufer, die Anhäufung des warmen Wassers am Lee-Ufer von denjenigen Strömungen herrühren, welche eine Folge der Winddenivellationen sind.

Die Form des Querschnittes der Tihanyer Einschnürung ist in Figur 68 gegeben; sowol die Entfernungen, als die Tiefen sind in Metern angeschrieben, die ersteren von der Szántóder Fähre gerechnet. Bei Kenntniss der Figur des Querschnittes kann die mittlere Geschwindigkeit für die verschiedenen Gefälle annäherungsweise berechnet werden. Ich benützte zu diesem Zwecke die Formel von Eytelwein:

$$v = k \sqrt{R \cdot J},$$

wo v die mittlere Geschwindigkeit, R den hydraulischen Radius (Quotient aus der Fläche des Querschnittes und der Länge der Beckenlinie dieses Schnittes, welche nahezu mit der Breite des Sees übereinstimmt), J das Gefälle, und k einen nur empirisch zu bestimmenden Coefficienten bedeutet. Nach den Vorschriften von Ganguillet und Kutter wurde $k = 53$ gesetzt.

Da der Querschnitt $F = 3384 \text{ m}^2$ hält, und die Länge der Beckenlinie $P = 750 \text{ m}$ ist, so wird

$$R = \frac{F}{P} = 4.51 \text{ m},$$

wobei nur dasjenige Becken als Strombecken betrachtet wird, in welchem die Tiefe des Wassers 1 m übersteigt. Diese Einschränkung ist nötig; widrigenfalls übe die sehr geringe Geschwindigkeit über jenen ausserordentlich seichten, aber sehr breiten Länden, die die Szántóder Ufer säumen, ihren ungünstigen Einfluss auf die mittlere Geschwindigkeit.

Ist die Denivellation in Kenese 10 cm., und ähnlich doch von entgegengesetztem Sinne dieselbe auch in Keszthely 10 cm., so wird das Gefälle, dieses über der ganzen Länge des Sees gleichförmig angenommen,

$$J = 0.000003 \text{ und } v = 0.20 \text{ m/sec.}$$

Beträgt dagegen die Denivellation 20—20 cm., so wird

$$J = 0.000006 \text{ und } v = 0.28 \text{ m/sec.}$$

und ist sie endlich 30—30 cm., wie sie auf dem Plattensee noch vorkommen, wird

$$J = 0.000009 \text{ und } v = 0.34 \text{ m/sec.}$$

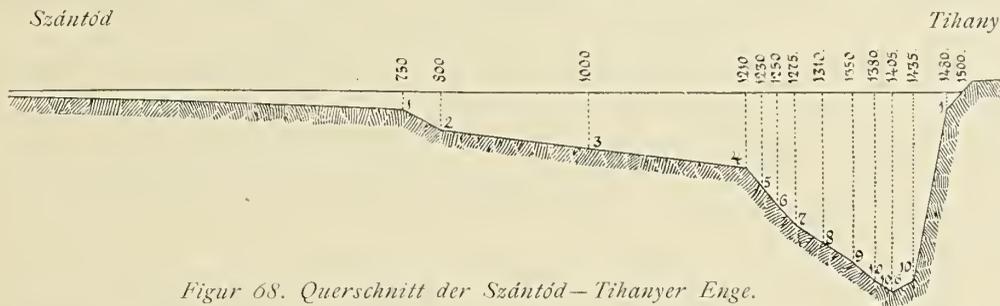
Doch ist die Annahme eines gleichförmigen Gefälles nicht gestattet. In dem Beckenteile zwischen Tihany und Kenese kann bei demselben Gefälle durch jeden Querschnitt eine viel grössere Wassermenge hindurchströmen, als in der Tihanyer Enge, da deren Fläche bei der zwar kleineren mittleren Geschwindigkeit unvergleichlich grösser ist.

Ist das Gefälle z. B. $J = 0.000006$, so ist die Geschwindigkeit in dem Querschnitte zwischen Alsó-Örs und Siófok $v = 0.25 \text{ m/sec}$, da der Querschnitt 41937 m^2 , dessen Breite 10950 m. und daher der hydraulische Radius $R = 3.83 \text{ m}$ beträgt; die durchströmende Wassermenge wird daher $Q = Fv = 10484 \text{ m}^3/\text{sec}$.

Bei demselben Gefälle ist die Geschwindigkeit in der Enge von Tihany zwar 0.28 m/sec, aber die gelieferte Wassermenge nur 947.5 m³/sec, also noch nicht der zehnte Teil der vorhergehenden.

Unter solchen Verhältnissen kann natürlich in dem Beckenteile von Tihany bis Kenese der Spiegel eventuell ganz in die ursprüngliche Niveaulfläche zurückkehren, wenn schon in dem westlichen und östlichen Becken noch Unterschiede des mittleren Wasserstandes bestehen. Es ist sogar möglich, dass der Spiegel des Keszthely--Tihanyer Beckens ins Gleichgewicht geriet, noch bevor die Strömung in der Enge den Unterschied des Wasserstandes in den zwei Becken ausgeglichen hätte. Dann wird in dem Stande des Spiegels ein stufenartiger Sprung zu bemerken sein, und das Gefälle in der Enge muss beträchtlich grösser sein, als das ursprüngliche mittlere Gefälle war. Infolge der seicheartigen Ausbiegung kann in beiden Becken die Oberfläche sogar über das Niveau der Ruhelage steigen, wenn die Strömung in der Enge bis dahin den Spiegel noch nicht ausgeglichen hätte, was leicht denkbar ist.*)

Dass diese Situation in der Tat zu Stande kommen kann, dafür mag das Beispiel jenes Falles sprechen, in welchem in dem Keszthelyer Becken eine



Figur 68. Querschnitt der Szántód-Tihanyer Enge.

Schwingung von $2\frac{1}{2}$, in dem von Kenese eine solche von 2 Stunden besteht. Da die Perioden verschieden sind, kann es vorkommen, dass in Folge der Keszthelyer Schwingung von $2\frac{1}{2}$ Stunden bei Tihany gerade zu der Zeit minimaler Wasserstand entsteht, da die 2-stündige Schwingung von Kenese an den östlichen Ufern von Tihany ein Maximum desselben hervorbringt. Die Amplitude beider regelmässigen Schwingungen sei 10 cm., was durchaus keine Seltenheit ist. Da die Entfernung der beiden Querschnitte zu beiden Seiten Tihany 3500 m. beträgt, so wird das Gefälle $J = 0.000029$ und demzufolge die Geschwindigkeit 0.60 m/sec. Es kommt sogar vor, dass die Amplitude beider Seiches 20 cm. beträgt, und in diesem Falle wird $J = 0.000059$ und $v = 0.86$ m/sec. Dies letztere ist schon eine gewöhnliche Flussgeschwindigkeit, insofern die mittlere Geschwindigkeit der Donau bei Budapest ebenfalls 80 cm/sec beträgt. Ueber dem tiefsten Punkte der Tihanyer Enge ist die Geschwindigkeit natürlich bedeutend grösser als die mittlere, und in dem Stromstriche kann sie ohne Zweifel 1.0 m.—1.2 m. ausmachen.

*) Nimmt man an den Endpunkten beider Becken eine Wasserstandzunahme von 20 cm. an, was voraussetzt, dass beide Becken theoretisch gleich gross geschätzt werden, so häuft sich in dem einen ein Ueberschuss von 32 Millionen m³ an. Nimmt man in der Enge die Strömungsgeschwindigkeit zu 0.40 m/sec an, so braucht es $6\frac{1}{4}$ Stunden, um die Ausgleichung herbeizuführen, was sehr gut mit dem Umstande stimmt, dass die Periode der regelmässigen uninodalen Schwingung doppelt soviel, also fast 12 Stunden, beträgt.

Am 26. August 1896. als das Floss noch nicht im Stromstrich stand, mass ich eine Geschwindigkeit von 60 cm/sec, während nach Aussage der Fährleute noch bedeutend grössere Strömungen vorkommen. Unsere Rechnungen stehen also mit der Erfahrung in durchaus guter Uebereinstimmung.

Aus allem dem ist ersichtlich, dass Denivellation und Gegenstrom in einem stellenweise geschnürten Becken durchaus nicht einfache Vorgänge sind.

Zu Beginn einer Denivellation denivellirt sich jedes der beiden Becken ganz unabhängig vom anderen; sowol die grösste Wasserhöhe des einen, als der tiefste Wasserstand des anderen Beckens fallen auf die Ufer von Tihany. Ist z. B. der Wind ein westlicher, so stellt sich in Keszthely Niedrigwasser, am Westufer von Tihany Hochwasser, an dessen Ostufer dagegen Niedrigwasser und bei Kenese wieder Hochwasser ein. So entsteht am Ein- und Ausgange der Enge eine Niveaudifferenz, derart, dass der westliche Spiegel höher steht, als der östliche. Es setzt daher die Strömung ein, die durch die Enge mit dem Winde treibt. Diese kann jedoch nur solange andauern, bis das Gefälle bestehen bleibt; das Verschwinden desselben kann auf zwei Ursachen zurückgeführt werden: entweder ist die Strömung so rasch und von so langer Dauer, dass das zur Ausgleichung des Wasserstandsunterschiedes erforderliche Wasser ganz aus dem Keszthelyer Becken überführt wird, ohne dass hierdurch die denivellirende Kraft und in Folge dessen auch das absolute Mass (Neigung des denivellirten Spiegels gegen die geoidische Niveaulfläche) der Sonderdenivellation der beiden Becken eine Aenderung litte. Oder aber es verringert sich die Wirkung der denivellirenden Kraft und in beiden Becken überwiegt die Denivellation, jedoch in jedem derselben gesondert, wodurch das Gefälle in der Szántóder Enge aufhört, ja sogar in das entgegengesetzte übergeht.

Sowie in beiden Fällen das Gefälle verschwindet, beziehentlich dem Sinne nach sich in das entgegengesetzte verwandelt, entsteht in der Enge sogleich der Gegenstrom. Im ersteren Falle ist der Gegenstrom ganz allgemein auf dem ganzen See, doch ist die Oberfläche nicht längs des ganzen Sees gegen die geodätische Niveaulfläche constant geneigt, sondern in dem Szántóder Querschnitte finden wir dessen Kleinheit halber ein beträchtlich grösseres Gefälle, als in den beiden Teilbecken. Auch dieser Fall ist genügend verwickelt; er wird es noch mehr, wenn die Wirkung der denivellirenden Ursache aufhört und die Wasserfläche seicheartige Bewegungen annimmt. Hiemit wird der gegenseitige Zusammenhang zwischen Strömung und Wasserstand ausserordentlich complicirt und kann nur in grossen Zügen klar dargelegt werden.

Nur bei Bewegungen von so kleiner Amplitude, wie es die uninodale Längsseiche des Sees ist, kann von diesen Verwickelungen abgesehen werden und darf die Annahme stattfinden, dass das Gefälle über dem ganzen See trotz der Szántóder Enge constant ist; wegen den vor dem Tore der Enge abwechselnd entstehenden Stauungen wird aber gerade an diesem Querschnitte der Knoten der Schwingung gebildet werden. Die Erscheinung wird in gewissem Maasse jenen Bewegungen ähnlich, die auch in communicierenden Gefässen beobachtet werden können. Nur bleibt die Oberfläche dort in beiden Röhren constant horizontal, während hier in beiden Becken ein geringes Gefälle zu Stande kommt, das jedoch nicht so gross ausfällt, als es ohne die Einschnürung geschehen würde.

Um wie viel einfacher gestalten sich die Verhältnisse auf so offenen, nicht

geschnürten Seen, wie es der Léman, oder der Bodensee ist! Auf diesen sind die Erscheinungen der Seiches natürlich viel regelmässiger, continuirlich, und das Gefälle ist (abgesehen von der Abweichung der Oberfläche der stehenden Welle) dasselbe durch die ganze Länge des Sees. Neben den schon früher angezogenen Gründen mag auch dieser Umstand viel dazu beitragen, dass unser Plattensee viel unregelmässiger Wasserstandschwankungen aufweist, als die tiefen Alpenseen. Die eigenen regelmässigen Schwankungen der einzelnen Teilbecken lieferten sehr schöne Diagramme gegenüber jenen der Längsschwingungen des ganzen Sees. Diese verzeichnet sich nur dann regelmässig, wenn die Amplitude gering ist, während die Sonderschwingungen der Teilbecken Wellen liefern, deren Höhe jener der Alpenseen nahe kommt.

Fasst man die Resultate zusammen, so erweist sich ohne jeden Zweifel, dass die Strömung in der Szántóder Enge nur kurze Zeit mit dem Winde geht, bei Vergrösserung der Denivellation aber dem Gefälle nach, also entgegen dem Winde läuft. Eine Vergleichung der Rheogramme und Linnogramme zeigt mit Sicherheit, dass die Denivellation selbst dann noch lange Zeit hindurch anwachsen kann, wenn das Wasser im ganzen Querschnitt dem Winde entgegen, also dem Gefälle nach strömt. Mit der Vergrösserung der Denivellation verstärkt sich auch der Gegenstrom, und erreicht sein Maximum kurz nach dem Maximum der Denivellation. Es ist also unzweifelhaft erwiesen, dass die Windstauung in der Tat einen sehr beträchtlichen Gegenstrom bewirkt, der in Becken einfacher Form zugleich mit der Denivellation beginnt, während er auf dem Plattensee infolge der Behinderung durch die Enge von Tihany etwas verspätet.

Ist die Ursache der Denivellation eine andere, z. B. plötzliche Aenderung des Luftdruckes, so ähneln die Strömungen noch mehr den Bewegungen in communicierenden Gefässen, da in diesem Falle der Gegenstrom nur nach Aenderung der wirkenden Ursache zu Stande kommt. In diesem Falle ist die Erscheinung also eine bedeutend einfachere.

Strömungen kommen natürlicherweise auch in den übrigen Teilen des Sees vor, da sie ja eine notwendige Folge der Denivellationen sind, doch entwickeln sie sich bei Weitem nicht in so einfacher Weise, wie unter den einfachsten Voraussetzungen. Becken- und Ufergestaltung, verschiedene locale Denivellationen modificieren die Topographie der Strömungen, und nur ihr Mittelwert kann der näherungsweise Theorie entsprechen. Die morphologische Behandlung der Strömungen überschreitet den Ramen meines Gegenstandes, ich zog sie nur insoweit heran, als es der Zusammenhang mit der Frage der Denivellationen erforderte.

A n h a n g.

Nicht der Plattensee-Commission gebührt das Verdienst, die Wasserstände des Sees zuerst automatisch verzeichnen lassen zu haben. Herr Anton Hencz, Architect zu Keszthely, einer der gründlichsten Kenner des Plattensees, mass schon im Jahre 1890 mit registrierenden Pegeln. Die Beschreibung und Wirkungsweise seines Instrumentes theile ich nach seiner eigenen, der Commission brieflich eingesendeten Beschreibung mit:

« . . . Es fesselte mein Interesse zu wissen, ob das Wasser wachse oder abnehme, und ich ahnte auch einigermaßen die Existenz einer periodischen Flut und Ebbe, die nur bei Ausschluss der vom Wind erzeugten Wellen pünktlich beobachtet werden kann. Ich liess daher nahe zum Ufer einen Brunnen graben, und verband denselben mit einem dünnen Rohre mit dem Wasser des Sees; darüber baute ich eine kleine Hütte, an deren Dach eine Rolle, an deren einer Seite ein Glasfenster, an der Rückwand ein nicht völlig verticales Reissbrett befestigt wurde. Darauf wurde eine geschlossene Blechkugel angefertigt und diese mittels einer über die Rolle geführte Schnur ins Wasser gesenkt. Das freie Schnurende wurde in geeigneter Höhe durch ein kleines Brett beschwert, das in der Mitte durchbohrt zur Aufnahme und Führung eines Bleistiftes eingerichtet war.

Je nachdem der Schwimmer in dem Brunnen sich hob oder senkte, bewegte sich auch der Bleistift, und da er auf dem ein wenig schief stehenden Zeichenbrette mit geringem Drucke lag, verzeichnete er seine Bewegung.

Damit die auf- und abwärtsgehenden Linien nicht sämtlich übereinander fallen, ersann ich Taster, welche den Schreibstift bei jedem Maximum und Minimum seitlich ablenken; später erwies es sich aber, dass es genüge, die Leitschnur bei der ersten Einstellung soweit schief zu stellen, als es die Reibung des Bleistiftes erlaubte, um zu erreichen, dass die gezeichneten Linien 2—3 Tage hindurch getrennt werden. Erlaubte es dann meine Zeit, so wurde ein neues Papier aufgezogen, oder das alte verschoben, und zugleich die Zeit notirt.

Diese primitive Anordnung tat Jahre hindurch ihre guten Dienste: der mittlere Wasserstand war stets genau bekannt, und die Abweichungen, Maxima und Minima der Wellenbewegung waren genau erkennbar, nur deren Zeitpunkt konnte nicht auf Minuten genau bestimmt werden.

Dieser Linnograph wurde im Frühjahr 1890 angefertigt; seine Kosten beliefen sich auf etwa 50 fl. Die Linnogramme stellte ich, sobald ein exacterer Linnograph aufgestellt wurde, Herrn Ludwig von Lóczy zur Verfügung.»

Auf den Diagrammen ist leicht zu erkennen, dass die Amplitude der Schwankungen 40—50 cm. beträgt, und dass sie sehr unregelmässig und dicht aufeinander folgen. Der Apparat hätte ganz gut functioniren können, wenn das Papier durch ein Uhrwerk gezogen worden wäre, was jedoch des Kostenpunktes halber umgangen wurde. Den Hauptzweck, nämlich die Bestimmung des Mittelwassers, erreichte man durch den Apparat ganz gut, derselbe ist aus den uns vorliegenden sehr complicirten Zeichnungen mit grosser Schärfe zu entnehmen.

Zeitweise notirte Herr Hencz auf die Zeichnungen auch die Richtung und Stärke des Windes, und man übersieht leicht, dass starke Schwankungen nur bei heftigem Winde auftreten, während bei ruhigem Wetter die Amplitude der Schwingungen bedeutend kleiner ist. Eine pünktliche Bestimmung des Zusammenhanges beider Factoren wäre natürlich auf Grund dieser Zeichnungen nicht möglich, doch können die elementarsten Folgerungen auch aus diesen schon gezogen werden. Vor der Untersuchung der neuen Linnographcurven machte mich Herr Hencz auf Grund seiner Aufzeichnungen schon aufmerksam, dass die Ursache der Seeschwankungen grösstenteils im Winde zu suchen sein werde.

INHALTS-VERZEICHNISS.

	Seite
Vorwort	3
I. Abschnitt. Wasserstandmessungen des Sees	5
II. » Untersuchung der Linnographcurven des Plattensees	16
III. » Die unregelmässigen aperiodischen Bewegungen des Plattensees	22
IV. » Wind und Denivellation	26
V. » Ursache der denivellirenden Wirkung des Windes	51
VI. » Wirkung der Luftdruckänderungen	65
VII. » Andere möglichen Ursachen der Denivellationen	77
VIII. » Regelmässige Schwankungen	82
IX. » Die regelmässigen Schwankungen des Plattensees	92
X. » De Strömungen in der Enge von Tihany	106
Anhang	117
