

Dichteunterschiede und Temperaturverteilung hauptsächlich der Binnenseen.

Von Prof. Dr. Axel Hamberg, Uppsala.

(Mit 1 Karte.)

I. Einwirkung der Dichteunterschiede auf die Fortpflanzung der Wärme in den Gewässern.

In Peterm. Mitt., Februar 1911, hat Prof. F. M. Exner auf eine Abhandlung von E. A. Birge¹⁾ über den Einfluß der Dichte auf die Wärmefortpflanzung in den Binnenseen die Aufmerksamkeit gelenkt. Die Wärme verbreite sich von der Oberfläche in die tieferen Schichten durch verschiedene Agentien, unter denen der wichtigste der Wind sei, der die wärmeren Schichten der Oberfläche mit kälteren der Tiefe mische. Der Effekt des Windes als wärmeverbreitender Faktor werde von dem durch die geringere Dichte des gewärmten Oberflächenwassers geleisteten thermischen Widerstand gegen Mischung vermindert und begrenzt.

Genau dieselbe Anschauung von der Bedeutung der Dichteunterschiede auf die Wärmefortpflanzung wie E. A. Birge habe ich vor 15 Jahren in einer Arbeit: »Temperaturobservationer i Mälaren och Saltsjön vid Stockholm«²⁾ (Temperaturbeobachtungen in dem Mälarsee und dem Salzsee bei Stockholm) ausgesprochen. Die Arbeit ist in Peterm. Mitt. 1898, LB. Nr. 119, kurz referiert, jedoch ist im Referat meine theoretische Auffassung nicht erwähnt worden. Da letztere nunmehr durch die Abhandlung von Birge eine gewisse Aktualität erlangt hat, gestatte ich mir, sie hier kurz zu skizzieren.

¹⁾ An unregarded factor in lake temperatures. (Tr. Wisconsin Ac. of Sc., Arts and Letters XVI, Heft 2, Madison 1910.) Da das Zeitschriftchen in Schweden noch nicht ausgegeben war, verdanke ich einem von Herrn Prof. Exner mir gütigst geliehenen Separatabdruck meine Kenntnis der Originalabhandlung.

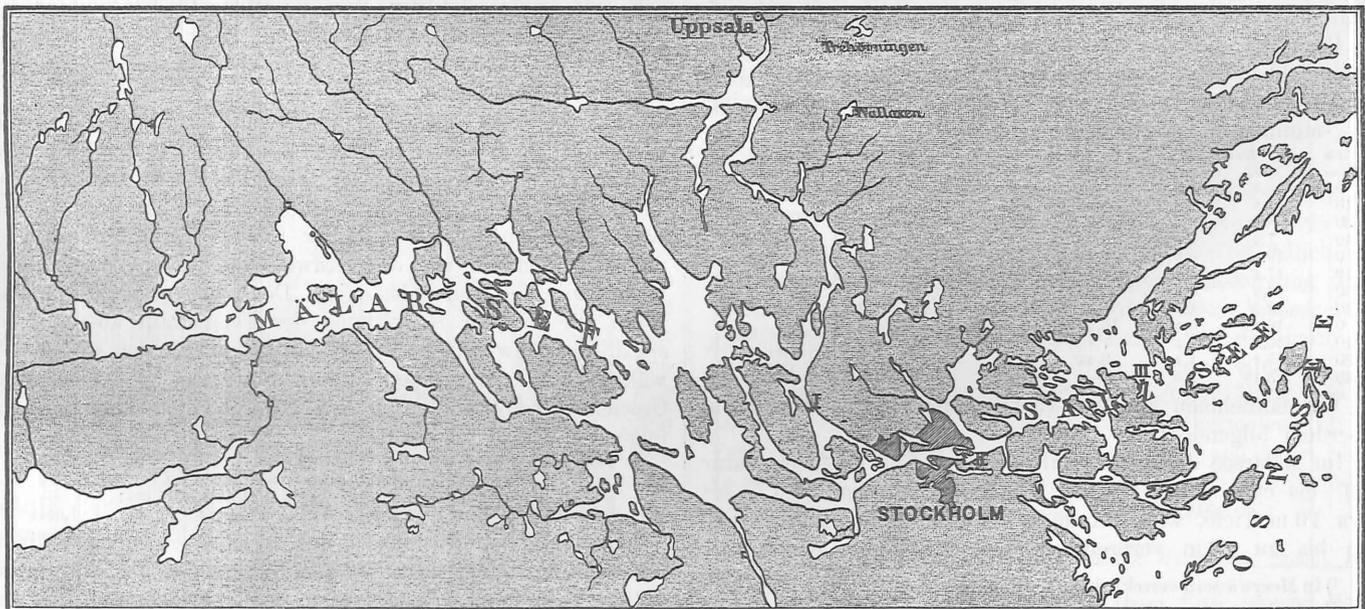
²⁾ Bih. Kgl. Svenska Vet.-Ak. Handl. XXI, Stockholm 1896, Abt. 1, Nr. 4.

Westlich von Stockholm dehnt sich der 117 km lange Mälarsee aus, dessen Oberfläche 1163 qkm beträgt. Der See ist, wie die beigelegte Karte zeigt, von Inseln verschiedener Größe gefüllt und besteht aus einem komplizierten System von Busen, Sunden und wenigen größeren Wasserflächen (schwed. = fjärdar). Der »Salzsee« östlich von Stockholm hat genau denselben Charakter wie der Mälarsee und bildet bis zum Anfang der Ostsee einen Archipel (schwed. = skärgård). Innerhalb der Stadt Stockholm liegt der etwa 1 km lange und meist nicht reißende Ausfluß des Mälarsees.

Die Oberfläche des Mälarsees liegt im Mittel nur etwa 24 cm oberhalb derjenigen der Ostsee. Bei verhältnismäßig hohem Wasserstand der letzteren und niedrigem des Mälarsees kann die Richtung der Strömung umkehren und salzhaltiges Wasser aus der Ostsee in den Mälarsee einströmen. Dies findet im Mittel während etwa 32 Tagen im Jahre statt. Da das Land sich relativ zum Meere in Hebung befindet, ist der Mälarsee vormals ein Busen der Ostsee gewesen, der von letzterer noch nicht völlig getrennt ist, sondern noch in intermittierender Verbindung (F. L. Ekman) mit ihr steht.

Die Tiefen dieses Wassersystems sind sehr unregelmäßig verteilt. Die größeren Wasserflächen haben häufig eine Tiefe von 50 m und mehr, dazwischen befinden sich Bodenschwellen von nur 10 bis 20 m Tiefe.

Der Salzgehalt der Ostsee östlich von Stockholms Skärgård beträgt etwa 6 Prom. Im Salzsee zwischen den äußersten Schären und Stockholm sinkt dieser Salzgehalt an der Oberfläche bis etwa 1 Prom., in den tieferen Schichten bleibt aber der Salzgehalt ziemlich hoch und beträgt sogar ganz an der Mündung des Mälarsees noch etwa 5 Prom. in 10 m Tiefe.



Übersichtskärtchen der Gewässer in der Umgebung von Stockholm. — ×I, ×II, ×III = Stationen der Temperaturbeobachtungen.

Bei nach dem Mälarsee gerichteter Strömung kann salzhaltiges Wasser sich auch in die tieferen Becken dieses Binnensees verbreiten. Ausnahmsweise sind in seinen östlichsten Senkungen Salzgehalte bis zu 3,5 Prom. beobachtet worden. In den zentraleren Becken scheint der Salzgehalt kaum 1 Prom. zu übersteigen. So hohe Salzgehalte entstehen aber nur bei selten vorkommender sehr anhaltender Einströmung und werden bald wieder herabgesetzt. In den zentraleren Becken des Mälarsee dürften die Salzgehalte des Bodenwassers zwischen 0,03 und 1 Prom. schwanken.

In diesem Wassersystem führte ich in den Jahren 1885 bis 1888 eine Untersuchung über die Temperaturschwankungen in verschiedenen Tiefen aus. Diese Beobachtungen wurden an drei Stationen angestellt, unter denen eine (I) im Mälarsee, eine zweite (II) im Salzsee unmittelbar außerhalb der Mündung des Mälarsees bei Stockholm und eine dritte (III) in den östlicheren äußeren Teilen des Skärgårds von Stockholm lag.

An der Station I hatte das Wasser in den Jahren 1886 und 1887 einen Chlorgehalt von nur etwa 0,01 Prom., im Sommer 1888 stieg der Chlorgehalt plötzlich auf 0,5 Prom. in den tieferen Schichten¹⁾. Nur in den erstgenannten Jahren verhielt sich der See folglich als ein Binnensee.

An der Station II und III waren die Chlorgehalte im Mittel von mehreren Bestimmungen folgende:

Tiefe in m	0	5	10	20	30	50
	g Chlor per Liter					
Station II . . .	0,50	1,61	2,48	2,77	2,84	—
„ III . . .	1,55	2,57	2,99	3,14	—	3,29

Letztere Station enthält einen sowohl größeren als gleichmäßiger verteilten Salzgehalt als die Station II.

Die Temperaturbeobachtungen fanden an jeder Station meist am Anfang oder Ende jeden Monats statt. Es zeigte sich schon nach wenigen Beobachtungsreihen, daß sich die Oberflächentemperaturen an den verschiedenen Stationen einigermaßen gleich verhielten, daß aber die Geschwindigkeit, mit der sich die Oberflächentemperaturen in die Tiefe verbreiteten, stark schwankten.

Bezüglich der Detailbeobachtungen verweise ich auf die Originalabhandlung. Ein unserm Zweck genügender Auszug enthält folgende Tabelle der jährlichen Temperaturmaxima und -minima in verschiedenen Tiefen.

Tiefe in m	Station I		Station II		Station III		Zeitperiode
	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	
0	+18,5°	+0,0°	+18,2°	+0,0°	+17,8°	+0,0°	April bis Dezember 1886
10	17,6	2,6	6,4	3,85	13,4	1,4	
30	8,9	3,4	3,8	2,3	6,7	0,6	
40	7,9	2,9	—	—	6,7	0,8	
0	19,7	0,0	19,2	0,0	15,5	0,0	1887
10	17,4	0,2	10,1	3,6	14,0	1,1	
30	12,5	1,5	5,2	3,55	10,6	1,6	
40	9,3	1,3	—	—	9,2	2,2	
0	16,1	0,0	16,2	0,0	16,8	0,0	Januar bis September 1888
10	16,0	0,2	7,4	1,2	10,2	0,7	
30	5,2	1,3	3,95	1,3	3,2	0,5	
40	3,15	1,5	—	—	1,3	0,4	

Wir entnehmen aus den Tabellen der Originalabhandlung außerdem folgendes:

Im Mälarsee drang im Laufe des Sommers die Temperatur +9° bis etwa 40 m, +12° bis etwa 20 m und +17° bis etwa 10 m Tiefe, während im Winter die Temperatur +1,5° sich bis zu 40 m verbreitete. Eine Ausnahme bildet aber

¹⁾ In Meerwässern verschiedener Verdünnung findet man nach Knudsen im allgemeinen folgendes Verhältnis zwischen dem Salzgehalt (S) und dem Chlorgehalt (Cl): S = 0,03 + 1,805 Cl.

das Jahr 1888, da etwas Salzwasser in den Mälarsee hineingekommen war. Da ging +9° nicht tiefer als bis zu 20 m und +12° bis zu 18 m.

Ganz andere Verhältnisse zeigt die Station II an der Mündung des Mälarsees in den Salzsee. Die Sommertemperaturen über +9° dringen da meist nicht unter 10 m Tiefe, während die Wintertemperaturen in derselben Tiefe ziemlich hoch bleiben. In den größeren Tiefen sind die Schwankungen der Temperatur noch geringer. Die Station III zeigt Verhältnisse, die zwischen denjenigen der Stationen I und II liegen. Für die Jahresamplituden der Temperatur bekommt man aus der oben angeführten Tabelle folgende Mittelwerte:

Tiefe in m	Station I	Station II	Station III
0	18,1°	17,9°	16,6°
10	16,0	5,1	11,5
30	6,8	1,9	5,9
40	4,9	—	4,6

Diese Mittelwerte der jährlichen Temperaturschwankungen in verschiedenen Tiefen zeigen vielleicht noch deutlicher, wie verschieden die drei Stationen sich hinsichtlich der Verbreitung der Wärme von der Oberfläche in die tieferen Schichten verhalten. Wenn wir uns auf die zehn obersten Meter beschränken, kann die Wärmeverbreitungsfähigkeit in der Station III als doppelt so groß und diejenige in der Station I als dreimal so groß wie in der Station II angesehen werden.

Eine ganz elementare Betrachtung lehrt sogleich, daß es sich hier um eine sog. Leitung der Wärme nicht handeln kann. Der Gehalt an Salz in den Gewässern der Stationen II und III könnte nicht die Leitung in der Weise verändern, daß dadurch die oben angeführten Beobachtungen erklärt würden, denn zu allererst ist es bekannt, daß ein geringer Salzgehalt das Wärmeleitungsvermögen des Wassers nicht stark verändert, dann wäre es aber auch unter der gegebenen Annahme unerklärlich, warum das Wasser der Station II mit einem mittleren Salzgehalt das geringste Leitungsvermögen besäße. Übrigens ist es auch bekannt, daß die wirkliche Wärmeleitung des Wassers, wie die anderer Flüssigkeiten, sehr gering ist oder von etwa derselben Größenordnung wie diejenige der häufigsten Gesteine. Aber in der Erdrinde werden die Jahresschwankungen der Temperatur in 10 m Tiefe fast unmerklich.

Es war also klar, daß die Verbreitung der Wärme in den natürlichen Gewässern hauptsächlich nicht durch Leitung, sondern durch Mischung von Wasserschichten verschiedener Temperatur stattfand. Die verzögernde Wirkung, die das Salz dabei hatte, war offenbar nicht dem Salzgehalt proportional, sondern von dem Anwachsen des spezifischen Gewichts mit der Tiefe abhängig. Denn in der Station I war, wenn wir von der Einwirkung der Temperatur absehen, das spezifische Gewicht des Wassers in allen Schichten fast gleich, während in den beiden andern Stationen die spezifischen Gewichte (bei 0/4°), nach den Chlorgehalten berechnet, in folgender Weise schwankten.

Tiefe in m	0	5	10	20	30	50
	Spezifische Gewichte bei 0/4°					
Station II	1,0007	1,0024	1,0036	1,0040	1,0041	—
Station III	1,0021	1,0038	1,0044	1,0046	—	1,0048

Das schnellste Anwachsen des spezifischen Gewichts findet also an der Station statt, wo dem Eindringen der Wärme der größte Widerstand geleistet wird und umgekehrt. Dieser Zusammenhang zwischen dem Anwachsen der Dichte und der

Verlangsamung der Temperaturwellen wurde von mir in der betreffenden Abhandlung auf folgende Weise erklärt¹⁾.

»Wenn der Wind über eine Wasserfläche weht, verursacht er eine Oberflächenströmung in der Windrichtung und eine Stauung der Wasserfläche in derselben Richtung. Diese Stauung veranlaßt in den tieferen Schichten eine Strömung in entgegengesetzter Richtung, was eine aufsteigende Strömung an dem Leestrand und eine sinkende an dem entgegengesetzten zur Folge hat. Daß eine solche vom Winde hervorgerufene Zirkulation wirklich in unsern stehenden Gewässern vorkommt, habe ich mehrmals mit dem Thermometer bestätigen können, da bei kräftigem Wind im Sommer das Oberflächenwasser an dem Ufer, von dem der Wind kam, sich stets kälter gezeigt hat als an demjenigen, wo der Wind aufliegt²⁾.

Außer der größeren oder geringeren Stärke des Windes dürften verschiedene andere Umstände, wie die Ausdehnung der Wasserfläche und die Neigungsverhältnisse der Ufer, bei dieser Zirkulation eine Rolle spielen. Ein noch größerer Einfluß dürfte jedoch die größere oder geringere Gleichförmigkeit des spezifischen Gewichts der Wasserschichten haben. Wenn das spezifische Gewicht und die Temperatur des Wassers in allen Schichten gleich sind, so ist es klar, daß die vom Winde veranlaßte Zirkulation keinen andern Widerstand erfährt als denjenigen, den die innere Friktion ausübt. In einem Bassin mit in allen Schichten gleichem Wasser dürfte diese vom Winde verursachte Zirkulation zu verhältnismäßig großen Tiefen hinabdringen. Wenn aber das spezifische Gewicht nicht in allen Schichten gleich ist, so tritt ein anderes Verhältnis ein. Wenn das spezifische Gewicht mit der Tiefe wächst, wie in der Station II, wo das Oberflächenwasser eine Dichte von etwa 1,0007 bei 0° und das Bodenwasser eine Dichte von etwa 1,0042 bei derselben Temperatur hat, so würde, wenn die Zirkulation bis zum Boden hinabdränge, ein leichteres Wasser zu Boden niedergedrückt und ein schwereres vom Boden an die Oberfläche gehoben werden. Eine solche Strömung würde selbstverständlich nicht nur eine Reibungsarbeit, sondern auch eine andere Arbeit verrichten, für die die Unterschiede der spezifischen Gewichte der Oberflächen- und Bodenwässer, mit der Tiefe multipliziert, ein Maß ist. Um ein Liter Wasser vom spezifischen Gewicht 1,0042 von 30 m Tiefe nach der Oberfläche zu heben, während statt dessen von der Oberfläche zum Boden ein Liter Wasser vom spezifischen Gewicht 1,0007 hinuntergeführt wird, muß eine Arbeit von $30 \cdot 0,0035$ m/kg entwickelt werden. Wenn die Strömung nicht so tief hinabgeht, so bleibt diese Arbeit geringer, teils weil die Höhe, zu welcher das schwerere Wasser gehoben werden muß, geringer ist, teils auch weil die Dichte bei einer geringeren Tiefe geringer ist, da der Salzgehalt mit der Tiefe wächst. Es ist aber klar, daß die Strömung dem Wege folgt, der die geringste Arbeit erfordert, und sie hält sich deshalb an weiter oben befindliche Schichten; allzu nahe an die Oberfläche kann sie aber nicht gehen, weil dann die Friktionsarbeit gegen die obere Strömung zu groß werden würde. Die untere Strömung wird sich also an eine gewisse mittlere Tiefe halten, wo die Arbeit ein Minimum ist. Diese Tiefe wird sowohl durch die Geschwindigkeit und

Mächtigkeit der oberen Strömung als durch den Zuwachs der Dichte der Wasserschichten mit der Tiefe bestimmt. Es ist hieraus klar, daß, je geringer der Zuwachs des spezifischen Gewichts ist, zu desto größerer Tiefe die Mischung der Wasserschichten durch die Wirkung der Winde stattfinden kann.

Diese Anschauung erklärt gut den eigentümlichen Umstand, daß die Wärme sich im Mälarsee schneller fortpflanzt als im Salzsee und schneller im äußeren Skärgård von Stockholm als im inneren. Im äußeren Skärgård sind nach den angeführten Bestimmungen die Unterschiede im Salzgehalt zwischen den verschiedenen Wasserschichten nicht so groß wie im innern Skärgård in der Nähe von Stockholm. Im Mälarsee, wo in allen Schichten der Salzgehalt äußerst gering ist, bestehen die Unterschiede des spezifischen Gewichts fast nur aus denjenigen, die von den Unterschieden der Temperatur herrühren. Dieser kleine Unterschied wirkt jedoch auf die Zirkulation der Wasserschichten auch hemmend, besonders im Sommer, wo größere Temperaturdifferenzen herrschen. Zu andern Jahreszeiten dürfte dagegen die Zirkulation von allen Faktoren, mit Ausnahme der inneren Reibung, unbehindert stattfinden, weil da größere Temperaturunterschiede fehlen und die Dichteunterschiede des reinen Wassers in der Nähe von +4° verhältnismäßig unbedeutend sind.«

In den letzten Sätzen habe ich also genau dieselbe Theorie dargestellt wie 15 Jahre später Birge. Daß dieser Forscher meine Arbeit nicht kannte, ist selbstverständlich sehr verzeihlich, da sie schwedisch geschrieben war und in der ausländischen Literatur allzu unvollständig referiert wurde.

Der Ausgangspunkt unserer Betrachtungen war etwas verschieden. Birge ging von dem Verhalten der Süßwasserseen aus und lenkte besonders seine Aufmerksamkeit auf den mit der Temperatur (über +4°) steigenden Widerstand oder »thermalen Widerstand« gegen die Mischung durch den Wind. Mein Ausgangspunkt waren die ausgeprägt geschichteten brackigen Gewässer des Skärgårds von Stockholm, wo der mit der Tiefe steigende Salzgehalt einen ganz ähnlichen Widerstand verursacht. Letzteren kann man jedoch nicht thermal nennen; will man eine besondere Bezeichnung haben, könnte man vielleicht »ponderal«¹⁾ wählen. Der thermale Widerstand ist aber auch ponderal, weil er auf der verschiedenen Dichte der verschieden warmen Wasserschichten beruht. Der »ponderale Widerstand« ist als ein allgemeinerer Begriff anzusehen, der auch den »thermalen Widerstand« einschließt. Der thermale Widerstand ist aber keineswegs auf die Süßwasserseen beschränkt, sondern kommt selbstverständlich auch im Salzwater vor, das eine noch größere Ausdehnung durch Wärme hat. In den Gewässern mit salzhaltigem Wasser dürfte jedoch meist die ungleiche Verteilung des Salzgehalts den größten Anteil des »ponderalen Widerstands« bilden.

Es ist sehr befremdend, daß die wichtige Rolle, die der ponderale Widerstand, einschließlich des thermalen, für die Verbreitung der Wärme in den Gewässern spielt, so vielen Forschern entgangen ist. Einige, wie M. Groll²⁾ und E. Richter³⁾, haben die Wirkung des Windes für die Ver-

¹⁾ Dies neugebildete Wort würde seiner Herleitung gemäß »dem Gewichte angehörig« bedeuten.

²⁾ Der Öschinensee. (Jber. d. G. Ges. Bern XIX, 1903/04, S. 51.)

³⁾ Seestudien. (Pencks Geogr. Abh. VI, Wien 1897, Heft 2, S. 49.)

¹⁾ A. a. O. S. 14—16.

²⁾ Ähnliche Beobachtungen sind auch aus dem Weltmeer bekannt.

breitung der Wärme in Erwägung gezogen, sind aber zu dem unrichtigen Resultat gelangt, daß diese Wirkung gering sei.

II. Zur thermischen Bilanz der Seen.

Die Theorie des ponderalen Widerstands gibt eine gute Erklärung der sonst unbegreiflichen Tatsache, daß die Wärmeverbreitung in den Süßwasserseen bei etwa $+4^\circ$ so viel ergiebiger ist als bei höheren Temperaturen. Eine andere, früher dunkle Frage, die diese Theorie auch gut erklärt, ist die von der thermischen Bilanz der Seen verschiedener Breitengrade.

Auf Initiative von O. Pettersson¹⁾ wurden im Jahre 1900 im Genfer See, Loch Katrine, Wettersee, Mjösen, Ladoga- und Enaresee Temperaturbeobachtungen zu allen Jahreszeiten gemacht. Diese Beobachtungen benutzte Forel²⁾ zu Studien über den Wärmeumsatz in den Seen verschiedener Breitengrade. Die hierhergehörigen Berechnungen führte Forel nach folgender, bereits früher von ihm benutzten Methode aus. Er denkt sich in einem See eine vertikale Wassersäule mit einer Basis von 1 qcm. Die Säule zerteilt er von der Seeoberfläche aus in 10 m lange Stücke, für die er die Mitteltemperaturen berechnet. Die Summe dieser Mitteltemperaturen gibt in Kilogrammkalorien die Wärmemenge, die das Wasser von einer ursprünglichen Temperatur von 0° empfangen hat. Bei einem Vergleich der Wärmemengen verschiedener Jahreszeiten findet man, inwieweit der See in der Zwischenzeit Wärme abgegeben oder empfangen hat. Die Wärmequantität durch die Zahl der Tage dividiert, gibt die im Mittel pro Tag empfangene oder abgegebene Wärmemenge. Für die fraglichen Seen fand Forel folgende im Frühjahr und Sommer aufgenommene Wärmemengen:

See	Breite	Zeitperiode	Differenz von Kalorien pro qdm	Zahl der Tage	Tägl. Wärmeaufnahme in Kal. pro qdm
Genfer See .	46°	17./III. bis 16./VIII.	2385	157	15
Loch Katrine	56	10./III. „ 6./IX.	4161	180	23
Wettersee .	58	3./VI. „ 2./IX.	2764	91	30
Mjösen .	60	18./IV. „ 10./IX.	4388	145	30
Ladoga VIII.	61	24./IV. „ 17./X.	8643	176	49
Ladoga VII.	61	25./IV. „ 17./X.	9217	175	52
Enaresee .	69	23./III. „ 6./VIII.	8240	136	60

Wir sehen aus der Tabelle, daß die pro Tag aufgenommene Wärme von S nach N stark zunimmt. Dieses Resultat von Forel ist Gegenstand von Bemerkungen mehrerer Forscher, wie A. Woeikof³⁾, W. Halbfuß⁴⁾ und E. Brückner⁵⁾, gewesen. Die beiden ersteren meinen, daß die Berechnungsmethode Forels nicht genügend exakt sei, eine Einwendung, die später von J. Hann⁶⁾ zurückgewiesen wurde. Die Bemerkungen von Brückner gehen darauf hinaus, daß die Größe des Abflusses eine so große Einwirkung auf die Temperaturverhältnisse eines Sees haben kann, daß, wenn die

¹⁾ Resultaten af den internat. undersök. af Norra Europas djupa sjöar och innanhaf 1900. (Bih. Kgl. Svenska Vet.-Ak. Handl. XXVIII, Stockholm 1902, Abt. 2, Nr. 2.)

²⁾ Étude thermique des lacs du Nord de l'Europe. (Arch. d. Sc. Phys. et Nat. CVI, Genf 1901, S. 35.)

³⁾ Der jährliche Wärmeumsatz in den nordeuropäischen Seen. (Z. f. Gewässerk. V, S. 193.)

⁴⁾ Die Thermik der Binnenseen und das Klima. (Peterm. Mitt. 1905, S. 219.)

⁵⁾ Zur Thermik der Alpenseen und einiger Seen Nordeuropas. (G. Z. XV, Leipzig 1909, S. 305.)

⁶⁾ Bemerkungen über den Wärmeumsatz in Binnenseen. (Met. Z. 1906, S. 512.)

nördlicheren Seen — wie es tatsächlich mit dem Loch Katrine und dem Wettersee der Fall zu sein scheint — einen entsprechend kleineren Abfluß haben, ihr größerer Wärmeumsatz erklärt werden kann. Brückner meint aber selbst, daß hinsichtlich des Ladoga- und des Enaresees sein Erklärungsversuch nicht hinreicht.

Wenn nun auch Forel versäumt hat, auf die Größe des Abflusses, einen Faktor, auf den damals die Aufmerksamkeit noch nicht gelenkt war, gebührende Rücksicht zu nehmen, so muß meiner Meinung nach jedoch zugegeben werden, daß Forel im großen und ganzen recht hat.

Forel hat selbst darauf hingewiesen, daß der größere Wärmeumsatz der nordischen Seen in Verbindung mit der größeren Amplitude der Lufttemperatur in höheren Breiten steht. Dies ist zwar im großen richtig, bedeutende Ausnahmen verursacht aber die größere oder geringere Kontinentalität eines Klimas. Es dürfte also besser sein, die Temperaturschwankungen der Seen nicht auf bestimmte Breitengrade zurückzuführen, sondern lieber mit den Amplituden der Lufttemperatur naheliegender meteorologischer Stationen zu vergleichen. Deswegen stelle ich hier einige solche Temperaturdaten aus einigen in der Nachbarschaft der betreffenden Seen befindlichen Orten zusammen.

See	Met. Station	Januar	Juli	Jahresmedium	Amplitude d. Monatsmittel
Genfer See	Genf	0,0°	+19,5°	+9,5°	19,5°
Loch Katrine	Edinburg	+3,9	+14,7	+8,7	10,8
Wettersee	Jönköping	-1,9	+16,2	+6,0	13,4
Mjösen	Christiania	-4,4	+17,0	+5,5	21,5
Ladogasee	St. Petersburg	-9,3	+17,7	+3,7	27,0
Enaresee	Kautokeino	-14,7	+11,9	-3,2	26,6

Der Einfluß einer maritimen Lage tritt bei Edinburg besonders stark hervor. Aus den Amplituden der Lufttemperatur in Genf und Edinburg würde man einen weit geringeren Wärmeumsatz im Loch Katrine als im Genfer See erwarten. Da außerdem die Mitteltemperaturen der beiden in der Nähe dieser Seen liegenden Orte ziemlich gleich sind, finde ich es wahrscheinlich, daß in diesem Fall etwa der Betrag des Ausflusses oder andere lokale Umstände, wie die Windstärke, die Unterschiede des Wärmeumsatzes verursachen.

Was den Wettersee, Mjösen, Ladoga- und Enaresee betrifft, so haben sie eine viel geringere Mitteltemperatur sowohl der Luft als des Wassers gemein. Ogleich auch bei diesen Seen verschiedene lokale Verhältnisse einwirken können, so dürfte doch für sie die im allgemeinen niedrige Temperatur der Wasseroberfläche eine noch größere Bedeutung haben. Bei der niedrigen Temperatur findet nämlich eine weit ausgiebigere Mischung der Wasserschichten durch den Wind statt. Die Wärme, die von der Seeoberfläche aufgenommen worden ist, kann sich dadurch in tiefere Schichten verbreiten, und zwar in um so tiefere, je näher die Wassertemperatur $+4^\circ$ liegt. Die so abgekühlte Oberfläche kann dann wieder neue Wärmequantitäten von außen aufnehmen usw. Wenn aber eine Seeoberfläche über $8-12^\circ$ erwärmt wird, kann sich diese Zirkulation nicht mit derselben Effektivität vollziehen und wird mit steigender Temperatur noch mehr erschwert. Die wärmeren Schichten der Oberfläche wirken dann wie ein wärmeisolierender Schirm, der die Tiefwasser gegen die Einwirkung der Luft und der Sonne schützt. Diejenigen Seen, deren Mitteltemperatur an der Oberfläche in der Nähe von $+4^\circ$ liegt, müssen deshalb

viel mehr Wärme umsetzen als die mit höherer Temperatur, unter sonst gleichen Umständen. Dies erklärt zur Genüge den enormen Wärmeaustausch im Ladoga- und Enaresee und den geringen im Genfer See.

Wie man aus der Tabelle sieht, haben die Umgebungen vom Mjösen, Ladoga- und Enaresee verhältnismäßig große Amplituden der Lufttemperatur. Es ist aber nicht wahrscheinlich, daß diese Amplituden bei den hochnordischen Seen mit ihrem vollen Betrag einwirken, weil der unter 0° liegende Teil der Lufttemperatur wegen der schützenden Wirkung der Eisddecke sich nur wenig geltend machen kann. Ich glaube daher, daß es in der Frage nach der Bedeutung der Lufttemperaturamplituden richtiger wäre, die Kältegrade nicht mitzurechnen oder sie wenigstens beträchtlich zu reduzieren. Für den Enaresee würde dann die auf diesem wirksame Lufttemperaturamplitude gewiß kleiner werden als diejenige für den Genfer See.

Für die von Forel als Beispiel genommenen Seen tritt also die Mitteltemperatur als der wichtigste Erklärungsgrund der Verschiedenheiten des Wärmeumsatzes hervor. Die von dem Breitengrad herkommende, von S nach N wachsende Temperaturamplitude scheint wegen der Einflußlosigkeit der höheren Kältegrade in der fraglichen Hinsicht kaum eine Rolle zu spielen. Wenn man dagegen den Genfer See mit südlicheren Seen vergliche, so würde gewiß die abnehmende Jahresamplitude der Lufttemperatur in Verbindung mit der Mitteltemperatur sich geltend machen.

III. Ursachen der abnormen Temperaturschichtung der Binnenseen.

In der limnologischen Literatur kommen zahlreiche Temperaturbeobachtungen vor, nach denen die spezifischen Gewichte gewisser Wasserschichten, wenn sie wirklich aus reinem Wasser beständen, mit der Tiefe nicht steigen könnten, sondern fallen müßten. Ich stelle hier einige solche Beobachtungen zusammen.

Tiefe in m	Wörther See ¹⁾				Königsee ¹⁾			Öschinensee ²⁾		
	14./III. 1890	31./I. 1891	18./IV. 1891	3./V. 1891	22./23./VII. 1891	24./IX. 1891	12./VIII. 1900	21./I. 1902	20./III. 1902	
0	+1,8°	+1,0°	+8,0°	+12,6°	+16,8°	+13,2°	+15,5°	+1,2°	+0,7°	
10	3,6	3,1	5,6	5,7	6,8	6,6	—	3,5	3,8	
20	3,6	3,7	4,8	4,6	4,6	5,1	—	—	4,2	
30	3,7	3,9	4,2	4,2	—	—	—	4,2	4,3	
38	—	—	—	—	—	—	—	—	4,4	
40	3,8	4,2	3,9	4,0	4,3	4,5	—	4,4	—	
43	—	—	—	—	—	—	4,7	4,5	—	
44,5	—	—	—	—	—	—	—	4,7	—	
50	4,1	4,3	3,9	4,0	—	—	—	—	—	
53	—	—	—	—	—	—	5,3	—	—	
60	4,3	4,5	4,2	4,1	4,4	4,4	—	—	—	
70	4,3	4,5	4,1	4,2	—	—	—	—	—	
80	4,7	4,5	4,8	5,0	3,9	4,6	—	—	—	
100	—	—	—	—	4,7	4,9	—	—	—	
120	—	—	—	—	4,8	5,1	—	—	—	
150	—	—	—	—	5,0	5,1	—	—	—	
180	—	—	—	—	5,0	5,2	—	—	—	
184	—	—	—	—	5,5	—	—	—	—	
187	—	—	—	—	—	5,2	—	—	—	

Wie aus diesen Beobachtungen hervorgeht, nimmt die abnorme Temperaturanordnung nicht selten so große Beträge an und tritt in gewissen Seen so regelmäßig auf, daß man sie unmöglich als etwa auf fehlerhaften Bestimmungen beruhend deuten kann. Die Beobachter selbst betrachten

¹⁾ E. Richter: Seestudien. (Pencks Geogr. Abh. VI, Wien 1897, 2, S. 55—65.)

²⁾ M. Groll: Der Öschinensee. (Jber. der Geogr. Ges. Bern XIX, 1903/04, Bern 1905, S. 35—37.)

sie auch als sicher konstatiert. Zur Erklärung derselben nimmt Richter die innere Erdwärme zu Hilfe, die die untersten Schichten erwärme. Diese würde besonders am Königsee eine große Rolle spielen, weil er von relativ 2000 m hohen Bergen umgeben ist, unter denen die Geothermen im Niveau des Sees schon ziemlich hoch sein dürften. Damit sei ein Wärmegefälle gegen den Seegrund gegeben, das sich bemerkbar machen müsse. Groll dagegen findet aber die Theorie von der Erwärmung des Bodengewässers durch die Erdwärme nicht wahrscheinlich. Die warme Bodenwasserschicht kommt nicht nur in Gebirgsseen, sondern auch in Flachlandseen vor, sie ist auch nicht in allen Jahren vorhanden, sondern wechselt, was unwahrscheinlich wäre, wenn sie auf einer konstanten Wärmequelle, wie der Erdwärme, beruhte. Für den Öschinensee nimmt Groll an, daß die Erwärmung der tiefsten Lagen von schlammführendem Gletscherwasser herkäme, das durch seinen Schlammgehalt ein etwas höheres Gewicht bekommen hätte. Wenn man aber die Beobachtungen Grolls durchsieht, findet man, daß die abnorme Temperaturschichtung nicht nur im Sommer, wo die Gletscherbäche stark schlammführend sind, vorkommt, sondern selbst im Januar, zu welcher Zeit die Gletscherbäche wasserarm sind, sehr wenig Schlamm führen und in der Nähe der Gletscher wohl stets eine Temperatur unter +4° haben¹⁾. Man kann auch nicht annehmen, daß ein schon im vorhergegangenen Sommer herbeigeführter Schlammgehalt die untersten Schichten des fraglichen Sees mit ihrer Temperatur von +4,2° bis +4,7° in ihrem Niveau unter den kälteren Wasserschichten hielte, denn so lange dürfte der Schlamm sich nicht schwebend halten.

In zwei Seen in der Nähe von Uppsala beobachtete ich im April 1909 abnorme Temperaturschichtung, die hinsichtlich der Steigerung der Temperatur gegen den Grund frühere mir bekannte Temperaturreihen übertraf. Die fraglichen Beobachtungen waren folgende:

Tiefe in m	Trehörningen 4. April 1909		Walloxen 7. April 1909		Tiefe in m	Trehörningen 4. April 1909		Walloxen 7. April 1909	
	Stat. I	II	Stat. I	II		Stat. I	II	Stat. I	II
0	Eisdecke	Eisdecke	Eisdecke	Eisdecke	3,6	4,8°(Grund)	—	—	—
0,5	+0,85°	0,85°	—	—	4	—	—	4,7°	—
1	2,0	1,95	+2,2	—	5	—	—	4,8	—
2	3,3	3,3	3,4	—	7,5	—	—	5,5	—
3	3,95	3,95	4,4	—	7,8	—	—	(Grund)	—
3,5	—	4,7°(Grund)	—	—	9,0	—	—	—	+6,6°(Gr.)

Die Stationen I und II lagen in beiden Seen nur etwa hundert Meter voneinander und dürften wohl miteinander kombiniert werden können. Im Walloxen hätten wir also Wasser von +6,6° unterhalb viergradigem Wasser gehabt, und zwar in einer vertikalen Entfernung von nur etwa 6,4 m. Da mir dieses Verhältnis sehr eigentümlich und ein Zusammenhang mit im Bodenwasser reichlich vertretenen gelösten Substanzen möglich erschien, bestimmte ich bei zwei aus verschiedenen Tiefen des Sees Walloxen mitgebrachten Wasserproben mit Hilfe eines Sprengelschen Pyknometers und einer feinen Wage von Mentz in Berlin ihre spezifischen Gewichte. Das Pyknometer faßte 41 g Wasser. Die gefundenen spezifischen Gewichte im Verhältnis zu destilliertem Wasser von +4° waren folgende:

Tiefe in m	Spezifisches Gewicht 0/4°
1	1,000 03
7,5	1,000 05

¹⁾ Vgl. G. Greim: Studien aus dem Paznaun. (Gerlands Beitr. z. Geoph. V, Leipzig 1903, 4.)

Bei 0° hat reines Wasser eine Dichte von 0,99987¹⁾, wenn die Dichte bei +4° gleich 1 ist. Das Wasser des Sees enthielt also gelöste Substanzen in einer Menge, die betreffs ihrer Einwirkung auf das spezifische Gewicht eine Hebung der Temperatur von 0° bis +4° übertraf. Die gelöste Substanzmenge war jedoch keineswegs größer, als häufig in Flüssen und Süßwasserseen vorkommt, und dürfte etwa 0,021 Proz. bzw. 0,024 Proz. fester Substanz betragen haben. Der Unterschied in der Zusammensetzung zwischen den beiden Wasserproben ist aber verhältnismäßig gering und liegt nicht weit außerhalb der Fehlergrenzen der Bestimmungen, die auf eine Einheit der letzten Dezimale geschätzt werden können. Daß das Wasser aus 7,5 m Tiefe etwas schwerer war als dasjenige aus der 1 m-Tiefe, scheint mir aber sicher nachgewiesen zu sein. Es fragt sich nun, ob der beobachtete Dichteunterschied der beiden Wasserproben die abnorme Temperaturschichtung erklären kann. Dies ist meiner Meinung nach eben der Fall, denn zwischen +4° und +5,5° besteht in reinem Wasser ein Dichteunterschied von 0,00002, also derselbe Betrag wie der beobachtete. Ich finde es deshalb wahrscheinlich, daß die Ursache der abnormen Temperaturschichtung in den betreffenden von mir untersuchten Seen eine geringe Differenz in der chemischen Zusammensetzung des Wassers ist.

Daß der Grund der Temperaturabnormität weder in der Wärmeleitung vom Erdinnern noch in einem Schlammgehalt des Wassers zu suchen ist, ist sicher. Außer durch das schon oben Gesagte kann diese Behauptung noch durch folgendes belegt werden.

Wenn man mit Hann²⁾ eine jährliche Wärmemenge von 54,2 Grammkalorien annimmt, die vom Erdinnern jedem Quadratcentimeter der Erdoberfläche zufließt, so kann diese Wärmemenge in einem halben Jahr eine Wassersäule von etwa 5,5 m Höhe nur von +4° bis etwa +4,05° erwärmen. Die tatsächlich beobachteten Temperaturen entsprechen aber einer Erwärmung von nicht weniger als etwa dreizehnmal so viel. Daß diese große Wärmemenge nicht aus dem Erdinnern durch Leitung herkommen kann, ist selbstverständlich. Die Richtersche Theorie erklärt ferner nicht, warum die über +4° erwärmten Wasserschichten nicht aufsteigen und über das viergradige Wasser sich ausbreiten. Wenn man aber eine solche Konvektion der Wasserschichten und ein dynamisches Gleichgewicht der Temperaturen annähme, so würden zur Erhaltung desselben ganz beträchtliche Wärmemengen aus dem Erdinnern erforderlich sein.

Von einem Schlammgehalt kann auch nicht die Rede sein, weil im Winter die Zuflüsse sehr unbedeutend und klar sind und das von einer mehrmonatigen Eisdecke geschützte Seewasser von keinem Wind in Bewegung gesetzt wird, der den Bodenschlamm aufrühren könnte.

Man könnte aber möglicherweise noch andere Erklärungsgründe finden. Ich will hier zuletzt prüfen, inwieweit die Zusammendrückbarkeit des Wassers eine abnorme Temperaturschichtung begünstigen könnte.

Die Kompressibilität des Wassers ist nach mehreren Forschern etwa 0,00005 für die Druckvermehrung einer Atmo-

sphäre. Im Wasser steigt der Druck für je zehn Meter größerer Tiefe um eine Atmosphäre. Diese Kompression des Wassers entspricht der Verdichtung desselben bei einer Abkühlung von +6,5° bis +4°. Hieraus folgt, daß Wasser von +6,5° bei 10 m Tiefe dieselbe Dichte hat wie Wasser von +4° an der Oberfläche. Ein eigentlicher Auftrieb, wie sich Groll¹⁾ und Birge²⁾ ihn vorstellen, kann also in diesem Falle nicht stattfinden.

Aber wenn auch wirklicher Auftrieb bei einer solchen abnormen Temperaturschichtung mit z. B. +4° an der Oberfläche und nach unten gleichmäßig steigender Temperatur bis zu +5,5° in 10 m Tiefe nicht stattfindet, so ist trotzdem das Gleichgewicht der Wasserschichten kein stabiles. Bei einem vertikalen Bewegungsimpuls würde sich eine Umlagerung vollziehen. Wenn z. B. einer Quantität Oberflächenwasser von +4° ein Stoß nach unten erteilt würde, so würde sie sinken und dabei zusammengedrückt werden, ohne ihre Temperatur wesentlich zu verändern. Sie würde dann also in jeder Tiefe schwerer sein als die früher dortselbst vorhandenen wärmeren Wasserschichten. Umgekehrt würde eine Wasserquantität von +5,5° in 10 m Tiefe, der ein nach oben gerichteter Impuls erteilt würde, in jeder Tiefe mit einer Dichte ankommen, die geringer als diejenige der schon vorhandenen Wasserschichten wäre, und deshalb nach der Oberfläche steigen. Das Gleichgewicht einer solchen Wassermasse würde also labil sein³⁾. Wenn es wirklich eine solche Temperaturschichtung in ganz reinem oder wenigstens genau gleich zusammengesetztem Wasser gäbe, so würde sich diese Temperaturschichtung selbst unter einer schützenden Eisdecke kaum erhalten können. Denn Impulse zu vertikalen Bewegungen würden wohl nicht während längerer Zeit fehlen. Als solche könnten Bewegungen der Eisdecke und der Fische angesehen werden. Obgleich die beschleunigenden Kräfte bei den äußerst geringen Dichtedifferenzen des reinen Wassers in der Nähe von +4° sehr gering sein müssen, dürfte sich der hypothetische labile Zustand nur ganz kurze Zeit erhalten können. Bei einem geringeren Temperaturgradienten würde der Zustand zwar länger andauern, eine wirkliche Berechnung der Umlagerungsgeschwindigkeit dürfte aber nicht leicht auszuführen sein, da sich die Zahl und Intensität der vertikalen Impulse nicht schätzen läßt.

Ich finde es also am wahrscheinlichsten, daß die häufig abnorme Temperaturschichtung der Süßwasserlagen in der Nähe von +4° meistens auf geringe Differenzen der chemischen Zusammensetzung zurückzuführen ist. Alle Fluß- und Binnenseewässer enthalten feste Substanzen gelöst, deren Menge je nach der Geschwindigkeit und den Bahnen des Wassers wechseln muß. Die so entstehenden Veränderungen des spezifischen Gewichts dürften häufig vollkommen genügen, um die geringen Unterschiede desselben zu beseitigen, die die Temperatur in der Nähe von +4° verursacht. Selbstverständlich kann ein Gehalt von feinem Schlamm dieselbe Wirkung haben, diese Ursache scheint jedoch wenigstens im Grundgebirgsterrain, wie in Skandinavien, wo die Bäche meist klares Wasser führen, weniger häufig zu sein als die Dif-

¹⁾ A. a. O. — ²⁾ A. a. O.

³⁾ Man vgl. hiermit den labilen Gleichgewichtszustand der Atmosphäre in Hann: Lehrbuch der Meteorologie, Leipzig 1901, S. 751—5

¹⁾ Nach den Bestimmungen der Physik.-techn. Reichsanstalt.

²⁾ Lehrbuch der Meteorol., Leipzig 1901, S. 23.

ferenzen der Zusammensetzung und dürfte nach verhältnismäßig kurzer Zeit wegen des Sinkens des Schlammes unwirksam werden.

IV. Einwirkung des Druckes auf das Dichtemaximum der süßen Gewässer.

Zu einer andern scheinbaren Ausnahme von der sog. normalen Temperaturschichtung gibt die Verschiebung des Dichtemaximums des Wassers durch Druck Veranlassung. Bei gewöhnlichem Atmosphärendruck liegt das Dichtemaximum des reinen Wassers bei fast genau $+4^{\circ}$. Bei höheren Drucken tritt aber eine Senkung der Temperatur des Dichtemaximums ein. Genauere hierher gehörige Bestimmungen scheinen zwar bis jetzt zu fehlen, ich führe aber nach Landolt-Börnsteins Physikalisch-chemischen Tabellen einige einschlägige Bestimmungen an, um die ungefähre Größenordnung der Einwirkung zu zeigen.

Druck Atmosphären	Temperatur d. Dichtemax.	Beobachter	Druck Atmosphären	Temperatur d. Dichtemax.	Beobachter
1	$+4,08^{\circ}$	Grassi, berechnet v. van der Waals	8,6	$+3,5^{\circ}$	Grassi, berechnet v. van der Waals
1,75	4,0	"	10,5	3,4	"
2,85	3,9	"	41,6	3,3	Amagat
4,06	3,8	"	93,3	2,0	"
5,5	3,7	"	144,8	0,6	"
6,9	3,6	"			

Da 10 m Wasser dem Druck einer Atmosphäre entspricht, muß schon in Seen von einigen zehn Metern Tiefe ein merkbares Sinken der Temperatur des Dichtemaximums eintreten. In mehreren der früher erwähnten, auf Anregung von O. Pettersson in europäischen Seen gewonnenen Temperaturreihen findet man mehrere Beispiele von Wasserschichten, die eine niedrigere Temperatur als $+4^{\circ}$ haben und viergradiges Wasser unterlagern. Einige solche Temperaturreihen sind folgende:

Tiefe in m	Ladoga VII 29./VII.1900	Ladoga VIII 29./VII.1900	Mjösen 10./IX.1900	Tiefe in m	Ladoga VII 29./VII.1900	Ladoga VIII 29./VII.1900	Mjösen 10./IX.1900
0	$+6,66^{\circ}$	$+8,56^{\circ}$	$+12,60^{\circ}$	150	$+3,89^{\circ}$	$+3,85^{\circ}$	$+3,90^{\circ}$
50	4,20	3,98	5,40	200	3,84	3,75	3,80
75	4,00	3,95	4,40 (ber.)	300	—	—	3,75
100	3,94	3,93	4,10	415	—	—	3,60

An der Hand der angeführten experimentalen Untersuchungen ist es offenbar nicht nötig, auf Grund dieser Temperaturreihen eine un stabile Schichtung des Wassers anzunehmen. Im Gegenteil würde viergradiges Wasser am Boden in 200 bzw. 400 m Tiefe keine stabile Lage einnehmen, da es sonst wegen des in diesen Tiefen herrschenden Druckes leichter wäre als darüberliegende Schichten von einigen Zehntelgraden niedrigerer Temperatur.