

Über die Verteilung von Temperatur und Salzgehalt des Wassers im Finnischen Meeresbusen bei stationärem Stromzustande

von

E. Palmén.

Institut für Meeresforschung, Helsingfors.

I. Ableitung einer Beziehung zwischen Dichte und Strom bei stationärem Zustande.

Bei stationärem Stromzustande lässt sich die Dichteverteilung im Meere mittels V. BJERKNES' hydrodynamischer Formel¹⁾

$$\int_{\varrho}^C \frac{1}{\varrho} dp = -2\omega \frac{dS}{dt} - R \quad (1)$$

berechnen. Die Integration wird längs der ganzen aus Wasserpartikeln zusammengesetzten Kurve C ausgeführt. Hier bezeichnet ϱ die Dichte des Wassers, p den Druck, ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde, S die Projektion der von der Kurve C umschlossenen Fläche auf der Äquatorebene und R die Reibung. Im folgenden werden wir die Bewegung als reibungslos behandeln.

Wir werden die Dichtedifferenz zwischen zwei auf derselben isobaren Fläche gelegenen Punkten A und B mit dem gegenseitigen Abstand Al näher untersuchen. Annähernd können wir annehmen, dass die isobaren Flächen zugleich Horizontalflächen sind. Als geschlossene Kurve wird die aus zwei Vertikalen Az durch die Punkte A und B und zwei horizontalen Strecken Al zusammengesetzte gewählt, wobei zu beobachten ist, dass das Integral längs den isobaren (und annähernd horizontalen) Strecken Al keinen Beitrag erhält. Unter diesen Voraussetzungen kann das Integral

¹⁾ V. BJERKNES: Cirkulation relativ zu der Erde, Övers. af Kungl. Sv. Vetensk.-Akad. Förhandlingar, No. 10, 1901. J. W. SANDSTRÖM und B. HELLAND-HANSEN: Über die Berechnung von Meeresströmungen, Report on Norwegian Fishery- and Marine- Investigations, Vol. II, No. 4, 1902.

$$\int_C \frac{1}{\varrho} dp = \left(\int_z^{z+\Delta z} \frac{1}{\varrho} dp \right)_A - \left(\int_z^{z+\Delta z} \frac{1}{\varrho} dp \right)_B \quad (2)$$

geschrieben werden.

Um $\frac{dS}{dt}$ bei stationärem Strömungszustande berechnen zu können stellen wir folgende Annahme auf: In den Punkten A und B in der Tiefe z ist die Stromgeschwindigkeit v , in der Tiefe $z + \Delta z$ $v + \Delta v$, während die Stromrichtung unverändert ist. Hieraus ergibt sich, dass

$$2\omega \frac{dS}{dt} = 2\omega \Delta v \Delta l \sin \varphi \sin \psi, \quad (3)$$

wo ψ den Winkel zwischen der Stromrichtung und der von der betrachteten Kurve eingeschlossenen Ebene bezeichnet und φ die Polhöhe, die man hier für konstant halten kann, ist. Als positive Richtungen in einem rechtwinkligen Koordinatensystem wählen wir die Stromrichtung, die Richtung 90° nach links von der positiven Stromrichtung und die Richtung vertikal nach unten.

Bei der Integration betrachten wir das Meerwasser als eine inkompressible Flüssigkeit, deren Dichte eine Funktion von der Temperatur und dem Salzgehalt ist. Wenn die mittlere Dichte in den Vertikalen A und B ϱ bzw. $\varrho + \Delta \varrho$ ist, erhalten wir nach (2) und (3)

$$\Delta p \left(\frac{1}{\varrho} - \frac{1}{\varrho + \Delta \varrho} \right) = -2\omega \Delta v \Delta l \sin \varphi \sin \psi, \quad (4)$$

wo Δp die Druckzunahme zwischen den Tiefen z und $z + \Delta z$ angibt. Nun können wir annähernd

$$\Delta p = g \varrho \Delta z^1)$$

setzen, wo g die Schwerebeschleunigung bezeichnet. Durch Einführung dieses Wertes in (4) erhalten wir für $\Delta \varrho$ folgende Gleichung:

$$\Delta \varrho = -\frac{2\omega \sin \varphi \Delta v \Delta l}{g \Delta z} (\varrho + \Delta \varrho) \sin \psi.$$

Wenn wir von kleinen Gliedern absehen, können wir $\varrho + \Delta \varrho = 1$ schreiben. Auf diese Weise erhält man folgende schliessliche Formel für die horizontale Dichtedifferenz:

¹⁾ Hier ist angenommen, dass die isobaren Flächen äquidistante Horizontalflächen sind. Man könnte auch $\Delta p = g(\varrho + \Delta \varrho) \Delta z$ setzen.

$$\frac{\partial \rho}{\partial l} = -\frac{2\omega \sin \varphi}{g} \frac{\partial v}{\partial z} \sin \psi. \quad (5)$$

Die Gleichung sagt uns folgendes: Der horizontale Dichtegradient steht senkrecht zur Stromrichtung. Die Dichtezunahme ist proportional der vertikalen Veränderung der Stromgeschwindigkeit. Das negative Vorzeichen bedeutet, dass, falls A — wenn man in die Richtung des Stromes sieht — rechts von B liegt, die Dichte in A grösser ist, wenn die Stromstärke mit der Tiefe zunimmt, dagegen kleiner, wenn die Stromstärke abnimmt. Die Dichtedifferenz wird hierbei aus Gleichung (5) berechnet.

In dem gewählten Koordinatensystem hat man also annähernd

$$\frac{\partial \rho}{\partial y} = -\frac{2\omega \sin \varphi}{g} \frac{\partial v}{\partial z}. \quad (5')$$

Hieraus ergibt sich, wenn wir den Neigungswinkel β der isopyknen Flächen, bestimmt durch die Gleichung

$$\frac{\partial \rho}{\partial y} = \operatorname{tg} \beta \frac{\partial \rho}{\partial z},$$

in (5') einführen, dass

$$\operatorname{tg} \beta = -\frac{2\omega \sin \varphi}{g} \frac{\frac{\partial v}{\partial z}}{\frac{\partial \rho}{\partial z}}. \quad (6)$$

Diese Gleichung gibt, bei den im Ostseegebiete vorkommenden Stromgeschwindigkeiten annäherungsweise die Neigung der einzelnen ρ -Flächen.

Wenn die Dichtezunahme $\frac{\partial \rho}{\partial z}$ in einer verhältnismässig dünnen Wasserschicht sehr bedeutend ist, kann diese vorteilhaft als eine interne Diskontinuitätsfläche behandelt werden. Hierbei muss, damit stabiles Gleichgewicht bestehe, die Dichte des tieferen Wassers grösser sein. Wir betrachten hier näher eine Diskontinuitätsfläche, die aus der Berührungsfläche zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser besteht. Bei dem Übergang vom Oberflächenwasser zum Tiefenwasser nimmt die Dichte sprunghaft von ρ_1 bis ρ_2 zu. Wenn die Stromgeschwindigkeit v_1 bzw. v_2 ist, wird der Neigungswinkel der Diskontinuitätsfläche durch folgende Gleichung bestimmt¹⁾:

¹⁾ V. BJERKNES: On the dynamics of the circular vortex with applications to the atmosphere and atmospheric vortex and wave motions, Geof. Publ., Vol. II, No. 4 S. 16.

$$\operatorname{tg} \beta = -\frac{2\omega \sin \varphi}{g} \frac{\varrho_2 v_2 - \varrho_1 v_1}{\varrho_2 - \varrho_1}. \quad (7)$$

Wenn man in dieser Gleichung $\varrho_2 = \varrho_1 = 1.00$, $v_2 - v_1 = Av$, $\varrho_2 - \varrho_1 = A\varrho$ setzt, so geht sie in (6) über. Die für stetige Dichteverteilung abgeleiteten Formeln gelten also annähernd auch für interne Diskontinuitätsflächen. Inbetreff des Vorzeichens in Gleichung (7) gilt dieselbe Regel wie die früher für stetige Dichteverteilung angegebene.

Für die Neigung einer internen Diskontinuitätsfläche gilt also folgender Satz: Grenzen zwei Wasserschichten mit ungleicher Dichte an einander, so nimmt die Grenzfläche zwischen den Wassern eine Neigung an, die annähernd direkt proportional der Differenz der Stromgeschwindigkeit und umgekehrt proportional der Differenz der Dichte ist.

In Wirklichkeit hat man es nie mit reinen Diskontinuitäten zu tun, da bei der Berührung zweier Wasserschichten von verschiedener Dichte regelmässig eine gewisse Mischung beobachtet wird. An die Stelle einer sprungweisen Veränderung der Dichte an einer mathematisch definierten Fläche tritt eine verhältnismässig starke Veränderung der Dichte in einer Mischungsschicht endlicher Dicke. Nach (6) und (7) kann jedoch angenommen werden, dass die mittlere Neigung der ϱ -Flächen in der Mischungsschicht die Neigung einer internen Sprungschicht darstellt.

Unsere Formeln zeigen, dass Dichteverteilung und Stromzustand in dem Meere in Beziehung zu einander stehen ohne näher zu bestimmen, welche dieser Faktoren als der primäre zu betrachten ist. Entweder ist der Stromzustand von äusseren Faktoren wie Wind, Luftdruck, Wasserzufuhr und Gezeiten oder auch von dem Solenoidfelde des Meeres verursacht. Wir gehen nur auf die erstere Eventualität näher ein, welche in kleineren Binnenmeeren (wie die Ostsee) vorherrschend ist. Von den Gezeiten können wir ganz absehen, da unsere Formeln nur für stationäre Bewegungen gelten.

Die wichtigsten stromerzeugenden Faktoren sind: Wind, Luftdruckschwankungen und Wasserzufuhr. Die Wasserzufuhr geschieht in den Binnenmeeren teils durch Zufluss von Flusswasser (+ direkter Niederschlag — Verdunstung) von geringer Dichte, teils durch Zufluss salzreichen Wassers von grosser Dichte von den Weltmeeren. Hierbei entsteht ein nahe stationäres Stromsystem mit Abfluss von Oberflächenwasser und Zufluss von Tiefenwasser. Sieht man in die Richtung des Oberflächenstroms, hat man folglich in jeder Horizontalschicht rechts Wasser mit geringerem Salzgehalt und höherer Temperatur (wenn diese höher als die Temperatur des Dichte-

maximums ist). Aus der durchschnittlichen Neigung der q -Flächen muss der normale Aus- und Einfluss berechnet werden können.

In der Regel wird dieser normale Stromzustand durch die Einwirkung des Windes bzw. des Luftdruckes gestört. Da die reine Windwirkung hierbei vorherrschend ist, beschränken wir uns ausschliesslich auf diese, besonders da der Effekt des Luftdruckes annähernd in derselben Richtung wirkt. Der durch den Winddruck verursachte Oberflächenstrom dringt schnell durch das ganze verhältnismässig homogene Oberflächenwasser bis zu einer gewissen Tiefe (Tiefe der Sprungschicht). Dieser Triftstrom nimmt nach V. W. EKMAN ¹⁾ mit der Tiefe an Stärke ab. Je stärker die Schichtung des Wassers ist, desto grösser wird auch die Geschwindigkeitsveränderung. Hierbei kann man regelmässig folgendes beobachten: In einem Gebiete wechselnder Tiefe ist das Wasser nahe an der Oberfläche fast homogen (Oberflächenwasser); danach folgt ein Gebiet mit ausgeprägter Schichtung (gemischtes Wasser) und schliesslich unterhalb desselben wiederum ein Gebiet mit schwacher Schichtung (Tiefenwasser). In der Mischungsschicht wird der Übergang vom Windstrom zum Tiefenstrom beobachtet.

Nach der EKMAN'schen Stromtheorie verändert sich nicht nur die Stärke sondern auch die Richtung des Triftstromes mit der Tiefe. In Binnenmeeren von verhältnismässig geringer Tiefe kann doch die Stromrichtung annähernd als unverändert betrachtet werden. Dies gilt besonders dann, wenn das Meer eine solche Form hat, dass eine gewisse Richtung begünstigt wird. Hierbei wird angenommen, dass der Oberflächenstrom ohne Drehung in den Tiefenstrom (oft von genau entgegengesetzter Richtung) übergeht. Wir finden also folgende allgemeine Regel für die Beziehung zwischen Wind und Verteilung von Temperatur und Salzgehalt im Meere bei beschleunigungslosem, geradlinigem Strom:

Herrscht ein gewisser Wind lange genug, so verursacht er eine Veränderung in der horizontalen Temperatur- und Salzgehaltsverteilung des Wassers, die berechnet werden kann, wenn der vom Wind verursachte Triftstrom bekannt ist. Sieht man in die Richtung des Windes, so beobachtet man in jeder horizontalen Schicht nach rechts abnehmenden Salzgehalt und steigende Temperatur (wenn diese höher als die Temperatur des Dichtemaximums ist).

Diese vom Winde mittelbar hervorgerufene Dichteverteilung im Meere ist eine Folge der ablenkenden Kraft der Erdrotation. J. W. SANDSTRÖM hat die direkte Einwirkung des Windes auf ein geschichtetes Wasser

¹⁾ V. W. EKMAN: Om jordrotationens inverkan på vindströmmar i hafvet, Ak. avh., Uppsala 1902.

näher behandelt und dabei die Beziehung zwischen der Neigung der verschiedenen Schichten und dem Winddruck nachgewiesen¹⁾. In der Praxis ist es oft schwer zu entscheiden, ob eine im Meere beobachtete Schichtneigung direkt durch den Winddruck auf das Oberflächenwasser verursacht ist, oder ob sie eine Folge der Einwirkung der Erdrotation auf die durch den Wind hervorgerufenen Strömungen ist.

II. Der hydrodynamische Zustand im Finnischen Meerbusen vom 1.—8. Juli 1925.

Die allgemeine synoptische Lage in der Zeit vom 1.—8. Juli 1925 war besonders geeignet für die Entwicklung eines nahe stationären Strömungszustandes im Finnischen Meerbusen. Während dieses Zeitabschnittes hatte man über dem ganzen Finnischen Meerbusen ausschliesslich östliche bis nordöstliche Winde. Obgleich die Windstärke mässig war, 1—6 Beauf. nach Angaben der Feuerschiffe und der festen meteorologischen Stationen an den Küsten, verursachte doch der anhaltende Wind in der Längenrichtung des Finnischen Meerbusens eine beträchtliche Strömung im Oberflächenwasser. Der resultierende Strom (aus sämtlichen Beobachtungen bestimmt) bei den Feuerschiffen Årangsgrund (59°57' N, 24°57' E) und Revalstein²⁾ (59°43' N, 24°44' E) für die Zeit 1.—8. Juli geht aus folgender Tabelle hervor.

Tab. 1. Resultierender Strom bei Årangsgrund und Revalstein.

Årangsgrund		Revalstein	
Tiefe, m.	Strom, cm/sek.	Tiefe, m.	Strom, cm/sek.
0	N 73° E 9.6	0	S 82° E 17.7
15	N 72° E 9.2	10	S 79° E 14.6
30	N 73° E 8.7	20	S 82° E 10.2

Bei Årangsgrund wurde also nur schwaches Abnehmen der Stromgeschwindigkeit in vertikaler Richtung beobachtet, während dagegen die Geschwindigkeitsänderung bei Revalstein beträchtlich war. Hierzu ist

¹⁾ J. W. SANDSTRÖM: Deux théorèmes fondamentaux de la dynamique de la mer, Svenska Hydrog. Biol. Komm. Skrifter VII, 1922.

²⁾ Die Beobachtungen von einigen estländischen Stationen sind mir gütigst von Dr. K. FRISCH, Dorpat, mitgeteilt worden, wofür ich hiermit meinen verbindlichsten Dank aussprechen möchte.

noch zu bemerken, dass die Strommessungen in grösseren Tiefen in gewissem Grade von der Oberflächenströmung beeinflusst sind, und dass somit das Abnehmen der Stromgeschwindigkeit nach der Tiefe zu bei Revalstein tatsächlich noch etwas grösser sein muss als in Tab. 1. Die resultierende Stromrichtung, die nach der Tabelle von der Tiefe unabhängig ist, fällt ungefähr in die Hauptrichtung des Finnischen Meerbusens. Die Oberflächenströmung kann also annähernd als geradlinig behandelt werden.

Strombeobachtungen in grösserer Tiefe als 20—30 m liegen leider nicht vor. Dagegen ist es möglich auf indirektem Wege wenigstens qualitative Schlüsse in Betreff der Tiefenströmung zu ziehen. Wenn man annimmt, dass die Stromgeschwindigkeit von der Oberfläche bis 20 m Tiefe durchschnittlich 10 cm pro sek. in einem Querschnitt von 50 km Länge ist, so wird durch diesen Querschnitt während der Zeit vom 1.—8. Juli in abgerundeter Zahl 70 km³ Wasser transportiert. Diese Wasserabgabe bedeutet eine Senkung der Wasseroberfläche des ganzen Finnischen Meerbusens von etwa 2 m. Da der jährliche Süsswasserzufluss in den Finnischen Meerbusen nach WITTING¹⁾ sich auf ungefähr 114 km³ beläuft, kann er nicht wesentlich auf die Senkung der Wasseroberfläche einwirken. Man muss also annehmen, dass der Wasserverlust durch einen Gegenstrom in der Tiefe ersetzt wird.

Der Wasserstand in Helsingfors war für den betreffenden Zeitabschnitt, auf die finnländische Referenzfläche bezogen (ungefähr 200 cm unter dem Normalwasserstande), folgender in Tagesmitteln (cm):

Tab. 2. Wasserstand in Helsingfors 1.—8. Juli.

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
202	197	197	198	195	194	197	197

Während des betreffenden Zeitabschnitts blieb der Wasserstand ziemlich unverändert trotz des kräftigen Wassertransports auswärts vom Finnischen Meerbusen. Dieser Umstand lässt sich nur durch die Annahme einer kräftigen einwärtsgehenden Strömung in der Tiefe erklären. Die Geschwindigkeit dieses Tiefenstroms, der den Charakter eines Reaktionsstroms hat, muss so gewählt werden, dass die Wassermenge des Finnischen Meerbusens annähernd konstant bleibt. Im folgenden

¹⁾ Siehe R. WITTING: Hafsytan, geoidytan och landhöjningen utmed Baltiska hafvet och vid Nordsjön, Fennia 39, No. 5, S. 105.

Tab. 3. Temperatur, Salzgehalt und Dichte in verschiedenen Tiefen.

Station	0 m		10 m.		20 m.		30 m.		40 m.		50 m.	
	t°	$S^{\circ}/_{\infty} \sigma_t$										
44 60°08' 26°38'	15.2	4.07 2.27	13.8	4.11 2.52	10.6	4.34 3.10	3.8	5.63 4.53	2.9	6.33 5.11	3.3	7.11 5.72
51A 60°07' 24°59'	17.0	4.13 2.00	16.3	4.18 2.17	15.2	4.36 2.50	13.8	4.58 2.88 ¹⁾	—	—	—	—
52A 60°01' 24°58'	16.4	4.07 2.07	15.3	4.13 2.29	13.6	4.43 2.80	6.5	5.07 3.99	4.4	6.22 4.99	—	—
53 59°52' 24°50'	14.5	4.31 2.56	14.0	4.27 2.61	11.7	4.60 3.17	6.4	5.99 4.72	—	—	3.3	6.74 5.43
58 59°47' 23°00'	15.6	4.70 2.69	15.5	4.70 2.71	15.2	4.72 2.77	13.9	4.85 3.07	11.7	5.77 4.08 ²⁾	—	—
59A 59°39' 23°05'	14.8	5.08 3.11	14.1	5.01 3.17	13.0	5.32 3.56	9.4	5.84 4.38	4.0	6.74 5.42	3.4	7.30 5.88
45 59°57' 27°00'	14.6	4.06 2.34	13.8	4.11 2.51	8.3	4.40 3.35	3.0	6.00 4.84	2.9	6.56 5.29	3.0	6.89 5.55
49 59°52' 26°17'	13.6	4.00 2.46	12.6	4.15 2.71	3.5	6.02 4.86	2.9	6.55 5.27	3.0	6.89 5.55	3.3	7.29 5.87
50 59°50' 25°37'	14.3	4.24 2.53	12.7	4.24 2.76	4.3	5.70 4.59	3.2	6.46 5.20	3.2	6.62 5.33	3.1	7.12 5.74
54 59°43' 25°01'	14.9	4.70 2.81	11.2	4.92 3.49	6.0	6.17 4.89	4.0	6.78 5.45	3.4	6.96 5.60	3.5	7.36 5.92
57 59°30' 23°44'	15.6	5.39 3.22	13.2	5.50 3.66	6.5	6.42 5.06	4.4	6.71 5.38	4.4	6.76 5.43	—	—
61 59°26' 23°09'	15.7	5.61 3.35	12.6	5.41 3.69	8.2	6.09 4.69	5.4	6.80 5.42	3.9	6.82 5.48	3.2	7.09 5.71
72 59°15' 23°11'	16.1	5.97 3.57	9.6	6.26 4.69	5.1	6.76 5.40	3.8	6.91 5.54	3.4	7.02 5.64	3.3	7.14 5.75
73 59°01' 21°52'	16.1	5.95 3.56	11.0	6.65 4.85	5.9	6.76 5.37	4.2	6.94 5.57	3.3	7.32 5.89	3.3	7.43 5.98
55 59°38' 25°11'	9.4	5.86 4.40	4.6	6.00 4.81	4.6	6.46 5.17	3.9	6.69 5.38	3.6	6.78 5.45	—	—
— 59°40' 24°43'	10.5	6.29 4.63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
56 59°37' 24°21'	12.8	5.82 3.98	7.0	6.42 5.03	4.5	6.70 5.38	3.5	6.87 5.52	3.2	7.11 5.72	—	—
— 59°18' 25°22'	7.5	6.70 5.22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 59°20' 23°21'	8.5	6.55 5.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
62 59°20' 23°16'	11.2	6.42 4.64	6.3	6.69 5.29	3.7	6.89 5.54	3.3	7.05 5.68	3.1	7.21 5.81	3.5	8.15 6.53 ³⁾

¹⁾ 24 m. ²⁾ 35 m.³⁾ 55 m.

kommen wir noch auf die Schätzung der Geschwindigkeit des Tiefenstroms zurück, nachdem wir erst die Grösse der beiden Stromgebiete geschätzt haben.

Wir gehen nun zur Temperatur- und Salzgehaltsverteilung über. Da die vom Institut für Meeresforschung vorgenommene Terminfahrt in

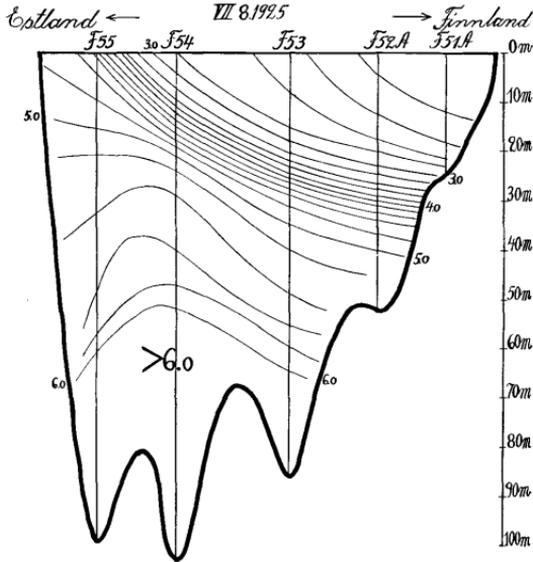


Diagramm 1. Die σ_t -Kurven im Querschnitt I.

dieselbe Zeit fiel, steht uns ein reichhaltiges Beobachtungsmaterial zur Verfügung. In der nebenstehenden Tabelle ist ein Teil der Beobachtungen zusammengestellt. Die Tabelle umfasst drei Abteilungen, nämlich: Beobachtungen in der Nähe der finnländischen Küste, in der Mitte des Finnischen Meerbusens und in der Nähe der estländischen Küste¹⁾.

Die Werte σ_t geben die Dichte ρ des Wassers bei der Temperatur t° und dem Salzgehalt $S\text{‰}$ nach der Gleichung $\sigma_t = (\rho - 1)1000$. Die Dichte ist nach KNUDSENS hydrographischen Tabellen aus Temperatur und Chlorgehalt des Wassers berechnet.

¹⁾ Die vollständigen Beobachtungen sind publiziert in: Die thalassologische Terminfahrt im Jahre 1925, Havsforskningsinstitutets Skrift No. 39, Helsingfors 1926.

Wenn wir die Mächtigkeit der Oberflächenschicht an den verschiedenen Stationen in Tab. 3 betrachten, so beobachten wir eine allmählich abnehmende Mächtigkeit je näher der estländischen Küste die Station liegt. Die σ_t -Flächen zeigen somit eine starke Neigung in den Schnitten senkrecht gegen die Längsrichtung des Finnischen Meerbusens. Ferner beobachten wir an jeder Station ein Gebiet

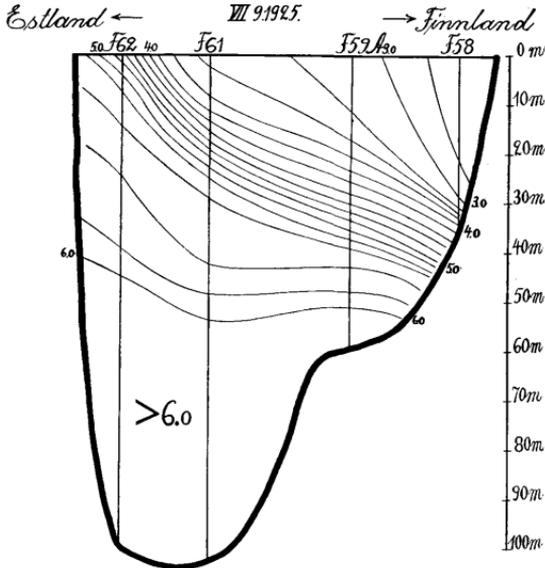


Diagramm 2. Die σ_t -Kurven im Querschnitt II.

starker Dichtezunahme mit der Tiefe. Dieses Gebiet repräsentiert die Sprungschicht (oder Mischungsschicht) zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser. Die durchschnittliche Neigung dieser Sprungschicht werden wir im folgenden berechnen.

Die Berechnungsmethode ist folgende: Wir wählen zwei Querschnitte annähernd senkrecht gegen die mittlere Richtung des Finnischen Meerbusens und einen Längenschnitt ungefähr die Mittellinie des Finnischen Meerbusens entlang. Querschnitt I (Linie F 52A—F 55) läuft von Helsingfors bis südlich von Kokskär, Querschnitt II (Linie F 58—F 62) von Hangö bis Odinsholm. In Schnitt I können 5, in Schnitt II 4 der in Tab. 3 angegebenen Tiefenstationen approximativ untergebracht

werden. Alle diese Beobachtungen können als gleichzeitig betrachtet werden. (Die Messungen sind nämlich während der Zeit 8. Juli um 13 Uhr—9. Juli um 10 Uhr ausgeführt). Die Diagramme 1 und 2 geben den Verlauf der σ_t -Kurven innerhalb dieser Querschnitte an. Wenn der Tiefenunterschied einer gewissen σ_t -Kurve an den Endpunkten eines Schnittes bekannt ist, erhält man die mittlere Neigung der Kurve durch Division der Tiefendifferenz mit dem horizontalen Abstand der Punkte. Die Neigung der einzelnen σ_t -Kurven der Sprungschicht in den Schnitten I und II geht aus folgenden Tabellen hervor:

Tab. 4. Die Neigung der σ_t -Kurven im Schnitt I (Länge 45 km).

σ_t	3.0	3.2	3.4	3.6	3.8	4.0	4.2	4.4	4.6	4.8	5.0
$10^4 \times \text{tng } \beta$	6.7	6.8	6.9	7.0	7.1	7.2	7.2	7.2	6.9	6.1	5.6

Tab. 5. Die Neigung der σ_t -Kurven im Schnitt II (Länge 36 km).

σ_t	3.4	3.6	3.8	4.0	4.2	4.4	4.6	4.8	5.0	5.2	5.4
$10^4 \times \text{tng } \beta$	7.2	7.4	7.7	8.1	8.5	8.7	8.9	8.9	8.8	8.3	7.0

Im Längenschnitt senkrecht gegen diese Querschnitte wird dagegen keine ausgeprägte Neigung der einzelnen σ_t -Linien beobachtet, wie aus nachstehender Tabelle hervorgeht.

Tab. 6. Die Neigung der σ_t -Kurven im Längenschnitt
(Länge 112 km).

σ_t	3.4	3.6	3.8	4.0	4.2	4.4	4.6	4.8	5.0
$10^4 \times \text{tng } \beta \dots$	0.7	0.4	0.2	0.0	-0.1	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2

Die maximale Neigung der Sprungschicht fällt somit annähernd in die Richtung senkrecht gegen die resultierende Stromrichtung. Die Grösse der Neigung schwankt etwas für die einzelnen σ_t -Flächen und beläuft sich im Schnitt I durchschnittlich auf 6.8×10^{-4} , im Schnitt II auf 8.1×10^{-4} .

Wenn die Neigung der Sprungschicht bekannt ist, so können wir die

vertikale Stromveränderung nach (6) oder (7) schätzen. Für $\varphi = 60^\circ$, $g = 982 \text{ cm/sek}^2$ und $\omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ sek}^{-1}$ erhalten wir

$$\Delta v = 7.8 \times 10^6 \Delta \varrho \operatorname{tg} \beta \quad (8)$$

Für eine mittlere Neigung 7.5×10^{-4} erhalten wir folgende Wertpaare

Tab. 7. Entsprechende Werte für $\Delta \sigma_t$ und Δv .

$\Delta \sigma_t$	2.0	2.2	2.4	2.6	2.8	3.0
Δv	— 11.7	— 12.9	— 14.0	— 15.2	— 16.4	— 17.5

Rechnet man mit einer Stromgeschwindigkeit von 10—12 cm pro sek. in der Oberflächenschicht, welche Geschwindigkeit als Mittel der Beobachtungen an den Feuerschiffen Kalbådagrund, Åransgrund, Revalstein¹⁾ und Nekmansgrund hervorgeht, muss der auswärtsgehende Oberflächenstrom nach Tab. 7 in einen einwärtsgehenden Tiefenstrom in der Tiefe der σ_t -Flächen 5.0—5.4 übergehen. Die σ_t -Flächen 5.0—5.4 bezeichnen die untere Begrenzung der Sprungschicht; geht man noch tiefer, so nimmt der einwärtsgehende Strom an Stärke zu.

Wenn man die Tiefenverhältnisse und die Mächtigkeit des Oberflächenwassers in den beiden Querschnitten kennt, so kann man die durchschnittliche Geschwindigkeit dieser einwärtsgehenden Tiefenströmung schätzen. Damit die ganze Wassermenge des Finnischen Meerbusens während der Zeit 1.—8. Juli annähernd konstant sein soll (in Übereinstimmung mit den Wasserstandsbeobachtungen Tab. 2), findet man, dass die mittlere Geschwindigkeit des Tiefenstroms auf ungefähr $\frac{2}{3}$ der Geschwindigkeit des Oberflächenstroms geschätzt werden muss. Die berechnete Veränderung der Stromgeschwindigkeit mit der Tiefe stimmt also gut mit der beobachteten Schichtneigung überein.

Wir betrachten besonders die Strombeobachtungen bei Revalstein. Die Dichte an der Meeresoberfläche ist hier annähernd 1.0029, in 10 m Tiefe 1.0035 und in 20 m Tiefe 1.0049, wie man durch Vergleich mit der nahegelegenen Station F 54 N von Kokskär findet. Hieraus berechnen wir nach (8) folgende Werte für die Veränderung Δv der Stromgeschwindigkeit mit der Tiefe²⁾. Die beobachteten Werte Δv_{beob} sind aus Tab. 1 genommen.

¹⁾ An Revalstein ist die Stromgeschwindigkeit grösser als an den anderen Feuerschiffen, was wahrscheinlich auf der Enge des Finnischen Meerbusens gerade in diesem Querschnitte beruht.

²⁾ Bei der Berechnung ist die für Schnitt I geltende Neigung 6.8×10^{-4} angewandt worden.

Tab. 8. Berechnete und beobachtete Stromveränderung bei Revalstein.

Tiefe	$\Delta\sigma_t$	$\Delta v_{\text{ber.}}$	$\Delta v_{\text{beob.}}$
0—10 m	+ 0.6	— 3.2 cm/sek	— 3.1 cm/sek
10—20 »	+ 1.4	— 7.4 »	— 4.4 »
0—20 »	+ 2.0	— 10.6 »	— 7.5 »

Hier ist noch zu bemerken, dass die beobachtete Stromveränderung auf Grund der Mängel in der Messungsmethode regelmässig etwas kleiner als die wirkliche ist. Mit Hinsicht hierauf ist die Übereinstimmung zwischen Theorie und Beobachtung in der Wirklichkeit sicherlich besser als in Tab. 8.

Besonders beleuchtend für den hydrodynamischen Zustand während der Zeit 1.—8. Juli sind die Beobachtungen bei Nekmansgrund (59°6' N 22°12' E). Hier wurde am 1.—2. und 7.—8. Juli Strom von N bis E, am 3.—6. Juli dagegen von S bis W beobachtet. Werden die dreimal täglich gemachten Strom- bzw. Temperaturbeobachtungen zusammengestellt, so erhalten wir folgende Kombinationen von Strom und Oberflächentemperatur. Beobachtungen von Tiefentemperatur und Salzgehalt stehen mir leider nicht zur Verfügung.

Tab. 9. Strom und Oberflächentemperatur bei Nekmansgrund.

Resultierender Strom cm/sek			Oberfl. Temperatur
0 m	10 m	20 m	
N 69° E 10.2	N 80° E 7.0	N 87° E 5.6	12.4°
S 18° W 1.5	S 34° W 4.0	S 31° W 4.2	8.7°

Aus der Tabelle geht hervor, dass die Stärke des auswärtsgehenden Stromes nach der Tiefe zu abnahm, während die Stärke des einwärtsgehenden Stromes zunahm. Die Temperatur des Oberflächenwassers war niedrig im Vergleich mit der Wassertemperatur der Ostsee (am 8. Juli 13—16° an der Oberfläche), aber ungefähr 4° niedriger bei einwärtsgehendem als bei auswärtsgehendem Strome. Hieraus können wir schliessen, dass Nekmansgrund sich während der Zeit 1.—2. und 7.—8. Juli im Gebiete des Oberflächenstromes und vom 3.—6. Juli im Gebiete des Tiefenstromes befand. Infolge störender Faktoren, wie starke Insolation,

Mischungsphänomene u. s. w., konnte die Temperatursenkung bei einwärtsgehendem Strome nicht völlig zu ihrem Rechte kommen. Dass die Temperatur bei SW-Strom tatsächlich etwa 5—6° niedriger als die Oberflächentemperatur der Ostsee war, beweist jedenfalls, dass das Wasser an der Oberfläche bei Nekmansgrund wenigstens stark mit Tiefenwasser vermischt war. Da Nekmansgrund ausserhalb des Finnischen Meerbusens liegt, können wir die früher bestimmte Schichtneigung doch nicht direkt mit der Veränderung der Stromgeschwindigkeit vergleichen.

Wir fassen noch einmal die wichtigsten Ergebnisse in folgende allgemeine Punkte zusammen:

1) Unter der Einwirkung andauernder östlicher Winde entwickelte sich im Finnischen Meerbusen in der Zeit vom 1.—8. Juli ein nahe stationärer Strömungszustand mit auswärtsgehendem Strom im Oberflächenwasser und einwärtsgehendem Strom im Tiefenwasser.

2) Durch Einwirkung der Erdrotation auf diesen Stromzustand erhielten die isopyknen Flächen eine Neigung, die ihren geringsten Wert in der Richtung des Oberflächenstroms (annähernd horizontaler Verlauf) und ihren grössten Wert in der Richtung senkrecht gegen den Oberflächenstrom hat.

3) Aus dem beobachteten Oberflächenstrom und dem geschätzten Tiefenstrom wurde die Neigung der Sprungschicht nach den Formeln (6) oder (7) berechnet; diese berechnete Neigung stimmt gut mit der wirklich beobachteten überein.

III. Verteilung von Temperatur und Salzgehalt im Finnischen Meerbusen bei verschiedenem Strömungszustande.

Durch folgende Regel ist die horizontale Temperatur- und Salzgehaltverteilung im Finnischen Meerbusen bestimmt: Bei anhaltendem Oberflächenstrom von W nimmt die Dichte des Wassers an den Küsten Finnlands zu, bei anhaltendem Oberflächenstrom von E nimmt die Dichte ab. Umgekehrt ist das Verhältnis an den Küsten Estlands. Da der Oberflächenstrom vom Winde abhängt, so gilt dieselbe Regel für die Beziehung zwischen Wind und Verteilung von Temperatur und Salzgehalt. Aus dem normalen Wassertransport auswärts in den Oberflächenschichten und einwärts in den tieferen Schichten lässt sich die mittlere Dichtigkeitsdifferenz zwischen den Küsten Finnlands und Estlands berechnen, welche bei der normalen Wassertemperatur (nahe + 5° C) hauptsächlich vom Salzgehalt abhängig ist.

Da wir den normalen Unterschied im Salzgehalt zwischen Helsingfors (Gråhara) und Kokskär kennen, können wir die entsprechende Veränderung der Stromgeschwindigkeit mit der Tiefe nach (5) berechnen. Nach WITTING¹⁾ ist der mittlere Oberflächensalzgehalt ausserhalb Helsingfors etwa 4.90 ‰, in der Gegend von Kokskär etwa 5.25 ‰. Der Unterschied beläuft sich also auf ungefähr 0.35 ‰ in einer Entfernung von rund 55 km. Wenn die Dichte als eine Funktion von nur Salzgehalt betrachtet wird, so erhält man für eine Mitteltemperatur von +5° C den Dichteunterschied $\Delta \rho = 0.00027$. Gleichung (5) ergibt eine entsprechende Veränderung der Stromgeschwindigkeit von -0.4 cm/sek. pro 10 m in vertikaler Richtung. Den resultierenden auswärtgehenden Strom am Feuerschiff Årangsgrund habe ich aus sämtlichen Strombeobachtungen für die Jahre 1910—1914 und 1919—1923 auf etwa 1 bis 1.5 cm/sek. geschätzt. Die berechnete durchschnittliche Geschwindigkeitsveränderung -0.4 cm/sek. pro 10 m steht also in gutem Einklang mit den Strombeobachtungen bei Årangsgrund.

Um das oben gesagte zu verdeutlichen, führe ich noch folgende Werte für den Unterschied im Salzgehalt zwischen Gråhara (60°6' N 24°59' E) und Årangsgrund (59°57' N 24°57' E) bei verschiedenem Strom an. Die Mittelwerte gelten für die Zeit VI 1.—X 11. 1913²⁾, welche Zeit sich durch ungewöhnlich stabilen Strömungszustand auszeichnete.

Tab. 10. Salzgehalt des Wassers bei Gråhara und Årangsgrund VI. 1.—X. 11. 1913.

Tiefe	E-Strom			Wechselnder Strom			W-Strom		
	G	Å	G—Å	G	Å	G—Å	G	Å	G—Å
0 m	‰ 4.79	‰ 4.91	‰ -0.12	‰ 5.16	‰ 5.09	‰ +0.07	‰ 5.20	‰ 5.09	‰ +0.11
10 »	4.93	5.15	-0.22	5.30	5.31	-0.01	5.57	5.23	+0.34
20 »	5.11	5.64	-0.53	5.82	5.88	-0.06	6.16	5.94	+0.22
30 »	5.78	6.28	-0.50	6.25	6.30	-0.05	6.83	6.54	+0.29

Bei östlichem Strom beobachtet man in jeder Tiefe höheren Salzgehalt bei Årangsgrund als bei Gråhara, bei westlichem Strom ist das Verhältnis entgegengesetzt, während bei wechselnder Stromrichtung kein auffallender Unterschied zwischen Gråhara und Årangsgrund besteht. Salzgehaltbeobachtungen in verschiedenen Tiefen bei Gråhara und Årangs-

¹⁾ ROLF WITTING: Finnl. Hydr.-Biol. Unters. No. 7.

²⁾ Nach ROLF WITTING: Finnl. Hydr.-Biol. Unters. No. 13.

grund geben somit gute Übereinstimmung mit der Theorie.

Bei starkem Winde von S bis W oder NW wird das Oberflächenwasser in der Regel mit grosser Geschwindigkeit in den Finnischen Meerbusen getrieben. Hierbei kann ein dem normalen entgegengesetzter Strömungszustand mit auswärtsgehendem Tiefenstrom entstehen. Nebenstehende Tabelle gibt die Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte in dem Querschnitt I (Helsingfors—Kokskär) bei anhaltenden frischen Winden von S bis SW. Die Beobachtungen sind vom 2. Oktober 1900¹⁾.

Die Schichtneigung ist, wie aus der Tabelle hervorgeht, der früher besprochenen (am 8. Juli 1925) entgegengesetzt. Der vom Winde verursachte Strom presst unter Einwirkung der ablenkenden Kraft der Erdrotation das leichtere Oberflächenwasser gegen die estländische Küste, das schwerere Tiefenwasser wiederum gegen die finnländische Küste. Die Neigung der Dichtkeitsflächen stimmt also qualitativ mit unserer Regel für die Beziehung zwischen Dichte und Strom im Meere überein. Die quantitative Übereinstimmung nach Gleichung (6) kann dagegen infolge mangelnder Strombeobachtungen nicht geprüft werden.

¹⁾ Nach Finnl. Hydr.-Biol. Unters. No. 1.

Tab. 11. Temperatur, Salzgehalt und Dichte des Wassers im Querschnitt I bei S- bis SW-Wind am 2. X. 1900.

Station		0m.			10m.			20m.			30m.			40m.			50m.		
N	E	t°	S ⁰ / ₁₀₀₀	σ _t	t°	S ⁰ / ₁₀₀₀	σ _t	t°	S ⁰ / ₁₀₀₀	σ _t	t°	S ⁰ / ₁₀₀₀	σ _t	t°	S ⁰ / ₁₀₀₀	σ _t	t°	S ⁰ / ₁₀₀₀	σ _t
60°01'	24°46'	6.8	6.40	5.04	6.7	6.42	5.05	5.0	6.48	5.18	4.1	6.59	5.30	3.6	6.70	5.39	—	—	—
59°55'	24°48'	8.1	6.33	4.89	8.1	6.33	4.89	7.9	6.33	4.90	5.4	6.52	5.19	2.5	6.87	5.53	2.3	6.94	5.59
59°52'	24°53'	10.2	6.22	4.60	10.2	6.24	4.61	9.9	6.22	4.67	3.9	6.54	5.25	2.0	6.96	5.61	1.9	7.06	5.69
59°47'	24°49'	10.8	6.13	4.47	10.6	6.13	4.49	10.3	6.22	4.59	8.9	6.33	4.82	2.5	6.81	5.32	1.7	7.08	5.67
59°44'	24°58'	11.3	6.02	4.32	11.3	6.02	4.32	11.3	6.02	4.32	11.3	6.04	4.33	10.5	6.08	4.46	1.8	6.88	5.54
59°39'	25°02'	11.4	5.52	3.92	11.4	5.56	3.95	11.4	5.54	3.93	11.4	5.54	3.93	8.4	5.93	4.56	2.3	6.99	5.63

Summary.

In the preceding pages I have treated the problem of the distribution of temperature and salinity in the Gulf of Finland with stationary currents. In Chapter I an approximate formula (5) for the horizontal, rectilinear, frictionless and stationary current is deduced from V. BJERKNES' circulation theory. If the angle of inclination between the horizontal plane and the isopycnic surfaces is inserted into this formula, this angle is approximately determined by the formula (6). Density being a function of the temperature and salinity, we get from these formulae a number of rules regarding the horizontal distribution of temperature and salinity with different currents, or, if we suppose a current to be produced in the first instance by the wind, with different winds.

In Chapter II I apply the formulae to a certain hydrodynamic state in the Gulf of Finland during the period 1st—8th July 1925. The distribution of temperature and salinity had been determined during the expedition of the Thalassological Institute. After having ascertained that the currents during the time in question could be treated as approximately stationary with an outward-flowing surface current and an inward-flowing bottom current, I show that the average inclination of the isopycnic surfaces according to the observations, agreed with the calculations founded on the formula (5).

The formulae (5) and (6) were also applied to some other special cases and to the normal distribution of temperature and salinity in the Gulf of Finland (Chapter III). Results agreeing satisfactorily with the theory were obtained throughout.
