

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИИ ДАТСКОГО ПРОЛИВА

(по материалам рейса э/с «Севастополь» летом 1958 г.)

Е. В. СОЛЯНКИН

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНЫХ МАСС

Из литературных источников [4, 6] и полученных нами температурных и соленостных характеристик вод Датского пролива (в основном в пределах Гренландско-Исландского порога и юго-восточного побережья Гренландии) явственно вырисовываются контуры основных водных масс: вод атлантического происхождения и вод полярного происхождения.

В результате взаимодействия этих разнородных водных масс проявляется исключительно важная особенность Датского пролива — наличие полярного фронта. Фронт представлен довольно узкой зоной (зона максимальных горизонтальных градиентов температуры и солености).

Но именно здесь, в районе полярного фронта, в результате интенсивного перемешивания различных водных масс образуются воды с промежуточными значениями количественных характеристик гидрологических элементов. В силу этого мы считаем возможным и нужным выделить своеобразную промежуточную водную массу.

Кроме того, в районе наших исследований встречаются иные смешанные воды — воды материкового стока и атлантические, обнаруженные в узкой прибрежной зоне Исландии.

Наиболее четко и рельефно различные водные массы, их изменение в результате перемешивания и под воздействием ряда местных, сезонных факторов можно проследить, анализируя $t-S$ -кривые, составленные нами на основе работ э/с «Севастополь» летом 1958 г.

Рассмотрим прежде всего атлантическую водную массу, весьма широко представленную в Датском проливе и Ирмингеровом море.

Довольно четкую характеристику этой водной массы мы получили на станциях, взятых в области течения Ирмингера к юго-западу от м. Рейкьянес, т. е. на входе атлантических вод в район пролива (рис. 1). По своим физико-химическим показателям эта водная масса почти однородна. Только к глубине 700 м соленость несколько понижается, но остается больше $35,1\text{‰}$. Температура составляет $6-8^\circ\text{C}$, за исключением поверхностного слоя, сильно прогретого за счет солнечной радиации.

Продвигаясь к Гренландско-Исландскому порогу и на юг вдоль континентального свала глубин Гренландии, атлантические воды претерпевают существенные изменения в результате перемешивания с другими водными массами и под воздействием сезонных, зональных и других факторов.

В южной части Гренландско-Исландского порога $t-S$ -кривые сохраняют вид, характерный для атлантических вод (рис. 2), что свидетельствует о единстве процессов, создающих наблюдаемое распределение температуры и солености. Физико-химические характеристики водной массы несколько изменены, но соленость довольно высока — везде более 35‰ , а температура от $5,5$ до $7,5^\circ\text{C}$. В некоторых случаях заметно понижение температуры и особенно солености с глубиной, что указывает на перемешивание этих вод с донными местными водами Гренландско-Исландского порога, образующимися, видимо, в результате зимней вертикальной конвекции (рис. 2, д).

Иногда, видимо за счет действия ветра, в область действительно атлантических вод нагоняются поверхностные холодные воды полярного происхождения, в ряде случаев даже вместе со льдами. В связи с появлением таких инородных вод (что весьма вероятно в результате образования соответствующих гидрометеорологических ситуаций — в силу общей малой площади Датского пролива и наличия хорошо развитого полярного фронта) несколько изменяется форма $t-S$ -кривых (рис. 2, в) в тех частях, которые характеризуют поверхностные слои.

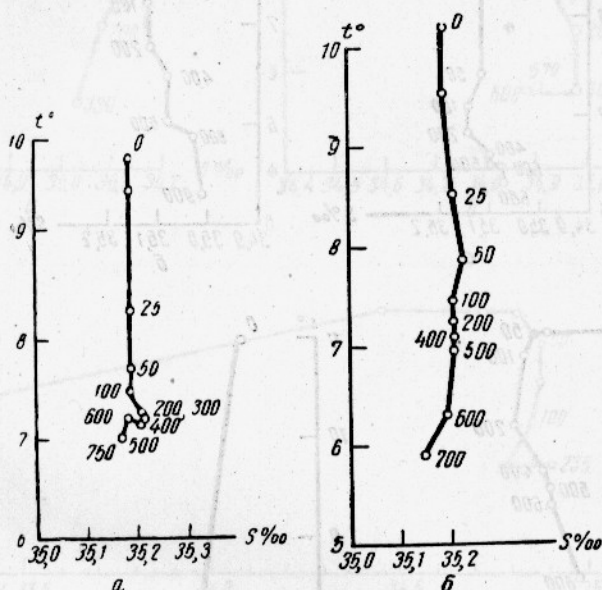


Рис. 1. $t-S$ -кривые:
а — на ст. 1578; б — на ст. 1579.

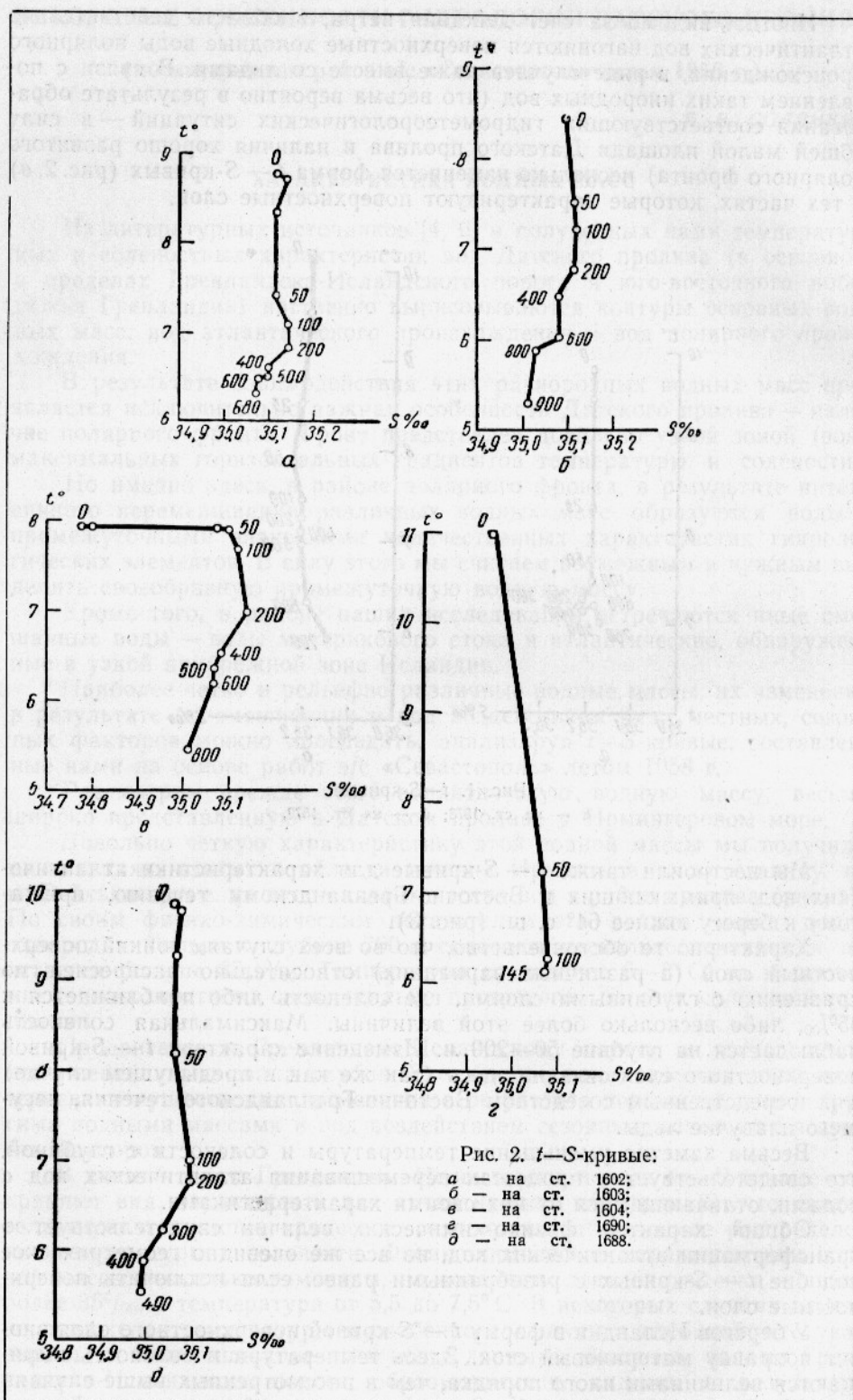
Мы построили также $t-S$ -кривые для характеристики атлантических вод, примыкающих к Восточно-Гренландскому течению, прижатому к берегу южнее 64° с. ш. (рис. 3).

Характерно то обстоятельство, что во всех случаях тонкий поверхностный слой (в различных вариациях) относительно распреснен по сравнению с глубинными слоями, где соленость либо приближается к 35‰ , либо несколько более этой величины. Максимальная соленость наблюдается на глубине 50—200 м. Изменение характера $t-S$ -кривой поверхностного слоя связано здесь (так же как в предыдущем случае) с непосредственным соседством Восточно-Гренландского течения, несущего плавающие льды.

Весьма заметно уменьшение температуры и солености с глубиной, что свидетельствует о процессах перемешивания атлантических вод с водами, отличающимися от них своими характеристиками.

Общий характер физико-химических величин свидетельствует о трансформации атлантических вод, но все же очевидно геометрическое подобие $t-S$ -кривых с разобранными ранее, если исключить поверхностные слои.

У берегов Исландии в форму $t-S$ -кривой поверхностного слоя вносит поправку материковый сток. Здесь температура и соленость выражаются величинами иного порядка, чем в рассмотренных выше случаях (рис. 2, г).



Таким образом, в Датском проливе везде, куда проникают воды течения Ирмингера, мы наблюдаем в том или ином виде одну водную массу — воду атлантического происхождения.

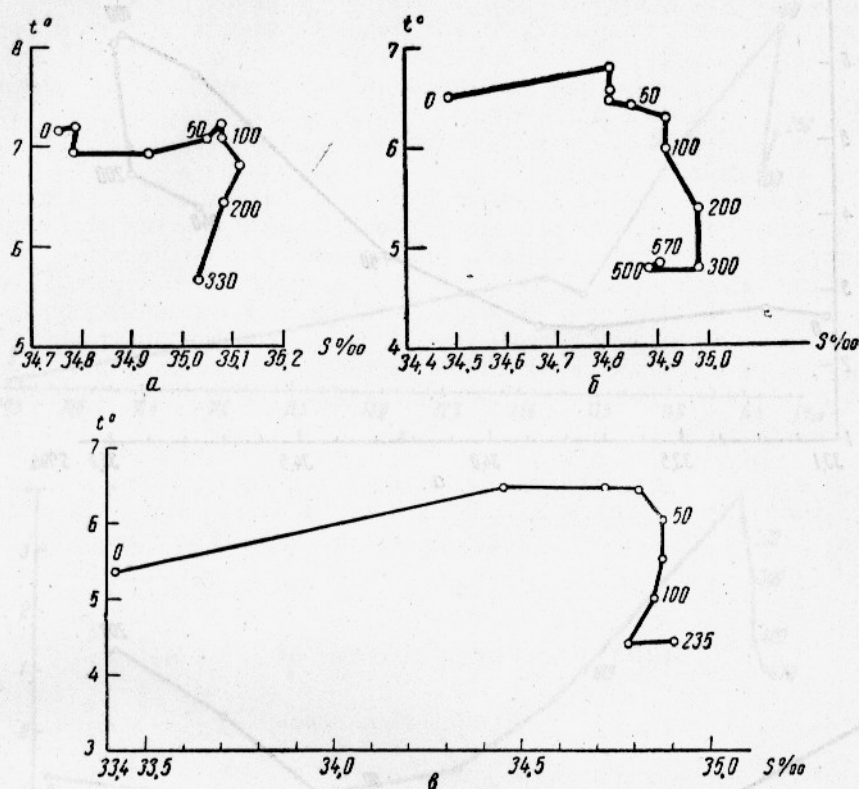
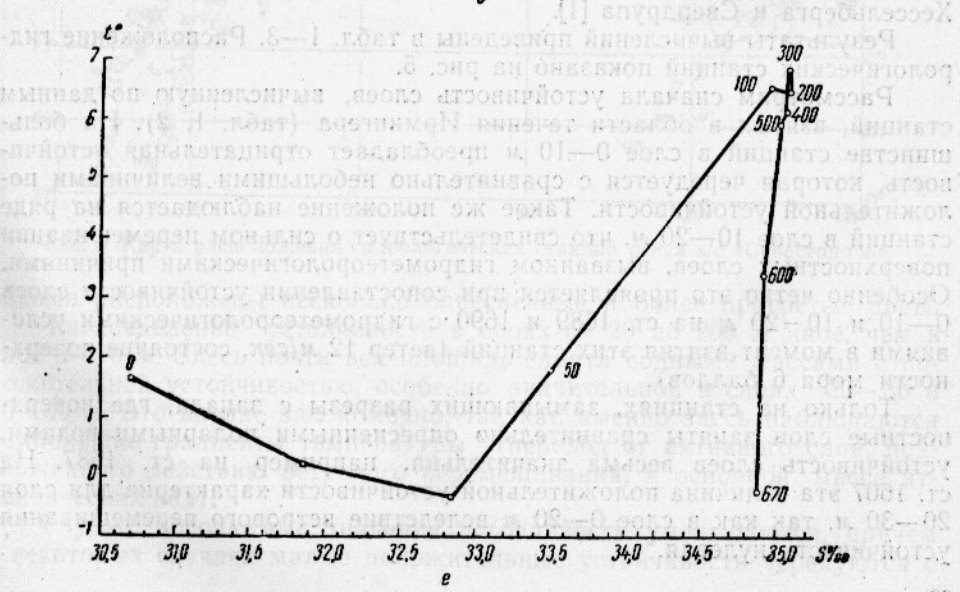
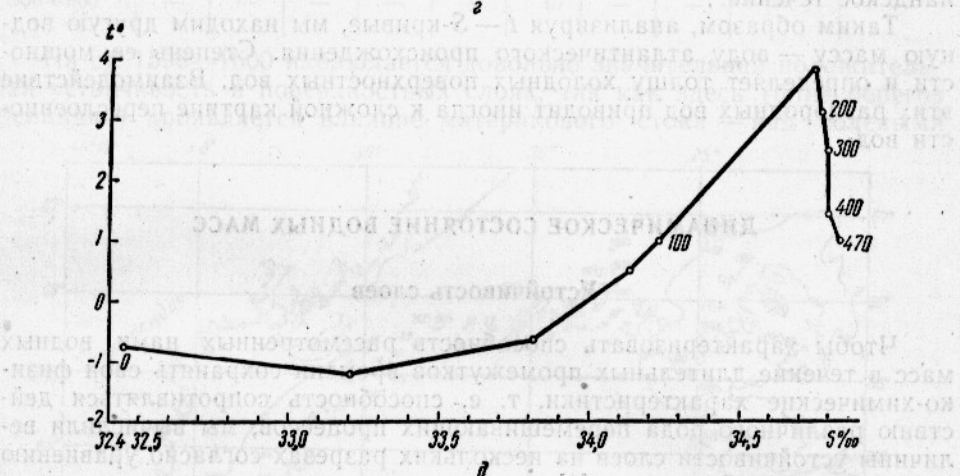
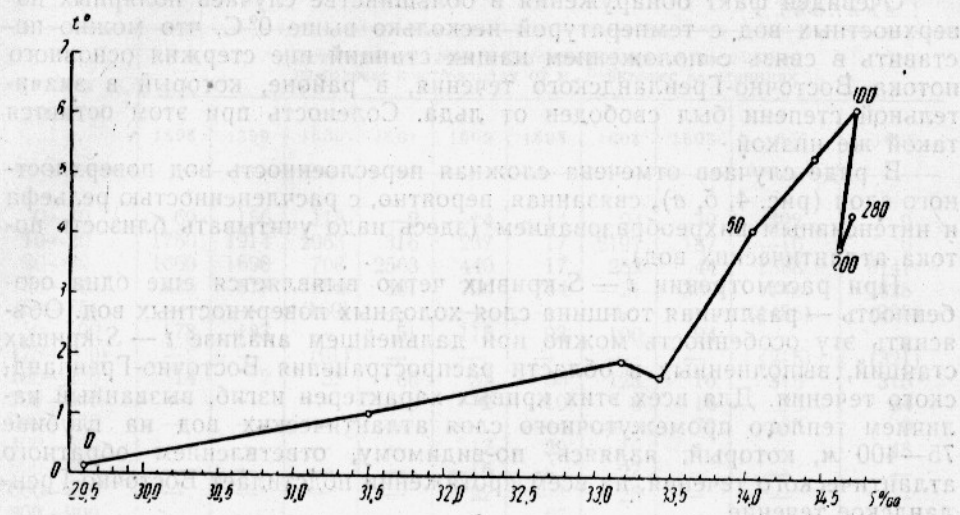


Рис. 3. $t-S$ -кривые:
а — на ст. 1642; б — на ст. 1647; в — на ст. 1649.

Теперь рассмотрим $t-S$ -кривые станций, выполненных в области распространения Восточно-Гренландского течения (рис. 4). $t-S$ -Кривые, характеризующие эти воды, значительно отличаются от $t-S$ -кривых, характеризующих воды течения Ирмингера. Это вполне понятно, так как происхождение этих вод различное. Кроме того, рассмотрение $t-S$ -кривых приводит к выводу, что в данном случае мы имеем дело с несколькими вариациями одной водной массы или сочетанием нескольких разнородных водных масс.

Прежде всего это воды собственно Восточно-Гренландского течения, т. е. воды полярного происхождения, несущие зачастую плавучие льды. Их физико-химические характеристики совершенно отличны от характеристик атлантических вод. Особенно четко полярные воды характеризуются $t-S$ -кривой ст. 1607, взятой в непосредственной близости от полярного фронта. Здесь в слое 50 м мы наблюдаем отрицательные температуры и соленость порядка 32—33,8‰.

Сопоставление $t-S$ -кривых станций, выполненных в различных районах, свидетельствует о единстве процессов, создающих этот весьма характерный облик поверхностных вод — холодных и с относительно малым содержанием солей. В то же время при таком сравнении видна некоторая изменчивость, что связано с влиянием сезонных, местных факторов и взаимодействием с водами иного происхождения.



Очевиден факт обнаружения в большинстве случаев полярных поверхностных вод с температурой несколько выше 0°C , что можно поставить в связь с положением наших станций вне стержня основного потока Восточно-Гренландского течения, в районе, который в значительной степени был свободен от льда. Соленость при этом остается такой же низкой.

В ряде случаев отмечена сложная переслоенность вод поверхностного слоя (рис. 4, б, в), связанная, вероятно, с расчлененностью рельефа и интенсивным вихреобразованием (здесь надо учитывать близость потока атлантических вод).

При рассмотрении $t-S$ -кривых четко выявляется еще одна особенность — различная толщина слоя холодных поверхностных вод. Объяснить эту особенность можно при дальнейшем анализе $t-S$ -кривых станций, выполненных в области распространения Восточно-Гренландского течения. Для всех этих кривых характерен изгиб, вызванный наличием теплого промежуточного слоя атлантических вод на глубине 75—400 м, который, являясь, по-видимому, ответвлением обратного атлантического течения, на всем протяжении подстилает Восточно-Гренландское течение.

Таким образом, анализируя $t-S$ -кривые, мы находим другую водную массу — воду атлантического происхождения. Степень ее мощности и определяет толщину холодных поверхностных вод. Взаимодействие этих разнородных вод приводит иногда к сложной картине переслоенности вод.

ДИНАМИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ВОДНЫХ МАСС

Устойчивость слоев

Чтобы характеризовать способность рассмотренных нами водных масс в течение длительных промежутков времени сохранять свои физико-химические характеристики, т. е. способность сопротивляться действию различного рода перемешивающих процессов, мы вычислили величины устойчивости слоев на нескольких разрезах согласно уравнению Хессельберга и Свердрупa [1].

Результаты вычислений приведены в табл. 1—3. Расположение гидрологических станций показано на рис. 5.

Рассмотрим сначала устойчивость слоев, вычисленную по данным станций, взятых в области течения Ирмингера (табл. 1, 2). На большинстве станций в слое 0—10 м преобладает отрицательная устойчивость, которая чередуется с сравнительно небольшими величинами положительной устойчивости. Такое же положение наблюдается на ряде станций в слое 10—20 м, что свидетельствует о сильном перемешивании поверхностных слоев, вызванном гидрометеорологическими причинами. Особенно четко это проявляется при сопоставлении устойчивости слоев 0—10 и 10—20 м на ст. 1689 и 1690 с гидрометеорологическими условиями в момент взятия этих станций (ветер 12 м/сек, состояние поверхности моря 6 баллов).

Только на станциях, замыкающих разрезы с запада, где поверхностные слои заняты сравнительно опресненными полярными водами, устойчивость слоев весьма значительна, например на ст. 1687. На ст. 1607 эта величина положительной устойчивости характерна для слоя 20—30 м, так как в слое 0—20 м вследствие ветрового перемешивания устойчивость нулевая.

Таблица 1

Глубина в м	Устойчивость слоев в Датском проливе летом 1958 г. на разрезе к юго-западу от м. Рейкьянес на станциях									
	1598	1599	1600	1601	1602	1603	1604	1605	1606	1607
0—10	69	156	118	—2	—14	—14	94	—30	322	0
10—20	1750	1914	2953	316	237	17	2197	187	—16	0
20—30	1669	1698	708	2563	440	17	252	44	1388	6141
30—50	485	817	658	301	720	754	—21	380	1140	2828
(50—75)	—	—	(169)	—	—	—	—	—	(1488)	(998)
50—100	178	183	—	51	115	93	100	94	—	—
(75—100)	—	—	(91)	—	—	—	—	—	(215)	(321)
100—200	14	2	52	66	37	60	123	10	315	315
200—300	—	—	—	—	—2	10	8	16	70	24
300—400	—	—	—	—	—	—	—	79	185	0
400—500	—	—	—	—	17	29	16	—	—	48
500—600	—	—	—	—	—16	—	27	—	—	—
600—800	—	—	—	—	22	—3	25	—	—	—
800—900	—	—	—	—	—	67	—	—	—	—

На ст. 1598—1600 наблюдается довольно значительная положительная устойчивость в поверхностных слоях, так как здесь (близ берегов Исландии) проявляется влияние материкового стока — над солеными

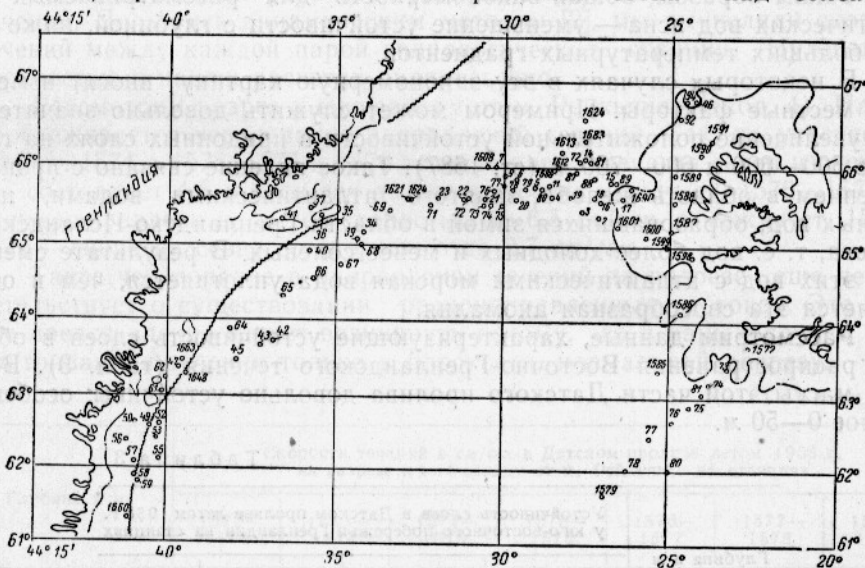


Рис. 5. Карта расположения гидрологических станций рейса э/с «Севастополь».

водами расположены несколько опресненные и более прогретые воды.

Распределение устойчивости в слоях от 20 до 200 м иное, чем в слое 0—10 м. Здесь почти вся площадь занята водными массами с положительной устойчивостью, особенно значительной в слоях 20—30 и 30—50 м. Это вполне закономерно, так как именно здесь наблюдаются наибольшие градиенты температуры (переход от активного слоя, подверженного действию ветрового перемешивания, к основной массе атлантических вод).

Глубже абсолютные значения устойчивости уменьшаются, причем в некоторых случаях малые положительные устойчивости чередуются с

Таблица 2

Глубина в м	Устойчивость слоев в Датском проливе летом 1958 г. на станциях				
	1686	1687	1688	1689	1690
0—10	5671	25	—15	—155	—55
10—20	7912	9979	180	—155	2
20—30	6747	8051	724	1434	133
30—50	2310	2056	872	1200	3463
(50—75)	(1439)	—	—	—	—
50—100	—	1308	399	359	283
(75—100)	(164)	—	—	—	—
100—200	—	100	30	55	23
(150—200)	(278)	—	—	—	—
200—300	208	—61	27	1	—
300—400	99	77	16	—	—
400—500	15	13	46	—	—
500—600	—	221	—	—	—

небольшими отрицательными. Возможно, что однородные воды под влиянием динамических причин подверглись действию процессов перемешивания.

Таким образом, общая закономерность для рассматриваемых атлантических вод ясна — уменьшение устойчивости с глубиной, ниже зоны больших температурных градиентов.

В некоторых случаях в эту закономерную картину вносят изменения местные факторы. Примером может служить довольно значительное увеличение положительной устойчивости в придонных слоях на глубине 500—600 и 600—700 м (ст. 1687). Такое явление связано с проникновением в область желоба, занятого атлантическими водами, придонных вод, образовавшихся зимой в области Гренландско-Исландского порога, т. е. вод более холодных и менее соленых. В результате смешения этих вод с атлантическими морская вода уплотняется, чем и объясняется эта своеобразная аномалия.

Рассмотрим данные, характеризующие устойчивость слоев в области распространения Восточно-Гренландского течения (табл. 3). Водные массы этой части Датского пролива довольно устойчивы, особенно в слое 0—50 м.

Таблица 3

Глубина в м	Устойчивость слоев в Датском проливе летом 1958 г. у юго-восточного побережья Гренландии на станциях			
	1634	1635	1636	1637
0—10	1199	8489	4334	12230
10—20	3793	4621	6462	10097
20—30	1109	1262	963	4186
30—50	1175	1126	1183	1471
50—75	437	928	667	573
75—100	340	471	1081	1172
100—150	38	103	368	479
150—200	397	—	328	91
200—300	—64	239	21	—

Это понятно, так как в верхних слоях находится полярная вода, которую подстилает промежуточный слой атлантических вод. Такое строение вод характеризует их большую сопротивляемость перемещающим процессам. Различие физико-химических характеристик вод области распространения Восточно-Гренландского течения и атлантических, обусловленное особенностями их происхождения, сказывается и на различном характере их устойчивости. Воды, находящиеся в области распространения Восточно-Гренландского течения, обладают значительно большей вертикальной устойчивостью, чем атлантические воды течения Ирмингера.

Течения

Материалов гидрологических съемок, выполненных э/с «Севастополь» летом 1958 г. (как и аналогичных материалов, собранных летом 1957 г.), недостаточно для построения динамической карты течений. Тем не менее представляет интерес ознакомление со скоростями течений на разрезах, пересекающих ветви Ирмингера и Восточно-Гренландского течений, так как появление аномалий физико-химических характеристик или изменение в той или иной степени линии полярного фронта находится в прямой связи с колебаниями мощности этих основных потоков Датского пролива.

Плоскости наших разрезов примерно нормальны к основным струям течений. Пользуясь динамическим методом [2], мы вычислили скорости течений между каждой парой гидрологических станций. Нулевой поверхностью в наших расчетах являлось дно.

Рассмотрим разрез к юго-западу от м. Рейкьянес (табл. 4). На нем прослеживается чередование направлений течений. Так, на участке между ст. 1574 и 1575, 1575 и 1576 течение направлено на север и скорость его составляет 4,6 и 6 см/сек на поверхности; между ст. 1576—1578 течение направлено на юг со скоростью до 6,5 см/сек, а между ст. 1578—1579 — снова на север со скоростью до 2,7 см/сек.

Такое чередование в направлении течений на разрезе еще не свидетельствует о существовании разнонаправленных потоков. Это ложное представление может возникнуть потому, что в нашем случае рассматриваются течения только в плоскости, нормальной разрезу.

Таблица 4

Глубина в м	Скорость течений в см/сек в Датском проливе летом 1958 г. на разрезе к юго-западу от м. Рейкьянес на станциях						
	1572— 1573	1573— 1574	1574— 1575	1575— 1576	1576— 1577	1577— 1578	1578— 1579
0	+0,38	+0,19	+4,56	+6,2	-6,46	-0,65	+2,55
10	-0,19	+0,19	+4,56	+6,2	-6,46	-0,78	+2,70
25	-0,57	0	+4,56	+5,8	-6,08	-1,04	+2,70
50	-0,76	-0,19	+4,56	+5,2	-5,89	-1,30	+2,70
100	-0,38	-0,76	+4,37	+4,4	-5,70	-1,30	+2,55
200	—	-0,57	+3,42	+3,4	-5,13	-1,30	+2,40
300	—	—	+3,04	+3,4	-4,75	-1,56	+2,40
400	—	—	—	+2,2	-3,23	-1,82	+2,25
500	—	—	—	+0,6	-1,71	-1,82	+1,95
600	—	—	—	—	—	-1,43	+1,65

Примечание. Здесь и в последующих таблицах знаком плюс обозначено течение, направленное на север, а знаком минус — течение, направленное на юг.

Опровергнуть это представление можно путем составления карты течений для всего района. Такую карту мы заимствовали из отчета немецкой экспедиции на судне «Антон Дорн» летом 1955 г. в район Датского пролива и Ирмингера моря (рис. 6). Карта составлена путем вычисления аномалий динамических глубин и построения соответствующих динамических горизонталей. При рассмотрении ее мы можем убедиться в существовании целого ряда завихрений и круговоротов.

К сожалению, мы почти не имеем материала для сопоставления с нашими вычисленными данными, характеризующими скорость отдельных ветвей течения Ирмингера в летний сезон — в конце июня — в июле (такое же положение и с Восточно-Гренландским течением).

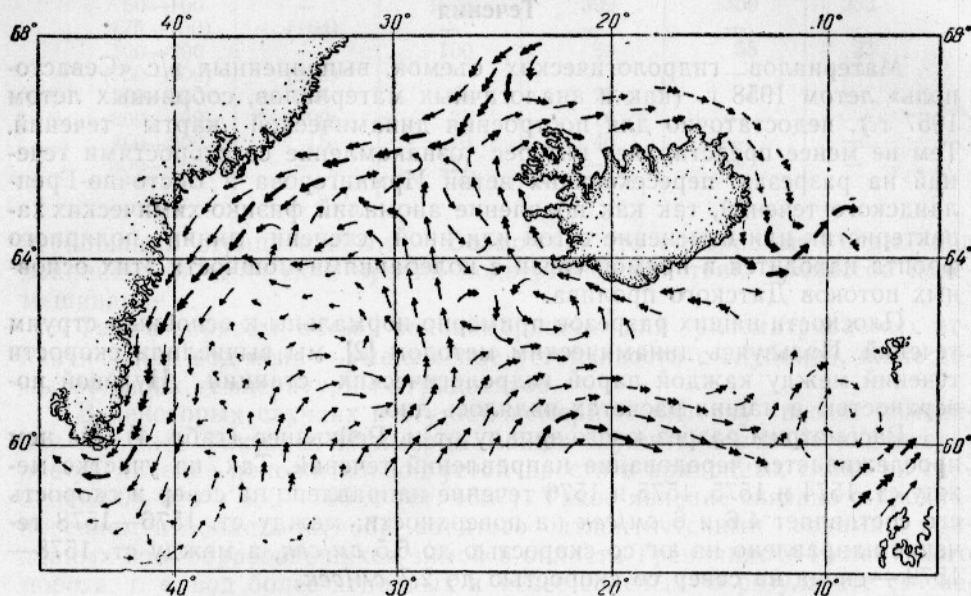


Рис. 6. Поверхностные течения в Датском проливе и Ирмингеровом море в июне 1955 г. (по данным э/с «Антон Дорн»).

В. А. Леднев [4] приводит цифру 18 миль в сутки, т. е. 38 см/сек, полученную из наблюдений за дрейфом рыбопромысловых судов в районе к юго-западу от м. Рейкьянес. Но в какой мере можно ориентироваться на эту цифру, судить трудно, так как неизвестно, как, когда и при каких гидрометеорологических условиях проводились наблюдения (возможно влияние приливо-отливных течений, довольно ярко выраженных в прибрежной зоне Исландии).

В то же время сравнение наших данных летнего сезона 1958 г. с немецкими, полученными примерно в тот же период летом 1955 г. на э/с «Антон Дорн», свидетельствует о полной аналогии абсолютных величин скоростей (см. табл. 4).

Рассмотрение разреза, пересекающего ветви течения Ирмингера непосредственно в Датском проливе (табл. 5), также подтверждает наличие ряда завихрений между отдельными ответвлениями течения Ирмингера (чередование направления потоков на разрезе). На карте течений, составленной по материалам немецкой экспедиции на судне «Антон Дорн», такие вихреобразные движения воды видны отчетливо.

Скорости потоков, направленных на север, по нашим данным, колеблются от 2 до 3 см/сек. Лишь мористее, между ст. 1604 и 1605, они

достигают 6—11 см/сек. Скорости потоков, направленных на юг, на различных участках колеблются от 1 до 10—15 см/сек. Примерно такие же скорости (за исключением величин свыше 10 см/сек) получены и немецкой экспедицией.

Таблица 5

Глубина в м	Скорости течений в см/сек в Датском проливе летом 1958 г. на станциях						
	1598— 1599	1599— 1600	1600— 1601	1601— 1602	1602— 1603	1603— 1604	1604— 1605
0	+0,4	+2,5	—0,8	—9,4	+3,1	—2,7	+9,7
10	+0,6	+2,2	—1,0	—9,6	+2,7	—2,3	+8,9
20	+0,8	+1,8	—1,0	—9,6	+2,7	—2,3	+8,4
30	+0,8	+1,5	—1,0	—9,4	+3,1	—2,5	+8,4
50	+0,8	+1,2	—1,1	—8,6	+3,4	—2,5	+7,8
100	+0,4	+0,5	—0,8	—7,7	+3,7	—1,7	+6,2
200	—	—	—	—	+4,0	—1,0	+4,9
300	—	—	—	—	—	—	—
400	—	—	—	—	+4,0	—0,6	—
500	—	—	—	—	—	—	—
600	—	—	—	—	+2,2	+0,4	—

Весьма интересен наш разрез несколько севернее предыдущего (табл. 6), выполненный в конце июля (сдвиг во времени 25 дней). Мы допускаем, что на отдельных участках возможно существование потоков, направленных на юг, как элементов завихрений. Но разрез нигде не пересекает участки, где бы течение было направлено на север, хотя севернее в более ранние сроки мы наблюдали явно атлантическую водную массу, принесенную течением Ирмингера (например, ст. 1591—1592).

Таблица 6

Глубина в м	Скорость течений в см/сек в Датском проливе летом 1958 г. по станциям		
	1687—1688	1688—1689	1689—1690
0	—27,0	+0,54	—0,58
10	—20,5	+0,27	—1,16
20	—15,7	0	—1,74
30	—12,7	—0,27	—2,61
50	—9,4	—0,27	—3,48
100	—5,9	0	—2,32
200	—5,4	—0,27	—
300	—4,9	—	—
400	—4,3	—	—

Возникает два предположения — либо течение прижато совсем узкой полосой к берегу Исландии (наш разрез не доходит до берега примерно на 40 миль), либо в результате сложившейся неблагоприятной гидрометеорологической обстановки (сильные северные ветры в период наблюдений) слабое течение Ирмингера (его северная ветвь) не в состоянии преодолеть Гренландско-Исландский порог и вынуждено под давлением арктических вод циркулировать против часовой стрелки, присоединяясь к потоку полярных вод, направленных на юго-запад.

Вернемся к вопросу о завихрениях. Необходимо выяснить, носят ли они постоянный характер или это временное явление, обусловленное изменением режима течений по сезонам. Решить этот вопрос можно только на основе регулярных сезонных и многолетних наблюдений.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные относятся к летнему сезону 1955, 1957 и 1958 гг. Если наблюдения 1955 и 1958 гг. свидетельствуют о наличии ряда таких завихрений, то характеристики течения Ирмингера, полученные летом 1957 г. (разрез 1957 г. был повторен с небольшими изменениями летом 1958 г.), ставят их постоянное существование под сомнение.

Почти на всем разрезе (табл. 7) мы наблюдаем скорости течений, направленных на север, и только на одном участке, между ст. 1161—1162, поток вод направлен на юг, причем скорость его очень незначительна — до 1,9 см/сек.

Таблица 7

Глубина в м	Скорости течений в см/сек в Датском проливе летом 1957 г. по станциям							
	1157—1158	1158—1159	1159—1160	1160—1161	1161—1162	1162—1163	1163—1164	1164—1165
0	+2,6	+6,0	+1,1	+1,7	—1,9	+16,5	+26,7	+6,5
10	+2,6	+5,5	+0,9	+2,4	—1,6	+16,5	+26,2	+6,5
20	+2,8	+4,9	+0,7	+1,9	—1,9	+16,7	+25,6	+6,5
30	+3,0	+4,2	+0,7	+1,4	—1,9	+16,9	+25,1	+6,5
50	+2,8	+3,1	+0,5	+0,5	—1,6	+17,3	+24,3	+6,7
100	+0,8	+1,0	+0,2	+0,5	—0,6	+17,3	+23,0	+7,7
200	—	—	—	—	+1,9	+16,0	+22,1	+17,3
300	—	—	—	—	+4,3	+14,8	+22,7	+21,6
400	—	—	—	—	—	—	—	—
500	—	—	—	—	—	+10,6	+21,6	—

Примечание. Ст. 1157—64°56' с. ш. и 24°25' з. д.; ст. 1165—65°52' с. ш. и 29°39' з. д.

В то же время на разрезе в 1958 г. скорости течений, направленных на юг, колебались на различных участках от 1,0 и 2,7 до 9,6 см/сек.

Из этого сопоставления следует, что летом 1957 г. в отличие от 1958 г. в Датском проливе наблюдались незначительные по площади и мощности круговороты (завихрения) вод в области распространения течения Ирмингера. Кроме того, скорости течения, направленного на север, по данным летней съемки 1957 г., значительно больше, чем в 1958 г. Если в 1958 г. минимальные скорости течения на поверхности составляли 0,4—2,5—3,1 см/сек (на различных участках), то в 1957 г. они были равны 2,6—6,0 см/сек. Максимальные поверхностные скорости в 1958 г. составляли 9,7 см/сек, а в 1957 г. — 16,5—26,7 см/сек. Из этих данных следует, что мощность потока атлантических вод летом 1958 г. (а также, очевидно, и в 1955 г.) была в 2—3 раза меньше, чем летом 1957 г.

Очевидно, как само наличие завихрений в области течения Ирмингера, так и район их распространения можно поставить в связь с колебаниями мощности общего потока. В возникновении этого явления немалая роль, по-видимому, принадлежит также сложному характеру рельефа дна Датского пролива.

Дополнительным подтверждением существования завихрений может служить таблица скоростей течений (табл. 8), вычисленных для наиболее северного разреза, пересекающего Датский пролив (разрез выполнен э/с «Севастополь» 4—6 августа 1957 г.) и находящегося целиком в пределах Гренландско-Исландского порога, на выходе из Датского пролива в Гренландское море.

Из данных, приведенных в табл. 8, видно, что в этой наиболее северной области, где в значительной степени проявляется активное действие вод полярного происхождения и куда еще проникают атлантические воды, наблюдаются завихрения. Возможно, что это явление носит здесь более постоянный характер, чем в районах, расположенных южнее. К сожалению, для более точных выводов у нас нет данных. Появлению таких круговоротов воды в огромной мере способствует и весьма сложный рельеф Гренландско-Исландского поднятия.

Таблица 8

Глубина в м	Скорость течений в см/сек в 1957 г. на выходе из Датского пролива в Гренландское море на станциях					
	1192—1190	1190—1188	1188—1184	1184—1199	1199—1200	1200—1201
0	+5,32	—34,50	—14,64	+0,84	+0,32	—1,40
10	+5,32	—31,20	—12,48	+0,84	+0,64	—2,80
20	+5,70	—28,80	—11,04	+0,84	0	—2,24
30	+5,70	—26,70	—9,36	+0,72	—	—
50	+5,70	—22,50	—7,68	+0,72	—3,20	0
100	+4,94	—15,00	—6,48	+0,72	—2,24	—0,84
200	+2,66	—10,80	—4,56	+0,36	+0,64	—1,40
300	—	— 8,70	—	—	—	—

Продолжение табл 8

Глубина в м	Скорость течений в см/сек в 1957 г. на выходе из Датского пролива в Гренландское море на станциях				
	1201—1202	1202—1203	1203—1204	1204—1205	1205—1206
0	+16,24	—10,15	+4,40	+2,38	+7,41
10	+16,52	—13,65	+8,00	—	—
20	+15,12	—14,70	+10,00	+2,21	+4,29
30	—	—12,25	+10,00	+2,38	—
50	+8,96	—8,40	+10,00	+2,72	—1,95
100	+4,48	—4,20	+10,40	+2,21	—
200	+1,68	—1,75	+9,00	—	—
300	—	—1,05	—	—	—

Примечание. Ст. 1192—67°42' с. ш. и 32°08' з. д.; ст. 1206—65°47' с. ш. и 24°21' з. д.

Для суждения о сезонных колебаниях завихрений материала нет. А изменения эти должны существовать, так как мощность потока испытывает сезонные колебания.

Интересна еще одна деталь, выявившаяся при рассмотрении таблиц скоростей течения Ирмингера: основной поток теплых атлантических вод в Датском проливе, наиболее мощный и четко выраженный, наблюдается в наиболее мористых частях разрезов между 27,5 и 29° з. д. Эти

воды, по всей вероятности, совершают «разорванную» (на юге) циркуляцию в пределах Датского пролива. Решающую роль в этом, по-видимому, играет Гренландско-Исландский порог. Воды как бы отбрасываются этим порогом к западу, чему в известной мере должно способствовать действие холодных полярных вод Восточно-Гренландского течения, и циркулируют в южном и юго-западном направлении (см. рис. 6).

К выводу о мористости основного потока течения Ирмингера приводит рассмотрение температуры и солености на поверхности моря весной, до начала интенсивного прогрева, когда поверхностные характеристики могут служить неплохим ориентиром течений. На карте распределения поверхностной температуры и солености в мае 1954 г., заимствованной из материалов исследовательского судна «Скотия» (рис. 7), можно видеть, что наиболее высокая температура и соленость наблюдаются в западной части этой своеобразной «решетки» гидрологических станций. Исходя из этого, авторы карты считают поток, изображенный стрелками, основным потоком, проходящим через Датский пролив [7].

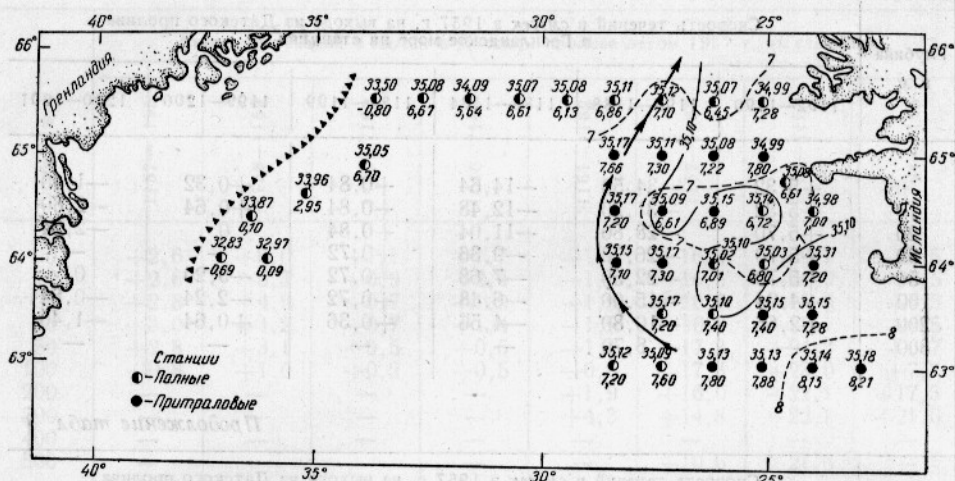


Рис. 7. Карта распределения температуры и солености на поверхности моря в мае 1954 г. (по данным э/с «Скотия»). Верхние цифры — соленость в ‰, нижние — температура в °C.

Максимальная скорость течения, направленного к северу, по данным «Скотии», на северном разрезе ($\sim 65^{\circ}30'$ с. ш.) составляет 4,6 мили в сутки, т. е. 9,3 см/сек. Этот показатель удачно совпадает с нашей максимальной характеристикой скорости в наиболее мористой части разреза летом 1958 г. (см. табл. 5).

Сопоставление количественных характеристик скоростей течения Ирмингера летом 1955 и 1957—1958 гг. и рассмотрение их в географическом аспекте приводит к выводу, что атлантические воды течения Ирмингера (северная ветвь), наблюдаемые севернее 65° с. ш., в пределах Датского пролива проходят к западу от Исландии, входя в пределы 200-метровой изобаты. Участники экспедиции на «Скотии» считают, что регулярного тока вод в шельфовой области нет, что возможны только вторжения сюда атлантических вод. По нашим данным, ток существует (по крайней мере севернее 65° с. ш.), но более слабый, чем в мористой части (см. табл. 5, 7).

В заключение рассмотрим скорости Восточно-Гренландского течения. В. Ю. Визе вычислил скорости течения по данным дрейфа судов, буев и другим материалам. Мы заимствовали у него несколько цифр

(табл. 9), характеризующих скорость Восточно-Гренландского течения [5].

Таблица 9

Широта	Скорость течения в милях в сутки	Широта	Скорость течения в милях в сутки
71°	7,0	67°	9,7 (21 см/сек)
70°	9,2	66°	12,7 (27 см/сек)
69°	9,7	65°	16,6 (36 см/сек)
68°	9,7	64°	18,5 (40 см/сек)

На выполненном нами небольшом разрезе, пересекающем Восточно-Гренландское течение несколько севернее 65° с. ш. (табл. 10), видно, что максимальная скорость течения всего 4,4 см/сек. Узкая шельфовая зона Гренландии, где наблюдаются «чистые» полярные воды, занята, как правило, плавучими льдами. Гидрологические наблюдения мы производили за внешней кромкой льда, поэтому район наших наблюдений, вероятно, несколько удален от стрежня течения, где скорость более значительна. Такие же скорости, т. е. 4—6 см/сек, получены немецкими исследователями летом 1955 г. на э/с «Антон Дорн». На стрежне течения несколько севернее 65° с. ш. скорость течения, по их данным, достигает 10—15 см/сек.

Мы можем предполагать (исходя из более ранних сопоставлений наших данных с немецкими), что и в нашем случае порядок скоростей на стрежне Восточно-Гренландского течения такой же.

Таблица 10

Глубина в м	Скорость течения в см/сек в Датском проливе летом 1958 г. на разрезе у юго-восточного побережья Гренландии на станциях		
	1634—1635	1635—1636	1636—1637
0	—4,4	—0,9	—7,4
10	—4,2	—2,0	—2,6
20	—3,7	—2,0	+0,4
30	—3,3	—2,3	+2,2
50	—2,4	—2,9	+4,1
100	—1,3	—2,0	+5,9
200	—0,9	—	—
300	—	0	—

Иной порядок скоростей в области Восточно-Гренландского течения по наблюдениям э/с «Севастополь» летом 1957 г. (табл. 11) севернее 66° с. ш. (в 1958 г. севернее 65° с. ш.)

Как известно, скорости Восточно-Гренландского течения уменьшаются к северу (см. табл. 9). Тем не менее скорости, вычисленные по наблюдениям летом 1957 г., в 2—3 раза больше (10,2—13,7 см/сек), чем в 1958 г. Но все же и в этом случае наши данные значительно меньше количественной характеристики скорости, полученной В. Ю. Визе (см. табл. 9).

Таблица 11

Глубина в м	Скорость течений в Датском проливе летом 1957 г. по станциям			
	1167—1168	1168—1169	1169—1170	1170—1171
0	—10,25	—13,68	+1,00	—10,53
10	—9,75	—13,20	+2,20	—10,26
20	—9,50	—12,48	+1,80	—7,83
30	—9,00	—11,76	+1,40	—6,21
50	—7,00	—10,80	+1,00	—4,60
100	—5,00	—6,00	+1,00	—3,51
200	—5,25	+1,92	+0,20	+1,89
300	—1,75	—	—	—

Примечание. Ст. 1167—66°08' с. ш. и 30°56' з. д.; ст. 1171—66°24' с. ш. и 33°34' з. д.

Нам не известно, к какому времени относятся показатели В. Ю. Визе и в каких условиях они были получены, но за отсутствием других данных они служат нам определенным ориентиром.

Таким образом, в летний сезон 1958 и 1955 гг. мощность течений Ирмингера и Восточно-Гренландского была сравнительно невелика, а в 1957 г. наблюдалось усиление ее.

Вс. А. Березкин в свое время указывал на сопряженность атлантического и Восточно-Гренландского течений. Надо полагать, что в связи с усилением или ослаблением течения Ирмингера (Северо-Атлантического) соответствующие колебания испытывает и Восточно-Гренландское течение. Такое сопоставление для летнего сезона 1955, 1957 и 1958 гг. оказывается удачным.

ВЫВОДЫ

1. Подробное рассмотрение распределения физико-химических характеристик в географическом аспекте и анализ $t-S$ -кривых приводит к выводу о том, что в пределах Датского пролива преобладающими являются две основные водные массы: воды атлантического происхождения и полярные воды. Первым свойственна высокая соленость — свыше 35‰ и относительно высокая температура (5—8° С), а вторым — сравнительно низкая соленость 31—34‰ и низкая температура (ниже 0° С). В период наших работ от этих данных наблюдались известные отклонения, обусловленные причинами местного и сезонного характера.

В результате конвергенции теплых атлантических и холодных полярных вод в зоне их взаимодействия образуется новая водная масса с промежуточными характеристиками.

Кроме того, наблюдается еще одна водная масса — смешанные воды, т. е. воды атлантические и материкового стока — островные. Они занимают поверхностный слой до 30—50 м в узкой прибрежной зоне Исландии и характеризуются высокой температурой 9—11° С и соленостью 34,6—34,9‰.

2. Конвергенция атлантических и полярных вод обуславливает наличие ярко выраженного полярного фронта, представленного узкой, извилистой, волнообразного характера зоной с наибольшими градиентами температуры и солености на поверхности. В районе банки «Антон Дорн» градиенты температуры на поверхности составляют 1—2° С на милю, солености — 0,1—0,2‰ на милю.

Линия полярного фронта пересекает Датский пролив и проходит вдоль юго-восточного побережья Гренландии. Ее волнообразность во многом обусловлена сложным, расчлененным рельефом дна Гренландско-Исландского порога, определяющим перемещение потоков разнородных вод и вызывающим образование вихревых движений воды.

3. Во всей области соприкосновения атлантических и полярных вод отмечается явление «подныривания» более плотных атлантических вод под менее плотные полярные.

Атлантические воды в виде промежуточного слоя прослеживаются почти вдоль всего юго-восточного побережья Гренландии. Наличие этого слоя и колебания его мощности определяют толщину поверхностного слоя полярных вод и высокие придонные температуры ($3-5^{\circ}\text{C}$) вдоль юго-восточного побережья Гренландии (за внешней кромкой плавучего льда).

4. Сравнительно низкие температуры у дна в центральной части Гренландско-Исландского порога объясняются либо оставшимися здесь следами вертикальной зимней конвекции, либо пульсационными поступлениями вод Гренландского моря.

5. Сопоставление распределения физико-химических характеристик во времени приводит к выводу о различной динамической активности вод Датского пролива в летний период по годам и даже в течение одного летнего сезона.

6. Устойчивость водных масс Датского пролива весьма различна. Атлантические воды в поверхностном слое $0-10\text{ м}$ и в ряде случаев $10-20\text{ м}$ неустойчивы, что обусловлено ветровым перемешиванием. Отклонения в этой схеме возникают под влиянием сезонных и местных факторов — у берегов сказывается действие островного стока, а мористее — влияние близости полярного фронта, т. е. возможность приноса инородных, менее плотных вод и иногда плавучих льдов.

Основная водная масса в слое $20-200\text{ м}$ обладает положительной устойчивостью, наиболее значительной в слоях $20-30$ и $30-50\text{ м}$, т. е. в зоне больших температурных градиентов. Глубже этой зоны устойчивость уменьшается.

В области распространения Восточно-Гренландского течения воды характеризуются положительной устойчивостью, гораздо более значительной, чем в области преобладания атлантических вод (прежде всего в поверхностных слоях).

Различия в устойчивости обусловлены различными процессами формирования этих вод.

7. Летом 1958 г. течения Ирмингера и Восточно-Гренландское характеризовались весьма малыми скоростями. В области распространения течения Ирмингера обнаружены завихрения и круговороты, имеющие, по-видимому, непостоянный характер и зависящие от колебаний мощности течения по годам и в отдельные фазы годового цикла.

Вероятно, основной поток атлантических вод, наблюдающийся между 27 и 29° з. д., отбрасывается Гренландско-Исландским порогом к западу и под давлением полярных вод циркулирует вдоль континентального свала глубин у берегов Гренландии в южном и юго-западном направлении.

Атлантические воды, проникающие в область, расположенную севернее Исландии, на своем пути вдоль западного берега острова севернее 65° с. ш. входят в шельфовую зону. Слабый ток в узкой прибрежной зоне Исландии при особо неблагоприятных гидрометеорологических условиях (сильные и продолжительные ветры северной половины горизонта), возможно, иногда прекращается, так как поток не может перева-

лить через Гренландско-Исландский порог и присоединяется к основной массе атлантических вод, совершающих в пределах Датского пролива разорванную на юге циркуляцию.

Сопоставление скоростей течений летом 1955, 1957 и 1958 гг. свидетельствует о значительных колебаниях мощности основных водных потоков Датского пролива.

Очевидна сопряженность течения Ирмингера и Восточно-Гренландского течения.

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Зубов Н. Н. Динамическая океанология. Гидрометеиздат. 1947.
2. Зубов Н. Н. и Мамаев О. И. Динамический метод вычисления элементов морских течений. Гидрометеиздат. 1956.
3. Зубов Н. Н. Океанологические таблицы. Гидрометеиздат, 1957.
4. Леднев В. А. Гидрологические условия западного района северо-восточной части Атлантического океана. Труды ГОИНа. № 20(32). Гидрометеиздат. 1952.
5. Тимофеев В. Т. Водные массы Норвежского и Гренландского морей и их динамика. Труды АНИИ. Т. 183. Гидрометеиздат. 1944.
6. Dietrich, Schichtung und Zirkulation der Irminger See in Juni 1955. Ber. Dt. Wiss. Komm. Meeresforsch. 14. 1957.
7. McIntyre A. D., Steele J. H. Hydrobiological conditions in the Denmark Strait. May. 1954. Annales Biologiques. V. XI. 1956.
8. Thomsen H. Danish Hydrographical investigations in the Denmark Strait and the Irminger Sea during the years 1931, 1932 and 1933. Rapports et proces-verbaux des reunions. V. LXXXVI. 1934.