

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МОРСКОГО РЫБНОГО ХОЗЯЙСТВА И ОКЕАНОГРАФИИ
(ВНИРО)

ТРУДЫ

ТОМ LVII

**ИССЛЕДОВАНИЯ
ПО ПРОГРАММЕ
МЕЖДУНАРОДНОГО
ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ГОДА**

Сборник II

т. 57



ФИЗИКА МОРЯ

551.465(260)

О ВОДНОМ БАЛАНСЕ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА
(водообмен с Атлантическим и Тихим океанами)

Е. В. Солянкин

Цель работы — представить, хотя бы приближенно, порядок величин водообмена Северного Ледовитого океана с Атлантическим и Тихим океанами.

Северный Ледовитый океан рассматривается в границах, включающих Норвежско-Гренландский бассейн.

В литературных сводках Мосби (Mosby, 1962), Воувинкэла и Орвига (Vowinkel E. a S. Orvig, 1962) критический анализ и оценка исходных данных наблюдений и методики расчетов элементов водного баланса были недостаточными. Преобладала констатация подчас разительно отличающихся цифр, но ответа на вопрос, каков же действительный характер водообмена не было дано. Между тем, с решением этого вопроса связаны многие проблемные исследования гидрологического и гидрохимического режима океана и его отдельных областей. Проблема теплового баланса океана также требует знания количественных оценок водообмена через проливы.

Мы уже подчеркивали, что стремимся к получению приближенных значений величин водообмена. Это вызвано рядом обстоятельств. Прежде всего, почти все известные оценки — результат косвенных расчетов, а не непосредственных инструментальных измерений. В основу их положен, как правило, динамический метод расчета элементов морских течений. При этом не всегда могли быть соблюдены полностью условия применимости метода в тех или иных реальных физико-географических условиях.

Наблюдения над температурой и соленостью морской воды на отдельных разрезах эпизодичны (это относится и к инструментальным наблюдениям над течениями), а они являются основой динамических расчетов. Между тем, объем вод, переносимых течениями, существенно изменяется даже за короткие интервалы времени. Так, по расчетам Сэлина (Saalen, 1959), использовавшего данные наблюдений на разрезе Согне-фьорд (севернее Фарерских островов), колебания переноса

вод в пределах нескольких дней достигают 80—100%. О значительных изменениях динамической активности вод в Фареро-Шетландском канале в пределах короткого периода времени свидетельствуют и наши наблюдения (Солянкин и Эдельман, 1961). Поэтому эпизодические наблюдения, если даже не принимать во внимание сезонный ход и межгодовые изменения интенсивности течений, не могут быть положены в основу составления водного баланса бассейна за определенный момент времени. Даже формальное удовлетворение условия замыкания уравнения водного баланса водоема, являющегося известным критерием правильности расчетов компонентов баланса, не исключает случайности их количественных оценок. Примером подобных расчетов может быть работа Г. Н. Зайцева (1960). Столь же неоправданно использование Свердрупом (Sverdrup, 1942) в качестве средней характеристики втока атлантических вод при составлении водного баланса Северного Ледовитого океана величины, полученной Хелланд-Хансеном (Helland-Hansen, 1934) на основе эпизодических наблюдений в мае 1927 и 1929 гг. ($10,8 \text{ км}^3/\text{ч}$).

Ошибка усугубляется существованием сезонных колебаний притока атлантических вод (для зимы и лета в среднем соотношении 2:1) и межгодовых изменений, которые в отдельные годы могут достигать соотношения 1:5 (Антонов, 1957). Подобные колебания, очевидно, испытывают и другие компоненты водообмена.

В одной из последних работ Мосби (1962) делает попытку выйти из рамок расчета расходов течений только динамическим методом. Он прибегает к одновременному решению уравнений водного и теплового баланса океана (и отдельно Норвежско-Баренцевоморского бассейна) и рассматривает средние многолетние характеристики внешнего теплового взаимодействия моря с атмосферой. Что касается составляющих водного баланса, то предполагается равенство расходов вод, переносимых Восточно-Гренландским (полярные воды) и Западно-Шпицбергенским (атлантические воды) течениями (плюс вток донных вод из Норвежского моря) и соответственно равенство втока атлантических вод через Фареро-Шетландский канал и оттока полярных вод через Датский пролив. При этом Мосби оценивал вток атлантических вод Западно-Шпицбергенским течением (Мосби, 1938) на основе отдельных эпизодических наблюдений (пусть даже и инструментальных). Вызывает возражение и использование цитируемых автором при оценке теплосодержания вод различного происхождения их экстремных температурных характеристик. Это неизбежно вносит погрешность в расчеты средних годовых характеристик адвекции тепла. Но основное, что лишает полученные результаты достаточной убедительности — малая надежность количественной оценки энергетического взаимодействия «Северного Полярного моря» с атмосферой, прежде всего, из-за явной недостаточности и эпизодичности непосредственных наблюдений потока тепла через ледяной покров. Грубо приближенными являются и составляющие теплового баланса Норвежско-Гренландского бассейна, расчеты которых даны на основе скудных данных наблюдений за элементами гидрометеорологического режима. Таким образом, оперируя с грубо приближенными оценками теплового баланса и делая ряд допущений о возможных величинах отдельных компонентов водного баланса, Мосби невольно приходит к некоторым противоречивым оценкам. Так, расход полярных вод через Датский пролив — $13 \text{ км}^3/\text{ч}$ (Мосби рассматривает воды различного происхождения — «чисто» полярные воды и «чисто» атлантические воды) превышает вток полярных вод к востоку от Гренландии — $7,2 \text{ км}^3/\text{ч}$. Мы полагаем, что многолет-

ний ряд даже нерегулярных наблюдений над элементами гидрологического режима может быть в настоящий момент более надежной основой расчетов для получения порядка основных величин водообмена.

Мы рассматриваем характер водообмена на отдельных гидрологических разрезах-проливах, соединяющих Северный Ледовитый океан с Атлантическим и Тихим или отдельные бассейны Северного Ледовитого океана — Арктический и Северо-Европейский (Норвежско-Гренландский). На работы, даже недавние (Трешников, 1959), в которых нет указаний на используемые данные и примененную методику, мы сознательно не делаем ссылок при оценке водообмена.

ФАРЕРО-ШЕТЛАНДСКИЙ КАНАЛ

Основной приток атлантических вод в Северный Ледовитый океан осуществляется через Фареро-Шетландский канал. Но в количественных оценках водообмена среди исследователей нет единого мнения. Нередко исследователи сравнивают несопоставимые величины (это в той или иной мере касается почти всех исследователей водообмена Северного Ледовитого океана с Атлантическим) — результаты единичных эпизодических наблюдений — с многолетними средними характеристиками, или расчетные оценки, полученные разными методическими приемами.

В советской литературе широко известны результаты расчетов Е. И. Чаплыгина, опубликованные в работах В. Т. Тимофеева (1956, 1960). Они основаны на данных многолетних наблюдений температуры и солености в проливе. Расчет элементов морских течений производился динамическим методом, нулевой поверхностью было избрано дно пролива. Было установлено наличие противоположно направленных потоков: в восточной части пролива — к северу ($45,6 \text{ км}^3/\text{ч}$) и в западной — к югу ($28,2 \text{ км}^3/\text{ч}$); результирующий средний годовой вток воды в Северный Ледовитый океан через пролив — $17,4 \text{ км}^3/\text{ч}$.

Аналогичные расчеты по всему живому сечению пролива, выполненные И. В. Максимовым (1962) за период 1902—1955 гг. (в основном летние наблюдения; для 11 лет данные получены интерполяцией), дали средний результирующий поток на север, равный $18,2 \text{ км}^3/\text{ч}$.

Вышеупомянутые авторы применяли несколько формальный подход при определении количественных оценок водообмена через пролив.

Дело в том, что в канале глубины свыше 1000 м расположены непосредственно у выхода в Норвежское море, южнее же бассейн ограничен от Атлантики своеобразным барьером — порогом Уайвилля-Томсона со средней глубиной 550 м. Очевидно, порог ограничивает водообмен с Атлантикой. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что в Норвежском море, ниже глубины порога, вода по своим характеристикам явно отличается от вод атлантического происхождения. Это уже однородные воды локального происхождения (соленость около $34,92\%$, температура около 0°). Таким образом, из общего объема атлантических вод, приходящих с юго-запада к порогу, в глубоководный желоб пролива проходит только часть их, находящаяся примерно выше 550 м. В результате водная толща пролива состоит из двух разнородных водных масс: верхней — океанической и нижней — вод собственно Норвежского моря. Каких-либо доказательств оттока норвежских вод через порог, по имеющимся литературным данным, нет. Весьма недостаточны и сведения о динамике этих вод в пределах глубоководного желоба, проходящего вдоль Фареро-Шетландского пролива. Исследователи, исходившие из формального применения динамического метода, т. е. принимавшие в качестве исходной отсчетной по-

верхности дна пролива, по-видимому, предполагали, по аналогии с поверхностными течениями, примерно такой же ход глубинных потоков: в западной части — к югу, в восточной — к северу. Но характер перемещений вод собственно Норвежского моря в желобе, ограниченном на юге порогом, вероятно, не столь прост. Так, например, измерения Тейта в течение 26,5 и 30/IV—2/V 1956 г. нейтральноплавучими поплавками около срединного положения $61^{\circ}31'$ с. ш. и $3^{\circ}55'$ з. д. (Tait, 1957) в различных водных массах (340 ± 20 м и 840 ± 50 м) показали, что они движутся почти в противоположных направлениях.

Характерно, что при определении скоростей морских течений динамическим методом от поверхности до дна, расчетные величины расходов в слое, захватывающем океанические воды, всегда меньше общего расхода по всему сечению.

Завышенный результирующий расход (за период 1902—1939 гг.) в сравнении с действительным переносом вод через пролив дает также расчет Якобсена (Jacobsen, 1943), формально принявшего уровень нулевой поверхности на глубоководных станциях на глубине 800 м (фактически в нижней водной массе).

Таким образом, можно предположить, что нулевая поверхность находится где-то в неподвижном слое, разделяющем две расположенные одна над другой системы течений (с которыми, очевидно, связаны отмеченные две водные массы пролива).

Учет перечисленных выше факторов реальных физико-географических условий и разумные предположения изменчивости положения уровня нулевой поверхности в пространстве и времени (в связи с наблюдающейся изменчивостью динамической активности вод) позволили Тейту (1957) более обоснованно решить задачу определения нулевой поверхности, а следовательно, и действительной величины водообмена через пролив. Тейт принимает (до некоторой степени условно) нижней границей океанической водной массы изохалинную поверхность $35^{\circ}/_{00}$. Основанием для подобного деления водной массы явилось характерное вертикальное распределение температуры и солёности на гидрологических разрезах через пролив — в большинстве случаев изотермы и изохалины сгущались около изохалины $35^{\circ}/_{00}$. Тейт естественно, предположил, что уровень нулевой поверхности в Фареро-Шетландском канале более или менее приблизительно совпадает с изохалиной $35^{\circ}/_{00}$. Экспериментальным подтверждением этого предположения (так же как и предположения относительно нулевого горизонтального динамического потенциала на среднем вершинном уровне порога Уайвилля Томсона) явились непосредственные наблюдения над течениями (правда, эпизодические), выполненные в мае 1953 и 1956 г.

Тейт учел систематические наблюдения над температурой и солёностью периода 1927—1952 гг. (исключая 1940—1945 гг.). Всего было сделано 69 разрезов, причем в 22 случаях учитывались параллельные парные наблюдения на северном разрезе непосредственно через глубоководный желоб и на южном разрезе, пересекающем порог Уайвилля Томсона (это дублирование давало известный контроль надёжности расчетного динамического метода). Наблюдениями был охвачен почти весь годовой цикл (исключая январь), но они были весьма неравномерны (основная доля в мае — июле). Поэтому при расчете среднего годового расхода атлантических вод нельзя было исходить из некоторых осредненных месячных величин ($10,3 \text{ км}^3/\text{ч}$), как поступают, например, интерпретируя исходные данные Тейта, Воувинкэл и Орвиг (1962).

Тейтом, по-видимому, был применен метод средневзвешенных величин (сам автор не сообщает о методе). Таким образом, по Тейту, средняя величина результирующего переноса вод из Атлантики в Норвежское море — $8,2 \text{ км}^3/\text{ч}$ (поток на север — $13,0 \text{ км}^3/\text{ч}$, на юг — $4,8 \text{ км}^3/\text{ч}$).

Это наиболее обоснованная оценка водообмена. Поэтому вызывает недоумение тот факт, что в упомянутых выше работах результаты исследований Тейта либо не учитывались, либо был сделан их поверхностный анализ. Нельзя согласиться с недавним утверждением В. Г. Корта (1962), что обобщенные В. Т. Тимофеевым (1956) данные по водообмену между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами (а водообмен осуществляется главным образом через Фареро-Шетландский канал и Датский пролив, см. далее) могут быть приняты без каких-либо изменений.

ФАРЕРСКИЕ ОСТРОВА — ИСЛАНДИЯ

В этом районе не было проведено столь систематических наблюдений над элементами гидрологического режима, которые бы позволили дать более или менее определенную оценку водообмена, как в случае Фареро-Шетландского канала.

В некоторых случаях расчетные величины водообмена через Фареро-Исландский пролив оцениваются как близкие к величине основного потока через Фареро-Шетландский канал. Так, Херманн проводил расчеты, используя данные разреза севернее Фареро-Исландского порога, в области больших глубин (нулевой поверхностью была 1000 — децибаровая поверхность) (Hermann, 1949).

Тейт (1957) установил, что результирующий поток к северо-западу от Фарерских островов в 1949 и 1950 г. составлял около $1/4$ потока через канал. Это послужило Воувинкэлу и Орвигу (1962) даже основанием для предположения, что водообмен через Фареро-Исландский порог в среднем составляет 25% от втока атлантических вод через канал.

Однако расчеты, по данным наблюдений непосредственно над порогом в районе пролива, показывают, что океанические вторжения (результирующие потоки) очень незначительны.

По наблюдениям на ледокольном пароходе «Сибиряков» в 1939 г. (Тимофеев, 1944) результирующий поток, напротив, направлен к югу и составляет всего $0,9 \text{ км}^3/\text{ч}$. Наблюдения на экспедиционном судне «Севастополь», выполненные в период МГГ, позволили оценить результирующий вток вод из Атлантики в Норвежское море как $1,4 \text{ км}^3/\text{ч}$ (Зайцев, 1960). По Максимову (1962), этот вток не превышает $0,4 \text{ км}^3/\text{ч}$.

В 1960 г. в районе порога была проведена 1-я Международная синхронная гидрологическая съемка на 9 судах, которая выявила значительную сложность динамики вод в этом районе и представила картину течений, весьма отличную от схемы противоположных потоков (юг — север).

При выявленном распределении водных потоков нельзя ожидать и единообразных оценок водообмена в районе пролива при системе параллельных разрезов, проходящих над большими глубинами к северу и югу от порога и непосредственно над самим порогом. Избранные разрезы не перпендикулярны к системе наблюдающихся течений как это молчаливо предполагалось в большей части исследований. На основании качественного анализа существующей схемы течений и их составляющих по меридиану, можно предположить, что водообмен между океанами через порог незначительный.

ШЕТЛАНДСКИЕ ОСТРОВА — СКАНДИНАВИЯ

Водообмен Норвежского бассейна с Северным морем также изучен недостаточно. Отдельные эпизодические наблюдения характеризуют его как весьма малый. Так, по данным Г. Н. Зайцева (1960), результирующий поток направлен в Северное море и равен лишь $0,4 \text{ км}^3/\text{ч}$; по И. В. Максиму (1962), напротив, — вток вод в Норвежский бассейн $0,8 \text{ км}^3/\text{ч}$. Если исходить из общего водного баланса Северного моря, то можно сделать вывод о незначительном результирующем поступлении вод из Северного моря в Норвежское.

Большинство исследователей Северного моря единодушны в своих выводах о притоке основной массы атлантических вод в море с северо-запада; в основе их лежит главным образом качественный анализ пространственного распределения солености и температуры в отдельные годы и сезоны. По расчетам Герке (Gehrke, 1907), этот вток можно оценить как $25\,000 \text{ км}^3/\text{год}$; дополнительно приток атлантических вод через Английский канал, по его же данным, составляет $2036 \text{ км}^3/\text{год}$. Подсчеты расхода атлантических вод, выполненные Калле на основе более систематического и качественного материала [цитируется по работе Леивесту (Laevastu, 1962)], дают несколько иную оценку — $20\,000 \text{ км}^3/\text{год}$ и соответственно вток из Английского канала $1800 \text{ км}^3/\text{год}$ [последняя оценка близка данным Ван Вина (Van Veen, 1938) — $1600 \text{ км}^3/\text{год}$].

Если исходить из соотношения повторяемости течений в Английском канале, где $1/3$ их, по Селицкой (1957), юго-западного направления, и примерной оценки притока атлантических вод в $1800 \text{ км}^3/\text{год}$, то обратный поток вод в Атлантику через этот пролив в первом приближении можно оценить как $600 \text{ км}^3/\text{год}$. Отсюда общее поступление атлантических вод в Северное море должно составить $21\,200 \text{ км}^3/\text{год}$.

Сведения о водообмене с Балтикой более достоверные, так как основаны на репрезентативных расчетных связях между расходом воды в Датских проливах и непосредственными данными наблюдений скоростей течений у плавучих маяков (Соскин и Розова, 1957). Расчеты за период 1898—1944 гг. дали незначительную величину результирующего втока балтийских вод в Северное море — всего $473 \text{ км}^3/\text{год}$ (сток балтийских вод — $1660 \text{ км}^3/\text{год}$ и приток в Балтику — $1187 \text{ км}^3/\text{год}$). Приведенная оценка близка к вполне достоверной величине пресной составляющей водного баланса Балтики, полученной совершенно независимым путем (Федосов и Зайцев, 1960). Поэтому мы полагаем ошибочной оценку Калле результирующего водообмена в $200 \text{ км}^3/\text{год}$.

Анализируя пресный баланс вод Северного моря, можно считать, что объем атмосферных осадков, выпадающих на поверхность моря (Морской Атлас. Т. II, 1953, лист 48), и количество влаги, испаряющейся с его поверхности (Атлас теплового баланса, 1955), примерно равны. Поэтому дополнительным вкладом пресных вод считаем только объем речного стока, равный примерно $132 \text{ км}^3/\text{год}$. Таким образом, общую статью прихода можно оценить в $21\,805 \text{ км}^3/\text{год}$. Исходя из условия замыкания уравнения средних годовых величин водного баланса моря, можно полагать суммарный расход вод совершенно идентичным. Анализ циркуляционных особенностей в море показывает, что перенос этого объема вод осуществляется в основном так называемым «Норвежским прибрежным течением». Отсюда результирующий сток вод из Северного моря в Норвежский бассейн незначительный — порядка $0,2 \text{ км}^3/\text{ч}$.

ДАТСКИЙ ПРОЛИВ (ИСЛАНДИЯ — ГРЕНЛАНДИЯ)

Вопрос о водообмене Северного Ледовитого океана с Атлантическим через Датский пролив — наиболее дискуссионный. Свердруп (1942) полагает, что сток из Северного Ледовитого океана происходит главным образом через Датский пролив и находит его результирующую величину ($12,8 \text{ км}^3/\text{ч}$) как остаточный член уравнения водного баланса. Сток через проливы Канадского архипелага он не принимает в расчет. Основные принятые им компоненты баланса, как мы уже отмечали, мало достоверны.

Еще более завышенная оценка водообмена дана В. Т. Тимофеевым (1956). Он рассматривал расходы на 4 гидрологических разрезах, выполненных в 1929 и 1933 гг. (3 наблюдения в августе и 1 — в марте) и расположенных непосредственно в проливе над Гренландско-Исландским порогом и в области больших глубин Ирмингера моря, т. е. весьма разнородные характеристики (Солянкин, 1962). Получив весьма различные цифры, от $1,6 \text{ км}^3/\text{ч}$ до $57,9 \text{ км}^3/\text{ч}$, Тимофеев посчитал возможным оценить средний годовой результирующий поток (к югу) как среднюю арифметическую величину $18,3 \text{ км}^3/\text{ч}$.

В последующих работах В. Т. Тимофеев (1960, 1962) считает, что эти величины обладают небольшой точностью и характеризуют только их относительную роль в балансе. В последней работе (1962) он признает, что средняя арифметическая величина возможно не является близкой к среднему годовому значению и в то же время подчеркивает, что при определении результирующего стока им в какой-то степени учтен его годовой ход. В формальном осреднении 4 разнородных величин трудно увидеть серьезный подход к учету сезонных изменений стока вод через пролив. Справедлива критика В. Т. Тимофеевым (1962) оценки среднего годового стока через Датский пролив как $1,5 \text{ км}^3/\text{ч}$, полученной нами на основе единичных наблюдений в августе 1957 г. (Зайцев, 1960; Солянкин, 1962).

Величину около $1,6 \text{ км}^3/\text{ч}$ надо рассматривать только как минимальную в межгодовых колебаниях величину летнего (августовского) расхода вод. В оценке подобных летних характеристик отдельных противоположно направленных потоков мы исходим из наименьших расчетных данных В. Т. Тимофеева (на юг — $3,0 \text{ км}^3/\text{ч}$, на север — $1,4 \text{ км}^3/\text{ч}$). Предполагая справедливым отмеченное ранее соотношение экстремных межгодовых изменений 1:5, получим примерную максимальную величину результирующего летнего стока как $8,0 \text{ км}^3/\text{ч}$. Средняя из экстремных характеристик грубо может быть принята за августовскую «норму» стока. Чтобы учесть сезонные изменения интенсивности течений, мы по аналогии с другими районами (в основу брали исследования Е. И. Чаплыгиным среднего годового хода интенсивности втока атлантических вод в Северный Ледовитый океан) приняли редуцированный коэффициент 1,5. Отсюда примерная величина годового результирующего стока вод из Северного Ледовитого океана в Атлантику через Датский пролив будет $7,2 \text{ км}^3/\text{ч}$ (на юг — $13,5 \text{ км}^3/\text{ч}$, на север — $6,3 \text{ км}^3/\text{ч}$).

ШПИЦБЕРГЕН — ГРЕНЛАНДИЯ

В 1944 г. В. Т. Тимофеев, используя данные наблюдений за период 1933—1936 гг. и 1939 г., получил расход вод в слое 0—1000 м на гидрологическом разрезе Баренцбург — кромка льда, равный $12,4 \text{ км}^3/\text{ч}$ (за нулевую поверхность предположительно была принята 1000 — децибаровая поверхность). В 1962 г. на основе более полного ряда наблю-

дений 1933—1960 гг. он рассчитал скорости течений от придонных горизонтов глубоководных гидрологических станций; при этом расход вод в слое 0—1000 м оказался $13,7 \text{ км}^3/\text{ч}$.

Предполагая линейный ход изменения с глубиной, рассчитанной для 1000 м скорости течения (у дна предположительно течение отсутствует), общий вток вод в Арктический бассейн составит примерно $15,8 \text{ км}^3/\text{ч}$.

Гораздо меньше имеется данных, освещающих режим Восточно-Гренландского течения в западной части разреза Шпицберген — Гренландия. Основная часть наблюдений выполнена к югу от 76° с. ш., летом. Это несколько затрудняет расчет объема переносимых к югу вод, так как к потоку полярных вод присоединяются и перемешиваются с ними ответвившиеся от Западно-Шпицбергенского течения атлантические воды; в то же время по мере продвижения на юг часть этих вод вовлекается в локальные круговороты.

Только в августе 1956 г. экспедицией АНИИ на дизель-электроходе «Обь» были выполнены гидрологические разрезы в крайней северной части Восточно-Гренландского течения (по параллелям 78 и 79° с. ш.) и в прилегающих районах Арктического бассейна.

Е. И. Чаплыгин (1960) использовал эти данные и дал оценку расхода только полярных вод (условной границей была принята изотерма 0°) для августа — $11,3 \text{ км}^3/\text{ч}$. Для учета сезонных изменений интенсивности течения им был введен редуциционный коэффициент — 1,3. Исходя из его же данных об интенсивности Атлантического течения, более правильным будет несколько больший коэффициент — 1,5. Тогда расход полярных вод представится как $16,9 \text{ км}^3/\text{ч}$. Но и эта величина не полностью характеризует объем вод, переносимых на юг в области распространения Восточно-Гренландского течения, так как не учитывается расход атлантических вод, подстилающих полярные воды.

Наиболее правильной нам представляется оценка общего объема вод, вносимых в Норвежский бассейн из Арктического, полученная как остаточный член уравнения водного баланса Норвежского бассейна.

Тогда вток вод из Северного Ледовитого океана в западной части разреза Гренландия — Исландия составит $19,8 \text{ км}^3/\text{ч}$, результирующее же поступление — $4,0 \text{ км}^3/\text{ч}$.

МЫС НОРДКАП — О-В МЕДВЕЖИЙ — МЫС СЕРКАП (ШПИЦБЕРГЕН)

Материалы океанографических наблюдений позволили В. Т. Тимофееву еще в 1944—1945 гг. дать в первом приближении оценку расхода вод для этих гидрологических разрезов. Позже эти расчеты были им дополнены обработкой большего материала (Тимофеев, 1960).

Наиболее полная и обстоятельная попытка расчета средних характеристик водсообмена Норвежского бассейна с Баренцевым морем сделана Н. С. Ураловым (1960). Он обработал динамическим методом данные наблюдений, выполненных во все сезоны года, и представил годовой ход притока и расхода воды на разрезах мыс Нордкап — о-в Медвежий (75 разрезов) и о-в Медвежий — мыс Серкап (22 разреза). На первом разрезе были определены расходы воды собственно Нордкапского течения ($3,5 \text{ км}^3/\text{ч}$), прибрежного Норвежского ($3,0 \text{ км}^3/\text{ч}$) и холодного Медвежинского ($0,5 \text{ км}^3/\text{ч}$); на втором разрезе — результирующий сток из Баренцева моря $0,8 \text{ км}^3/\text{ч}$. Таким образом, результирующий отток вод из Норвежского бассейна в Баренцево море можно оценить как $5,2 \text{ км}^3/\text{ч}$.

БЕРИНГОВ ПРОЛИВ

Наибольший интерес представляют оценки водообмена, полученные как результат непосредственных наблюдений над течениями.

Тимофеев (1960) приводит результаты расчетов Г. А. Баскакова по данным инструментальных наблюдений над течениями (ряд суточных станций) за период 1941—1943 гг. В среднем за год, по Баскакову, расход тихоокеанских вод равен $4,1 \text{ км}^3/\text{ч}$.

И. В. Максимов (1944) определял величину годового стока вод Тихого океана в Северный Ледовитый океан, используя данные инструментальных наблюдений (более 70 станций) за период с 1925 по 1939 г. Полученные величины среднемесячного летнего и зимнего стока вод через пролив он распространил на все месяцы года; при этом зимнюю «норму» он считал характерной для месяцев года с устойчивым ледяным покровом в проливе, а летнюю — для месяцев без ледяного покрова; для остальных месяцев с промежуточным характером ледяного покрова проводил интерполяцию. Итоговая величина среднего годового стока тихоокеанских вод, по Максиму, $3,5 \text{ км}^3/\text{ч}$.

Коучмен и Барнес (Coachman а. Barnes, 1961), анализируя данные советских и недавних американских исследований, пришли почти к идентичному результату — $3,6 \text{ км}^3/\text{ч}$.

ПРОЛИВЫ КАНАДСКОГО АРКТИЧЕСКОГО АРХИПЕЛАГА

В последние годы, особенно по окончании второй мировой войны, усилиями океанографов Канады и США выполнены довольно обширные работы в проливах Канадского арктического архипелага. Коллин (Collin, 1960) сделал весьма общий обзор этих океанографических наблюдений и указал, что величина общего переноса вод из Северного Ледовитого океана через проливы Канадского арктического архипелага, вероятно, около $40000 \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. $4,6 \text{ км}^3/\text{ч}$.

Несколько иная оценка оттока полярных вод дана известным канадским исследователем Хейчи (Hacheу, 1961). Он полагает, что их расход близок к $45000 \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. $5,1 \text{ км}^3/\text{ч}$.

Основная часть полярных вод, по единодушному мнению исследователей, проходит через проливы Ланкастер, Смита и Джонса. Отсюда очевидно, что результирующий сток через пролив Девиса по своей величине должен быть почти идентичен поступлению полярных вод через проливы Канадского арктического архипелага.

Смит, Саул и О. Мосби (Smith, Soule а. O. Mosby, 1937) рассматривали циркуляцию вод Девисова пролива на разных горизонтах, анализируя динамическую топографию изобарических поверхностей (в аномалиях динамических высот над 1500 — децибаровой поверхностью). В основу были положены данные летних наблюдений ряда экспедиций (1928, 1931, 1933—1935 гг.). Результирующий сток воды на юг через пролив Девиса оказался равным $4,8 \text{ км}^3/\text{ч}$.

Из-за недостатка данных нет ясности в отношении сезонных изменений мощности течений. Так, по Сми, анализирувавшему данные наблюдений в проливе Девиса и Лабрадорском бассейне, подобные изменения или отсутствуют, или столь незначительны, что затушевываются колебаниями непериодического характера. В то же время Хейчи, касаясь притока вод из Канадского архипелага и отмечая факт выполнения базисных наблюдений только в период с открытой водой, считает, что приведенная им величина в $5,1 \text{ км}^3/\text{ч}$ возможно несколько завышена.

В балансовых расчетах мы считаем возможным принять величину стока полярных вод равной $4,8 \text{ км}^3/\text{ч}$.

Оценка канадскими исследователями притока полярных вод в Атлантику близка к средней («нормальной») годовой характеристике. Об этом свидетельствует сопоставление ее с аналогичной величиной, полученной в качестве остаточного члена уравнения средних годовых величин водного баланса Северного Ледовитого океана.

При решении уравнения водного баланса океана мы рассматривали два варианта — «южный» и «северный» (т. е. с учетом и без учета Норвежско-Гренландского бассейна).

Такие компоненты баланса как испарение и осадки можно считать равными. Величину суммарного материкового стока в арктические моря примем равной $4140 \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. $0,5 \text{ км}^3/\text{ч}$ (Антонов и Морозова, 1957).

Для оценки объема оттока льда из Арктического бассейна мы использовали сведения о годовом ходе динамических составляющих ледового баланса Гренландского моря, полученные расчетным путем в зависимости от скорости суммарного дрейфа льда вдоль пролива, ширины ледового потока и средней толщины ледяного покрова (Лаушкин, 1962). При средней толщине дрейфующего льда $2,5 \text{ м}$ величина объема льда, выносимого из Арктического бассейна, оказывается равной $3700 \text{ км}^3/\text{год}$. Расчеты показали, что площадь льда, вносимого в Гренландское море за год, приблизительно соответствует площади льда, выносимого в Атлантику через Датский пролив. Можно предположить, что и объемная характеристика выносимого в Атлантику льда приблизительно соответствует величине $3700 \text{ км}^3/\text{год}$ (в действительности, по видимому, перенос несколько ниже). Вынос льда из Канадской Арктики вдоль восточного побережья Северной Америки, очевидно, является менее значительным. По расчетам В. П. Хрола (1962) годовой объем льда, перемещаемого через пролив Девиса, оказывается равным 430 км^3 . Таким образом, суммарное перемещение льдов из Арктики в Атлантический океан составляет $4130 \text{ км}^3/\text{год}$ или в жидкой фазе, в среднем, около $0,4 \text{ км}^3/\text{ч}$. Отсюда вток полярных вод через проливы Канадского арктического архипелага, вычисленный как остаточный член уравнения водного баланса океана, составляет величину порядка $4,9 \text{ км}^3/\text{ч}$ (табл. 1 и 2).

Таблица 1

Годовой баланс вод Северного Ледовитого океана

Проливы и сток	Общее поступление воды, $\text{км}^3/\text{ч}$	Общий сток, $\text{км}^3/\text{ч}$	Результирующее поступление, $\text{км}^3/\text{ч}$	Результирующий сток, $\text{км}^3/\text{ч}$
Фареро-Шетландский канал	13,0	4,8	8,2	—
Шетландские о-ва—Скандинавия	2,5	2,3	0,2	—
Берингов пролив	3,6	—	3,6	—
Датский пролив	6,3	13,5 [+0,4]	—	7,2 [7,6]
Проливы Канадского архипелага	—	4,8	—	4,8
Материковый сток	0,5	—	0,5	—
Итого	25,9	25,4 [25,8]	12,5	12,0 [12,4]

Примечание. [] — учет суммарного выноса льда.

Таблица 2

Годовой баланс вод Норвежско-Гренландского бассейна

Гидрологические разрезы	Общее поступление воды, км ³ /ч	Общий сток, км ³ /ч
Шпицберген-Гренландия	19,8	15,8
Фареро-Шетландский пролив	13,0	4,8
Датский пролив	6,3	13,5
Шетландские о-ва—Скандинавия	2,5	2,3
Мыс Нордкап—о-в Медвежий	0,5	6,5
О-в Медвежий—мыс Сёркап	1,3	0,5
Итого	43,4	43,4

Это делает возможным использование приведенной ранее оценки расхода полярных вод через Девисов пролив.

ВЫВОДЫ

Разница между поступлением и стоком вод Северного Ледовитого океана составляет 0,1 км³/ч (1% от общей суммы прихода-расхода вод) и является суммарной оценкой погрешностей расчета всех элементов баланса.

Полученные результаты при существующих исходных данных и методике расчетов могут содержать много различного рода погрешностей, которые трудно оценить. Поэтому столь удовлетворительная точность в известной степени представляется случайной. Приведенные величины составляющих баланса с достаточной достоверностью должны характеризовать их относительную роль в общем балансе вод Северного Ледовитого океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Антонов В. С. Основные причины колебаний общей ледовитости арктических морей. Проблемы Арктики, I, 1957.
- Антонов В. С., Морозова В. Я. Суммарный материковый сток в арктические моря. Сб. «Гидрология рек Советской Арктики». Вып. 2. Тр. Арктического ин-та, Т. 208, 1957.
- Атлас теплового баланса под ред. М. И. Будыко. Гидрометиздат, 1955.
- Зайцев Г. Н. Тепловой баланс Норвежского и Гренландского морей и факторы его образующие. Сб. «Советские рыбохозяйственные исследования в морях Европейского Севера». ВНИРО—ПИРО, 1960.
- Корт В. Г. Водообмен между океанами. «Океанология», 4, 1962.
- Лаушкин С. И. Расчет динамической составляющей ледового баланса Гренландского моря. Исследования северной части Атлантического океана. Сб. 2. Изд. ЛГУ, 1962.
- Максимов И. В. К определению порядковой величины годового стока вод Тихого океана в Северный Ледовитый океан через Берингов пролив. Проблемы Арктики, 2, 1944.
- Максимов И. В. Вековой цикл солнечной деятельности и Северо-Атлантическое течение. «Океанология». Вып. 2. Изд. АН СССР, 1961.
- Селицкая Е. С. Основные черты гидрологического режима Северного моря. Тр. Гос. океанографического ин-та. Вып. 39, 1957.
- Солянкин Е. В. Некоторые замечания о водообмене через Датский пролив. Тр. ВНИРО. Т. 46, 1962.

- Солянкин Е. В., Эдельман М. С. Некоторые результаты рейса э/с «Сева-стополь» весной 1959 г. Бюллетень Океанографической комиссии АН СССР, 8, 1961.
- Соскин И. М., Розова Л. В. Водообмен между Балтийским и северным моря-ми. Тр. Гос. Океанографического ин-та. Вып. 41, 1957.
- Тимофеев В. Т. Водные массы Норвежского и Гренландского морей и их ди-намика. Тр. Арктического ин-та. Т. 183, 1944.
- Тимофеев В. Т. Опыт приближенного определения теплового баланса Баренце-ва моря. Доклады юбилейной сессии АНИИ, Л. 1945.
- Тимофеев В. Т. К вопросу о водном балансе Арктического бассейна. Приро-да, 7, 1956.
- Тимофеев В. Т. Водные массы Арктического бассейна. Гидрометеоздат, Л., 1960.
- Тимофеев В. Т. К вопросу о водообмене Арктического бассейна с Атлантиче-ским океаном. Океанология, 2, 1962.
- Трешников А. Ф. Океанография Арктического бассейна. Oceanography of the Arctic Basin Intern. Ocean. Congress 1959. Amer. Assoc. Adv. Sci., pp. 522—3, 1959.
- Федосов М. В., Зайцев Г. Н. Водный баланс и химический режим Балтий-ского моря и его заливов. Тр. ВНИРО. Т. 42, 1960.
- Хрол В. П. Приближенная оценка и эффект перемещения льдов из района Баф-финова моря в Атлантический океан. Исследования северной части Атлантического океана. Сб. 2. Изд. ЛГУ, 1962.
- Чаплыгин Е. И. О динамике вод Восточно-Гренландского течения. «Проблемы Арктики и Антарктики». Л., Изд-во «Водный транспорт». Вып. 5, 1960.
- Уралов Н. С. Об адвективной составляющей теплового баланса южной поло-вины Баренцева моря. Тр. Гос. Океанографического ин-та. Вып. 55, 1950.
- Coachman, L. K. and C. A. Barnes. The Contribution of Bering Sea water to the Arctic ocean. «Arctic», vol. 14, 1961.
- Collin, A. E. Oceanographic observations in the Canadian Arctic and the adja- cent Arctic ocean. «Arctic», vol. 13, No 3, 1960.
- Gehrke, J. Mean velocity of the Atlantic current running north of Scotland and through the English Channel. Publ. Circ. Cons. Perm. Intern. pour l'Expl. de la Mer, 40, Copenhagen, 1907.
- Hachey, H. B. Oceanography and Canadian Atlantic waters. Bulletin Fisheries Res. Board Canada. No. 134, 1961.
- Holland-Hansen. The Sognefjord Section. James Johnstone Memorial Volu- me, Liverpool Univ. Press, 1934.
- Hermann, H. Hydrographic conditions in the south-Western part of the Norwe- gian Sea. Annales biologiques, 5. Copenhagen, 1949.
- Jacobsen, J. P. The Atlantic current through the Faroe—Shetland Channel. Rap. et Procès-verbaux des Réunions, Cons. Perm. Intern. pour l'Exploit. de la Mer. 112, 1943.
- Laevastu, T. Water types in the North Sea and their characteristics. Hawaii- Institute of Geophysics, Report, No. 24, 1962.
- Mosby, H. Water, salt and heat balance of the North Polar Sea and of the Norwe- gian Sea. Geofysiske Publikasjoner, Geophysica Norvegica, vol. XXIV, No 11, 1962.
- Saelen, O. H. Studies in the Norwegian Atlantic Current. Part I. The Sognefjord Section. Geof. Publ., vol. 2, No 13, 1959.
- Smith, E. H., F. M. Soule, O. Mosby. The Marion and General Greene expe- ditions to Davis Strait and Labrador Sea under direction of the United States Coast Guard 1928—1931—1933—1934—1935. Scientific Results, part 2. Washington, 1937.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming. The oceans, their phy- sics, chemistry and general biology. New York, Prentice—Hall, 1942.
- Tait, J. B. Hydrography of the Faroe—Shetland Channel 1927—1952. Scottish Home department, Marine Research, No 2, 1957.
- Van Veen. Water movements in the Strait of Dover. Journ. du Conseil, vol. 13, N. 1. Copenhagen, 1938.
- Vowinckel, E. and S. Orvig. Water balance and heat flux of the Arctic Ocean. «Arctic», vol. 15, No 3, 1962.