

ИЗМЕНЕНИЯ В ОТТОКЕ ВОД ИЗ СЕВЕРНЫХ МОРЕЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 100-ЛЕТНЕГО ПЕРИОДА ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ФАРЕРО-ШЕТЛАНДСКОМ КАНАЛЕ

Введение

Фареро-Шетландский канал находится между Фарерским плато и континентальным шельфом Шотландии (рис.1). Его северный вход граничит с Норвежским морем (глубина 1500 м), тогда как на юго-западе разрез открыт для водообмена с Атлантикой через желоб Фарерской банки (минимальная глубина 850 м) и порог Уайвиля-Томсона (минимальная глубина 450 м).

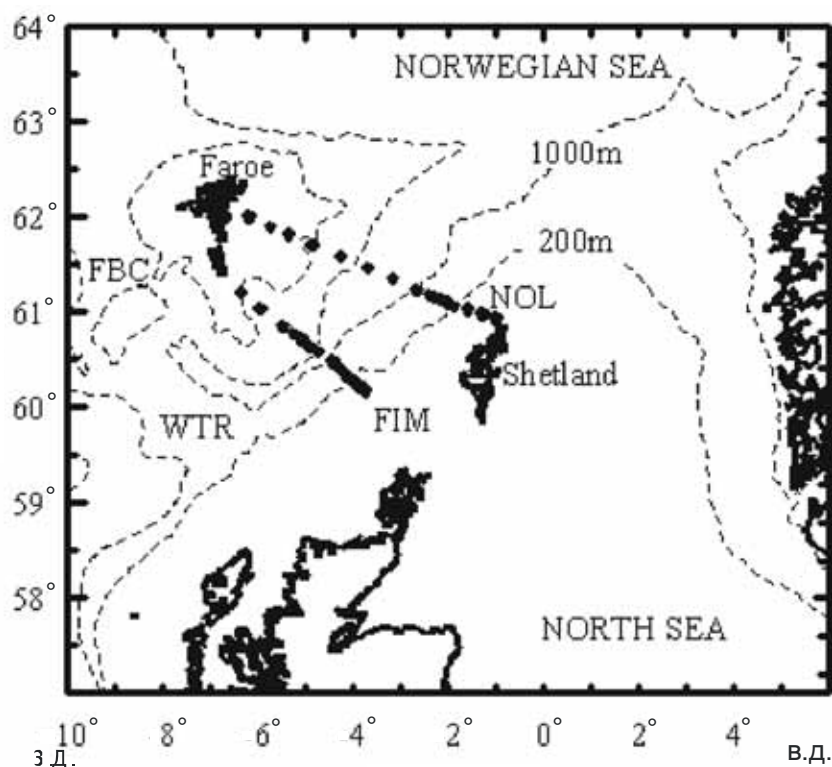


Рис.1. Положение стандартных океанографических разрезов «Fair Isle-Munken» (FIM) и «Noi-so-Flugga» (NOL) в Фареро-Шетландском канале. FBC – желоб Фарерской банки

На протяжении столетия выполнялись два стандартных океанографических разрезах, пересекающих этот пролив. Первый разрез проходит от о-ва Феэр (Fair) до Мюнкена (Munken) на Фарерских о-вах (разрез «Fair Isle-Munken»), второй – от Нулсу (Nolso) на Фарерских о-вах до Мукл Флюга (Muckle Flugga), самой северной оконечности Шетландских о-вов (разрез «Nolso-Flugga»). Впервые они были выполнены Х.Н.Диксоном, работавшим на контрактной основе в Комитете по рыболовству Шотландии. В исследованиях использовалось рыбоохранное судно HMS «Jackal». 4 августа 1893 г. Х.Н.Диксон выполнил первую океанографическую станцию разреза «Nolso-Flugga», затем – четыре батометрических станции в современных координатах разреза «Nolso-Flugga» и три станции на разрезе «Fair Isle-Munken». Еще раз эти разрезы выполнялись в 1896 г. этим же исследователем. Несмотря на то, что в период съемки станций было сделано меньше, впервые удалось взять пробы и провести измерения на глубине более 1000 м. Регулярное выполнение полного набора станций на разрезах «Nolso-Flugga» и «Fair Isle-Munken» было возобновлено в 1903 г. и с тех пор проводилось приблизительно трижды в год, исключая военный период.

Эти разрезы стали стандартными океанографическими разрезами международного Совета по исследованию моря (ИКЕС) и в прошлом выполнялись научно-исследовательскими судами Фарерских о-вов, Норвегии, Швеции, Дании, Англии и России. Большая часть информации была предоставлена центру данных ИКЕС, а также включена в базу данных Морской лаборатории в Абердине. В общей сложности разрезы «Fair Isle-Munken» и «Nolso-Flugga» были выполнены 131 и 304 раза соответственно, в настоящее время регулярные наблюдения на них проводятся институтами по рыболовству в Абердине и Торсхавне.

Основные особенности океанографических условий Фареро-Шетландского канала

При нормальных океанографических условиях можно выделить пять основных водных масс. Они показаны на T,S-диаграмме (рис.2). В поверхностном слое (выше 400 м) залегают две водные массы атлантического происхождения: северо-атлантические воды (САВ) и трансформированные северо-атлантические воды (ТСАВ). САВ являются более теплыми и солеными, их источник расположен к западу от Британии. Они приносятся в район канала так называемым течением склоновых вод – устойчивым узким потоком, располагающимся вдоль северо-западной кромки Европейского шельфа. Остальная часть пролива в мористую сторону

от ядра теплых и соленых САВ, располагающегося над кромкой Шотландского шельфа, заполнена ТСАВ (рис.3). Наиболее вероятно, что источником этих вод является северная ветвь Северо-Атлантического течения, преодолевающая Фареро-Исландский хребет и создающая антициклоническую циркуляцию (круговорот) вокруг Фарерских о-вов. Следовательно, ТСАВ поступают в пролив с северо-востока и рециркулируют обратно в Норвежское море (рис.4).

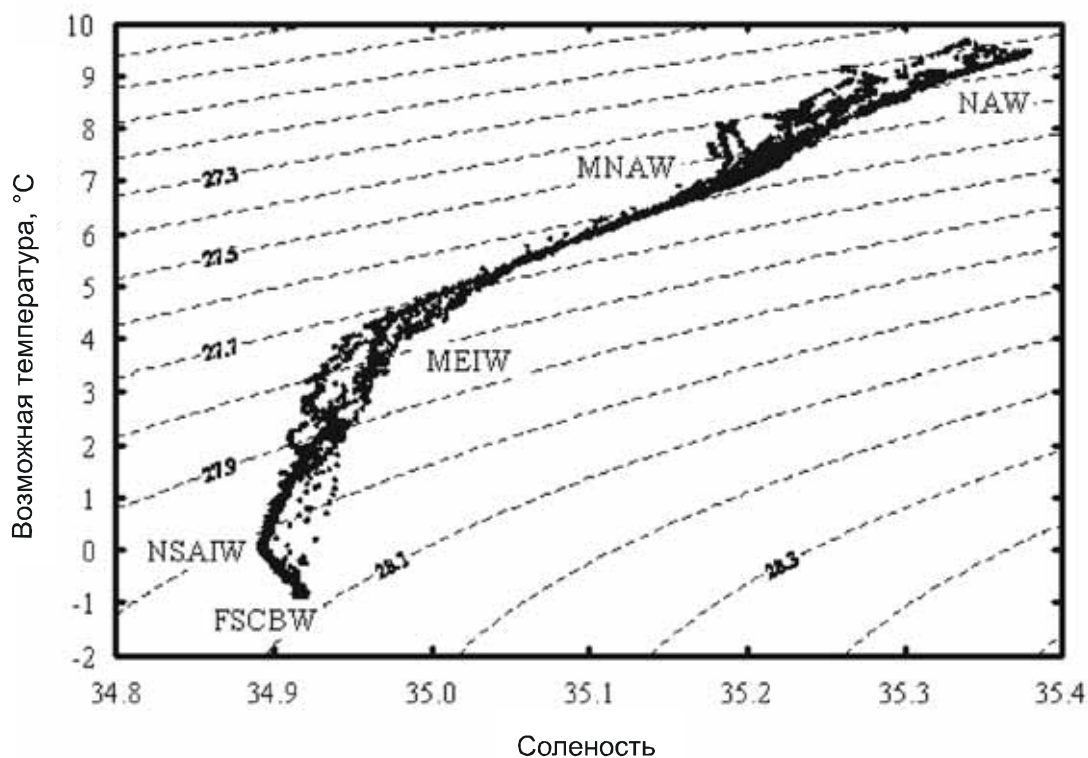


Рис.2. T,S-диаграмма и характеристики пяти основных водных масс в Фареро-Шетландского канала (по наблюдениям в июне 1996 г.): NAW – северо-атлантические воды; MNAW – трансформированные северо-атлантические воды; MEIW – трансформированные восточно-исландские воды; NSAIW – арктические промежуточные воды Норвежского моря; FSCBW – донные воды Фареро-Шетландского канала

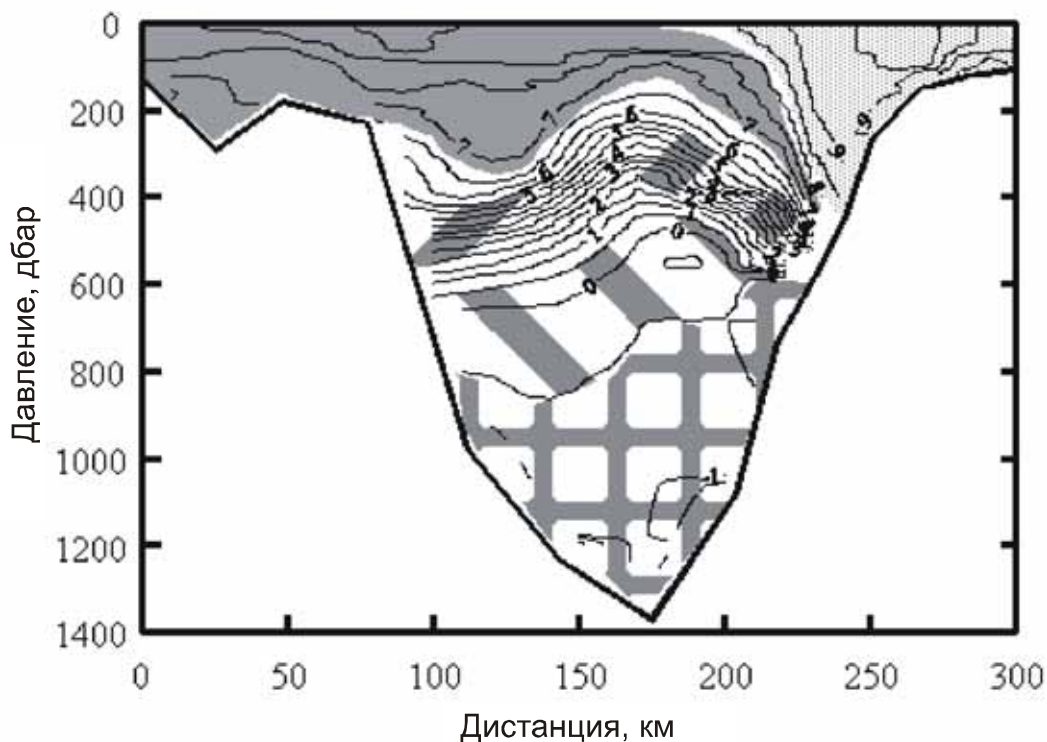


Рис.3. Характерное распределение потенциальной температуры (θ) на разрезе в Фареро-Шетландском канале и границы пяти основных водных масс (данные разреза «Noiso-Flugga» за июнь 1996 г.) NAW – северо-атлантические воды ($\theta > 8\text{ }^{\circ}\text{C}$); MNAW – трансформированные северо-атлантические воды ($6,5\text{ }^{\circ}\text{C} < \theta < 8\text{ }^{\circ}\text{C}$); MEIW – трансформированные восточно-исландские воды ($2\text{ }^{\circ}\text{C} < \theta < 5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$); NSAIW – арктические промежуточные воды Норвежского моря (минус $0,5\text{ }^{\circ}\text{C} < \theta < 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$); FSCBW – донные воды Фареро-Шетландского канала ($\theta < \text{минус } 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$)

Под атлантическими поверхностными располагаются промежуточные воды двух типов: трансформированные восточно-исландские воды (ТВИВ) и арктические промежуточные воды Норвежского моря (АПВНМ). Для первых обычно характерен изгиб T,S-кривой при температуре около $4\text{--}5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а для вторых – минимум солёности приблизительно при $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Весьма вероятно, что ТВИВ являются продуктом зимнего перемешивания вод в районе к северу от Фареро-Исландского хребта, тогда как АПВНМ формируются в поверхностных слоях Норвежского моря севернее субарктического фронта, откуда они подвигаются под воды других типов и заполняют слой, встречающийся на большей части акватории Норвежского моря. Они входят в пролив с севера на глубине приблизительно $600\text{--}800\text{ м}$, а ТВИВ поступают в него, циркулируя вокруг Фарерских о-вов, и располагаются выше АПВНМ, но ниже поверхностных атлантических вод.

Считается, что в пределах Фареро-Шетландского канала большая часть ТВИВ рециркулирует обратно в Норвежское море, а небольшое их количество уходит через желоб Фарерской банки в Атлантику. Туда же

уходит и часть АПВНМ, хотя какое-то их количество, как в предыдущем случае, может рециркулировать в Норвежское море.

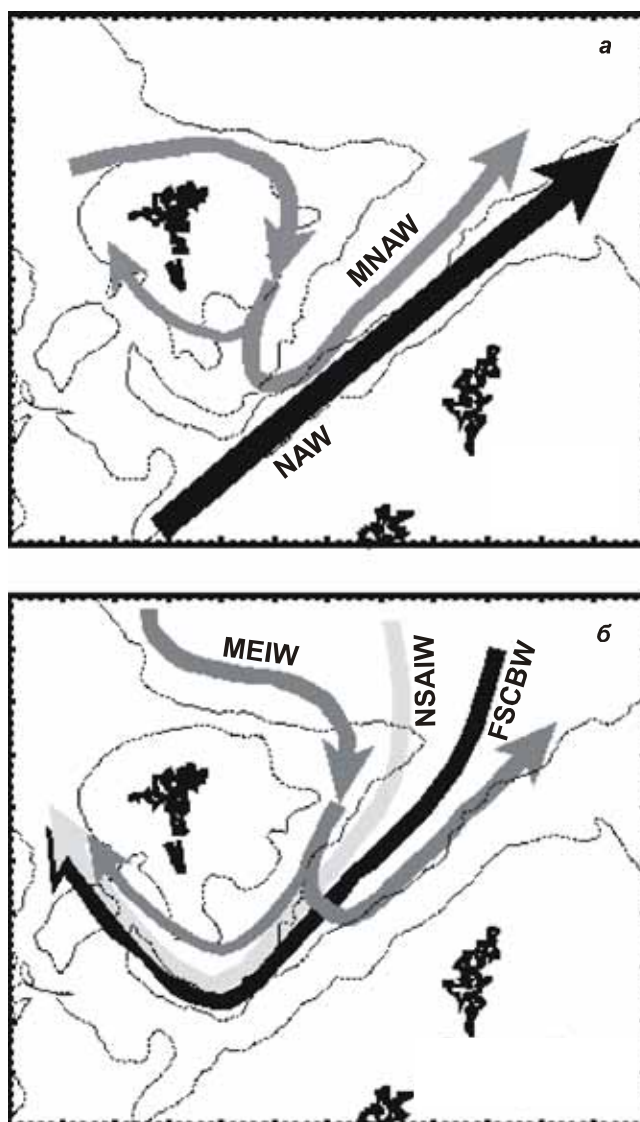


Рис.4. Схема циркуляции вод в районе Фареро-Шетландского канала:
а – поверхностные воды; б – промежуточные и глубинные воды

В нижней части сечения пролива на глубине более 800 м располагаются донные воды Фареро-Шетландского канала (ДВФШП). В прошлом считалось, что они полностью состоят из глубинных вод Норвежского моря (ГВНМ). Воды, залегающие на аналогичных глубинах в Норвежском море, поступают в пролив с севера, что является основным источником перелива вод через канал и их стока в Атлантику через желоб Фарерской банки.

Разительное изменение в глубинных водах

На протяжении XX века во всех пяти водных массах Фареро-Шетландского канала наблюдались значительные изменения. Несмотря на то, что колебания характеристик поверхностных водах имеют самое прямое отношение к интересам промысла, в данной работе внимание будет сконцентрировано на самой глубоководной водной массе – ДВФШП.

В начале столетия считалось, что характеристики глубинных вод экстремально консервативны, то есть малоизменчивы. Их устойчивость считалась настолько высокой, что образцы этих вод использовались в качестве стандартных при анализе проб и даже применялись для калибровки оборудования.

Если проанализировать изменения солености на глубине 800 м за период 1900-1920 гг., то в них обнаружится определенная доля короткопериодных колебаний. Соленость в пробах определялась химическим путем. Из Абердина пробы направляли в химические лаборатории, в том числе и в Осло, где химики (например, Отто Петерсен) проводили самые точные для того времени исследования. Несмотря на то, что среднегодовые значения солености за 1900-1920 гг. имеют достаточно большие стандартные отклонения ($\pm 0,004$), какой-либо тренд в них не обнаруживается. Среднее значение солености за период 1900-1914 гг. составило 34,923.

В 1920-1950 гг. пробы на соленость направляли в химическую лабораторию правительства Великобритании в Лондоне. Она не была специализированной морской лабораторией, поэтому определение солености не отличалось высоким качеством. Стандартные отклонения среднегодовых величин превышали 0,01, вследствие чего значения солености глубинных вод не являются достаточно точными для использования.

После 1960 г., когда появились электронные средства определения солености (электропроводность), характерные стандартные отклонения ее среднегодовых значений снизились до 0,002 и менее. Следовательно, данные о солености снова стали корректными. На рис.5 показаны изменения солености на уровне давления 800 дбар, осредненные по обоим стандартным разрезам. Они наблюдались и на глубинах, соответствующих давлению 1000 и 1100 дбар. Может показаться, что средняя соленость за период 1960-1975 гг., когда ее значения снова стали достоверными, оставалась на уровне, весьма близком к наблюдавшемуся в 1900-1920 гг. Однако после 1975 г. стало очевидным устойчивое и почти линейное снижение солености донных вод на 0,01 за десятилетие. К началу 1998 г. соленость на уровне давления 800 дбар снизилась до 34,899.

Ниже рассматриваются аспекты этого изменения, объясняются причины снижения солености донных вод и исследуются механизмы, вызвавшие это явление.

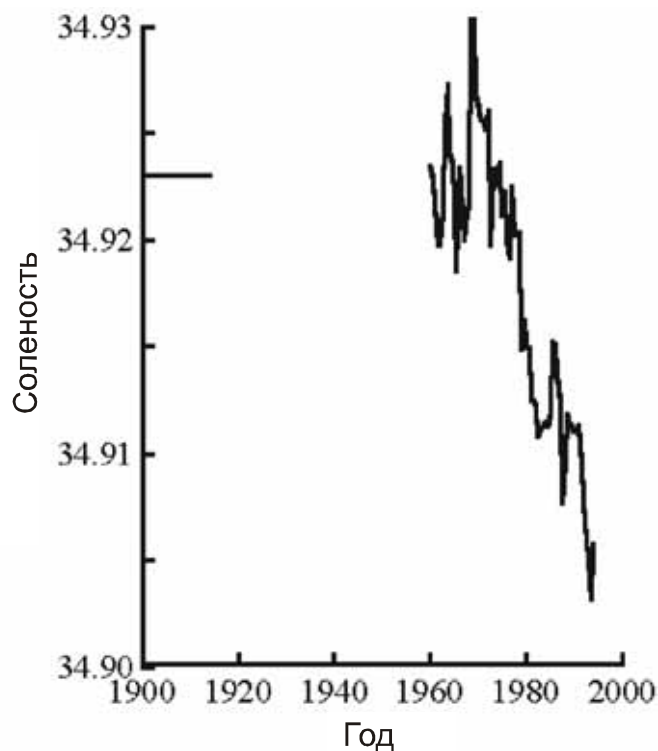


Рис.5. Средняя соленость на уровне поверхности 800 дбар на двух стандартных разрезах в Фареро-Шетландском канале. Данные подвергнуты 24-месячному скользящему осреднению, временные ряды для поверхностей 1000 и 1100 дбар почти идентичны, соленость за период 1900-1914 гг. представлена как среднее значение, равное 34,923

Причины снижения солености глубинных вод Фареро-Шетландского канала

Рассматриваемый вопрос был подробно исследован У.Р.Тарреллом с соавторами (Decadal variability..., 1999). Они использовали простую модель, описывающую перемешивание ГВНМ и располагающихся выше АПВНМ, что ведет к формированию донных вод. На основе данных, полученных за 100-летний период наблюдений в канале, были рассчитаны фактические значения солености вытекающих вод и АПВНМ. Это позволило установить, что до 1985 г. вытекающие донные воды приблизительно на 60 % состояли из ГВНМ, доля которых к 1995 г. снизилась до 40 % (рис.6). Эти оценки подтверждаются данными по содержанию кремния в разных водных массах. Опреснение донных вод в канале вызвано тем, что в настоящее время они состоят в большей степени из промежуточных вод (АПВНМ), соленость которых ниже, чем ГВНМ.

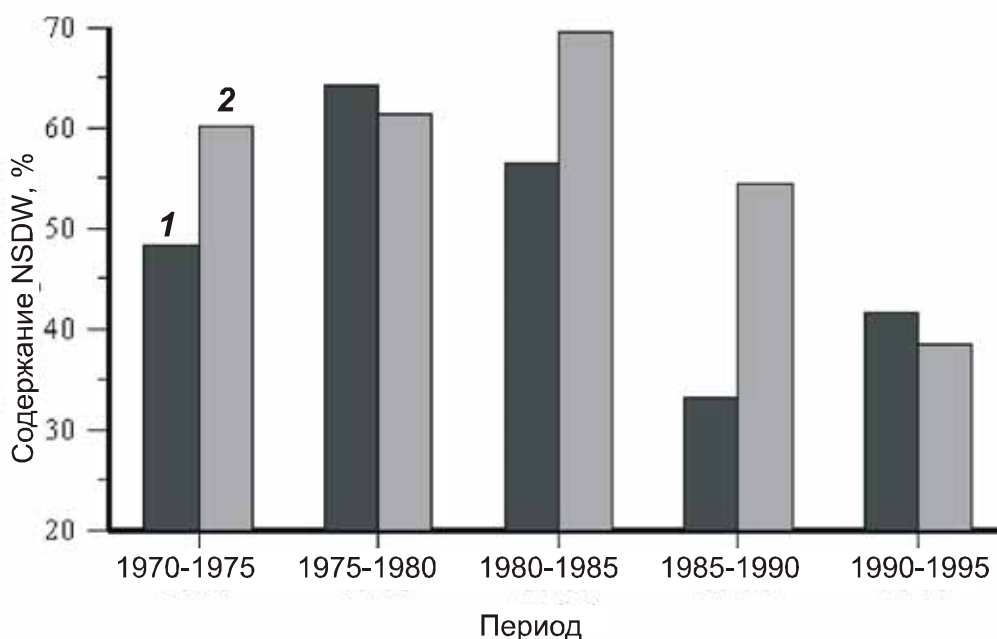


Рис.6. Результаты расчетов по модели смешения двух типов вод, использовавшиеся для оценки соотношения арктических промежуточных вод Норвежского моря (NSAIW) и глубинных вод Норвежского моря (NSDW), которые формируют смешанные донные воды, вытекающие через Фареро-Шетландский канал. Для оценки изменений в смешанных донных водах использовались данные по солености (1) и содержанию (2) силикатов в двух исходных водных массах. Результаты представлены в форме процентного содержания глубинных вод Норвежского моря в вытекающем потоке

Причина изменения

Исследование солености ГВНМ в Норвежском море были выполнены С.Остерхюсом с соавторами (Changes in the Norwegian Sea..., 1996). Свидетельств о колебании солености этих вод в период 1982-1994 гг. не найдено. Однако одно изменение было очевидным и заключалось в том, что верхняя граница ГВНМ в Норвежском море стала залегать глубже (рис.7). Максимальное значение солености, которое можно считать индикатором верхней границы ГВНМ, в 1982 г. отмечалось на глубине приблизительно 900-1000 м, а в 1994 г. – на горизонтах 1400-1500 м. Таким образом, в 80-90-е годы верхняя граница ГВНМ в Норвежском море опустилась на глубину ниже входа в Фареро-Шетландский канал. Далее, вверх по течению, в Ян-Майенском желобе, являющемся глубоководным соединением Норвежского и Гренландского морей, был получен другой ключ к разгадке причины рассматриваемого изменения. С.Остерхюс и Т.Гаммелсрод (Osterhus, Gammelsrod, в печати) обнаружили, что в 1982-1983 гг. наблюдался

устойчивый и мощный (приблизительно 10 см/с) перенос глубинных вод из котловины Гренландского моря в котловину Норвежского, а в 1992-1993 гг. он был слабым (приблизительно 1 см/с) и противоположным по направлению.

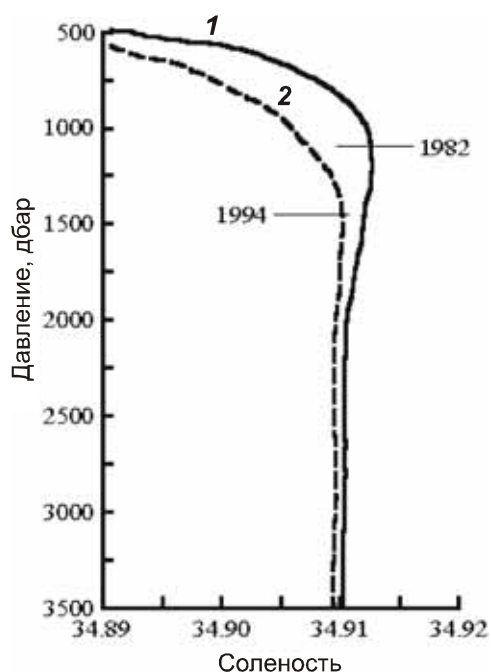


Рис.7. Средние профили солёности в центральной части Норвежского моря: 1 – по данным съёмки ССS «Hudson» в 1982 г.; 2 – по данным съёмки НИС «Johan Hjort» в 1994 г. Горизонтальные линии обозначают приблизительное положение верхней границы адиабатического гомохалинного слоя, занимаемого глубинными водами Норвежского моря (NSDW) (Changes in the Norwegian Sea..., 1996)

Наконец, П.Шлоссер с соавторами (Reduction of deep water formation..., 1991) проводили исследования по формированию и обмену глубинных вод в Гренландском море, используя такие трасеры, как CFC и тритий, применяющийся для производства ядерного оружия. Они обнаружили, что примерно между 1978 и 1982 гг. темп формирования глубинных вод в Гренландском море снизился приблизительно на 80 %.

Принимая во внимание все эти факты, мы можем сделать предположение о вероятном механизме, вызывающем изменения оттока вод в придонной части Фареро-Шетландского канала. Упрощенная схема вертикальной циркуляции в северных морях, наблюдавшаяся до середины 70-х годов, показана на рис.8. Теплые и соленые поверхностные воды поступали через пролив в Норвежское море. К северу от Арктического фронта промежуточные воды с пониженной солёностью, формировавшиеся в поверхностных слоях, опускались на глубину приблизительно 600-800 м и

поступали в Фареро-Шетландский канал под атлантическими водами. В поверхностных слоях северных морей атлантические воды переносились в бассейн Гренландского моря, где охлаждались в зимний период. Так как эти воды оставались относительно солеными, то их плотность была достаточно высокой, для того, чтобы они могли опуститься на глубину более 2000 м. Эти новые глубинные воды обеспечивала поток вод из Гренландского моря в Норвежское через Ян-Майенский желоб. Этот поток в свою очередь пополнял котловину в Норвежском море, поддерживая таким образом верхнюю границу ГВНМ на такой глубине, чтобы она располагалась над входом в Фареро-Шетландский пролив. Поэтому при усиленном продуцировании глубинных вод объем оттока через канал состоял преимущественно из ГВНМ.

С середины и до конца 70-х годов формирование новых глубинных вод в Гренландском море значительно ослабло (*Reduction of deep water formation...*, 1991). Каких-либо свидетельств снижения втока поверхностных атлантических вод в этот период нет. Следовательно, либо интенсифицировалась горизонтальная циркуляция в пределах северных морей и увеличился отток поверхностных вод в районе к востоку от Гренландии, либо усилились формирование и вынос промежуточных вод. С прекращением образования новых глубинных вод в 80-х годах перенос вод из Гренландского моря в Норвежское через Ян-Майенский желоб изменил направление (*Osterhus, Gammelsrod*, в печати). Вынос через Фареро-Шетландский пролив вод верхней части слоя, занимаемого ГВНМ, продолжался, поэтому количество глубинных вод в котловине Норвежского моря сократилось. Поскольку объем глубинных вод уменьшился, то верхняя их граница опустилась. После того, как только верхняя граница стала располагаться ниже входа в Фареро-Шетландский канал, ГВНМ не могли больше поступать в пролив с севера в тех количествах, в которых они поступали раньше, следовательно, в придонном слое изменился состав вытекающих вод – увеличилась доля промежуточных вод с пониженной соленостью. Поэтому прекращение формирования глубинных вод в Гренландском море привело к наблюдаемому снижению солености донных вод, вытекающих из северных морей в Атлантику через Фареро-Шетландский канал.

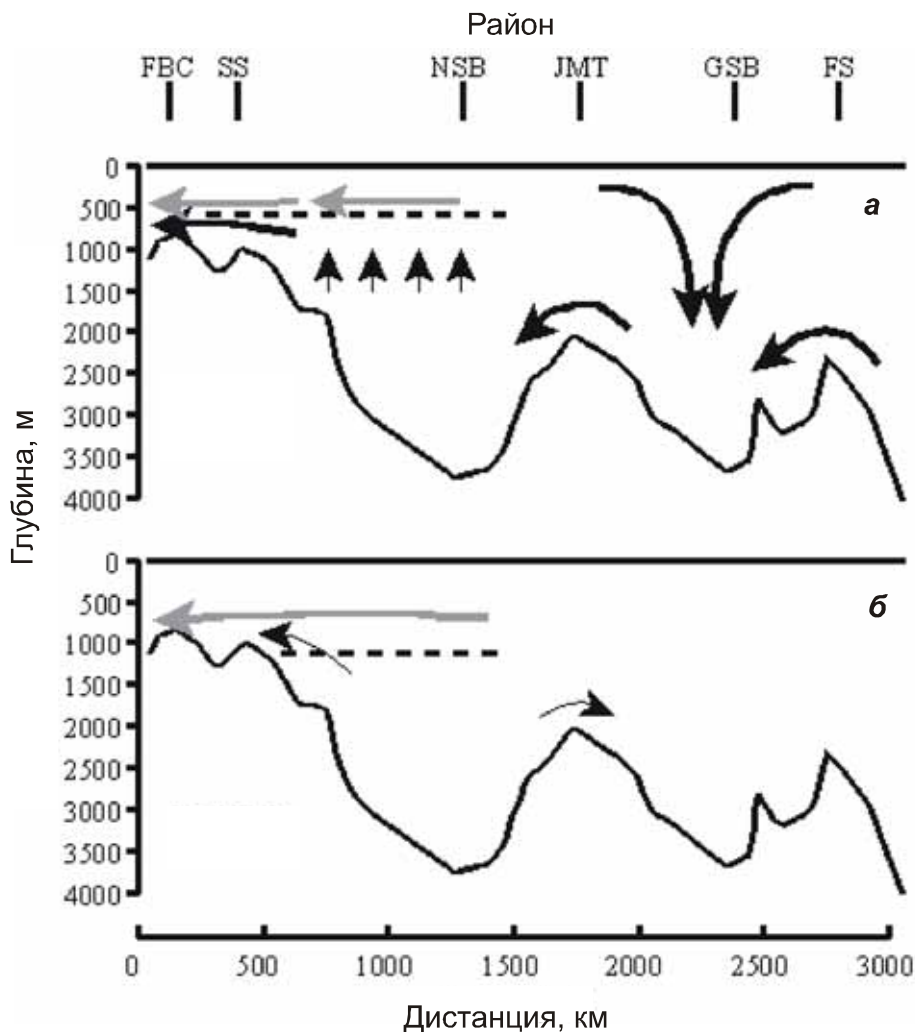


Рис.8. Схема изменения вертикальной термохалинной циркуляции в северных морях в 70-е (а) 90-е (б) годы в следующих районах: FBC – желоб Фарерской банки; SS – стандартные разрезы, рассматриваемые в данной работе; NSB – котловина Норвежского моря; JMT – Ян-Майенский желоб; GSB – котловина Гренландского моря; FS – пролив Фрама

Связь оттока вод с Северо-Атлантическим колебанием (САК)

Причины прекращения формирования глубинных вод в Гренландском море в 80-х годах точно неизвестны, но вполне вероятно, что они связаны с колебаниями воздействия атмосферных факторов. Р.Р.Диксон с соавторами (Long-term coordinated changes..., 1996) предложили три возможных механизма таких изменений. Вихрь касательного напряжения ветра над центральной частью Гренландского моря в 60-90-е годы значительно ослаб.

При увеличении касательного напряжения ветра циклонический круговорот в пределах Гренландского моря активизируется, что препятствует распространению распресненных вод Восточно-Гренландского течения в район центра конвекции. Когда касательное напряжение ветра ослабевает, возникает возможность большего выноса распресненных вод в центральную часть Гренландского моря, а это препятствует зимней глубинной конвекции. Действие сил ветра над Гренландским морем зависит от САК, индекс которого изменялся от низких значений в 60-е годы до высоких в 90-е. Вторым предлагаемым механизмом являются изменения температуры воздуха в зимний период. В годы с низкими значениями индекса САК над Гренландским морем преобладали сильные ветры северных направлений. Формирующиеся в результате этого низкие значения температуры поверхности моря способствовали глубинной конвекции в зимний период. Когда индекс САК начинал увеличиваться после своего минимума 60-х годов, температура воздуха в зимний период повышалась, что, возможно, привело к ослаблению формирования холодных поверхностных вод. И, наконец, прохождение «Великой соленостной аномалии» также сыграло роль в прекращении формирования глубинных вод, поскольку она пришла в Гренландское море приблизительно в 1981-1982 гг., когда вихрь касательного напряжения ветра был максимально ослаблен, а температура воздуха повышена. Поступление более пресных и менее плотных атлантических вод могло стать дополнительным фактором, влияющим на снижение уровня продуцирования новых глубинных вод. Таким образом, изменения в глубинных водах, вытекающих через Фареро-Шетландский канал, были вызваны, вероятно, изменениями САК и его влиянием на воздействие сил атмосферы в районе Гренландского моря.

Воздействие на перелив вод в Северную Атлантику

Изменение, наблюдавшееся в оттоке донных вод через Фареро-Шетландский канал, распространилось на желоб Фарерской банки и даже на Северную Атлантику. Б.Хансен и С.Остерхюс (Hansen, Østerhus, в печати) указывают на то, что в точке выхода в Северную Атлантику глубина залегания изотермы 3 °С с 1988 г. оставалась постоянной (рис.9). Однако изотерма минус 0,5 °С, залегавшая в 1988 г. на глубине 650 м, в 1997 г. опустилась до 850 м. Это означает, что объем холодных (температура ниже минус 0,5 °С) донных вод, вытекающих через желоб Фарерской банки, уменьшается, а объем промежуточных вод (температура от минус 0,5 °С до 3,0 °С) в оттоке компенсационно увеличивается. Данное наблюдение

согласуется с предлагаемым объяснением снижения солености донных вод Фареро-Шетландского канала.

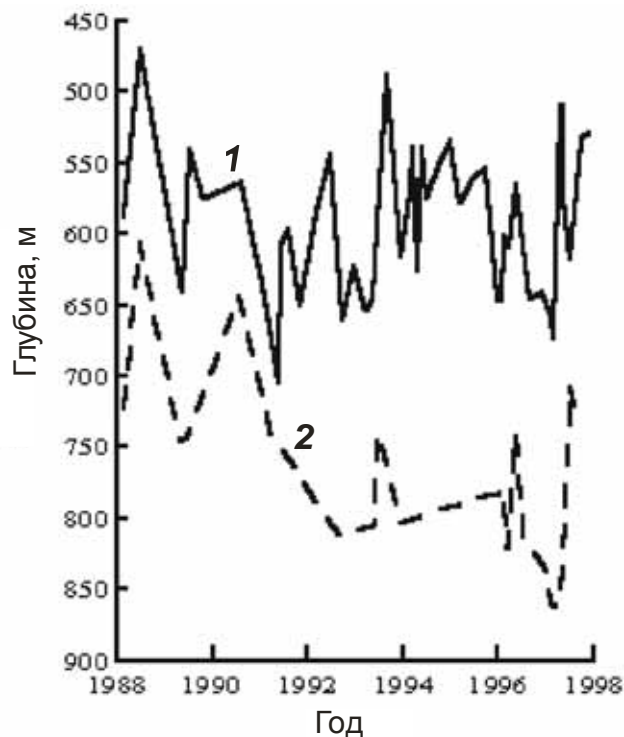


Рис.9. Глубина залегания различных изотерм в желобе Фарерской банки: 1 – изотерма 3 °С, показывающая положение верхней границы промежуточных вод; 2 – изотерма минус 0,5 °С, показывающая границу донных вод (Hansen, Osterhus, в печати)

Распреснение вытекающих вод вызвало снижение их плотности. У.Р.Таррелл с соавторами (Decadal variability..., 1999) оценивают его величину в $0,01 \text{ кг/м}^3$ за десятилетие и отмечают, что это приведет к снижению скорости заглубления плотностного «шлейфа» за пределами желоба Фарерской банки, которое, в свою очередь, уменьшит затягивание в этот заглубляющийся «шлейф» располагающихся выше атлантических вод. Используя модель Прайса и О'Нейла Барингера (Price, O'Neil Baringer, 1994), они определили, что снижение плотности приведет к уменьшению количества вод, вытекающих через Фареро-Шетландский канал в Северную Атлантику, на 1-7 % за десятилетие. В районах к югу от Исландии и вдоль восточного склона хребта Рейкьянес соленость вод, образующихся под воздействием перелива, снижалась на 0,024 за десятилетие (Decadal variability..., 1999). Таким образом, изменения свойств донных вод, вытекающих через Фареро-Шетландский канал, уже в настоящее время влияют на количественные и качественные характеристики северо-

атлантических глубинных вод (САГВ), а следовательно, и на океаническую термохалинную циркуляцию в более крупном масштабе.

Научное значение классических стандартных океанографических разрезов

100-летие работ на стандартных океанографических разрезах Фареро-Шетландского пролива отмечалось в 1993 г. симпозиумом, проводившимся в Морской лаборатории (Абердин, Шотландия) перед ежегодным заседанием Рабочей группы ИКЕС по океанической гидрографии. В 1999 г. подобным образом была отмечена 100-летняя годовщина исследований на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море. Таким образом, институты стран-членов ИКЕС являются «попечителями» самых продолжительных океанографических временных рядов наблюдений, позволяющих осуществлять мониторинг в районах, которые являются важными не только с точки зрения региональной океанографии, но и имеют глобальное значение для термохалинной циркуляции Мирового океана в целом и Северной Атлантики и Северных морей в частности..

В настоящее время разрабатываются новые технологии для мониторинга изменений окружающей среды. В частности, дистанционное спутниковое зондирование обеспечивает высокое пространственно-временное разрешение при сборе информации о многих параметрах морской среды. Однако в настоящее время все эти исследования распространяются лишь на очень тонкий поверхностный слой океана («скин-слой») и ограничены в отношении сбора данных о физическом составе морской воды. Другие технические новшества, такие, как автономные подводные аппараты и дрейфующая и устанавливаемая на заякоренных буйковых станциях измерительная аппаратура, дают возможность сбора данных в море при снижении материальных затрат, однако классический океанографический разрез на многие десятилетия останется важным инструментом в арсенале гидрологов. Сбор данных на таких разрезах, как «Кольский меридиан», где имеются ряды данных продолжительностью 100 лет, следует выполнять и в XXI столетии. Сейчас начинается период, когда обусловленные деятельностью человека, колебания климата могут вызвать не наблюдавшиеся ранее региональные изменения. Считается, что они могут обнаруживаться в океанах.

Мы еще не знаем, начнется ли снова глубинная конвекция в Гренландском море, но сейчас необходимо проведение мониторинга втока атлантических вод в северные моря и оттока холодных вод из них.