

Бесплатно

Государственный комитет СССР
по гидрометеорологии и контролю природной среды
ОРДЕНА ЛЕНИНА АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

На правах рукописи
УДК: 551.465.45 (269)

СЕМЁНОВ Георгий Александрович

КРУПНОМАСШТАБНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД И АДВЕКЦИЯ
ТЕПЛА ТЕЧЕНИЯМИ В СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОМ БАССЕЙНЕ

11.00.08 Океанология

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т

Диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Ленинград 1987

Работа выполнена в Ордена Ленина Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте.

Научный руководитель: академик А.Ф.Трешников

Официальные оппоненты: доктор физико-математических наук Д.Б.Хейсин
кандидат физико-математических наук О.А.Андреев

Ведущая организация: Ленинградский гидрометеорологический институт

Защита состоится "26" ноября 1987 г. в 11 ч

_____ мин. на заседании специализированного совета

Д.024.04.01 при Ордена Ленина Арктическом и антарктическом

научно-исследова-

Ленинград, ул.Бер-

Отзывы в два

направлять по ука-

С диссертаци-

ческого и антаркти-

туда.

Автореферат

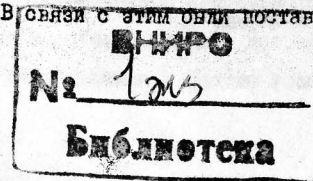
Ученый секретарь
специализированного
доктор географич

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность проблемы. Северо-Европейский бассейн (СЕБ) является одним из важнейших районов Мирового океана в северном полушарии, поскольку через этот район осуществляется 75% водообмена и 90% теплообмена Арктического бассейна (АБ) с МО. Поэтому даже относительно небольшое изменение в величине теплового потока через СЕБ может привести к значительным последствиям в тепловом балансе Северного Ледовитого океана (СЛО), что сказывается на атмосферной циркуляции всего северного полушария. Интенсивная теплоотдача с поверхности океана в атмосферу в осенне-зимний сезон способствует осуществлению глубокой конвекции в Гренландском море (Никифоров, 1980), что приводит к крупномасштабной перестройке поля плотности в СЕБ и формированию глубинных вод, которые затем распространяются в АБ и Северную Атлантику (СА). Это может иметь значительные последствия для короткопериодных колебаний климата океана с временным масштабом порядка десятилетия и больше.

Роль динамики в формировании гидрофизических полей СЕБ, а следовательно и теплообмена с атмосферой и АБ исключительно высока и должна оцениваться с максимальной точностью (Трешников, 1979). Для этого необходимо правильно воспроизводить циркуляцию вод в исследуемом регионе и иметь представления о роли различных факторов, регулирующих движения в океане. Одним из возможных путей исследования циркуляции вод и переноса тепла течениями является численное моделирование.

Цель и основные задачи работы. Целью диссертации является исследование крупномасштабной циркуляции и переноса тепла течениями в СЕБ. В связи с этим были поставлены следующие задачи:



- на основе прогностической модели течений рассчитать гидрофизические поля в СЕБ и их изменчивость;
- изучить вклад различных факторов, формирующих гидрофизические поля в СЕБ;
- в рамках линейной диагностической модели рассчитать циркуляцию вод в СЕБ;
- используя диагностические расчеты течений, изучить адвективный перенос тепла течениями в СЕБ.

Научная новизна. В работе впервые:

- реализована численная прогностическая модель крупномасштабной бароклинной циркуляции с учетом реальных береговых очертаний, рельефа дна, ветра, теплообмена через поверхность океана и пролива, сезонной изменчивости потоков через поверхность океана и пролива для СЕБ;
- с помощью прогностической модели исследовано влияние ветра, рельефа дна, а также теплообмена через поверхность океана и пролива на формирование поля плотности и циркуляция СЕБ;
- смоделирован головной ход гидрофизических полей в рамках прогностической модели;
- подробно исследована пространственная структура циркуляции вод СЕБ в рамках линейной диагностической модели по климатическим данным и данным квазисинхронных съемок натуральных экспериментов "Поляр-Север" и "Разрез";
- исследован адвективный перенос тепла течениями прямым методом, идентифицированы различные циркуляционные моды, количественно оценен их вклад в перенос тепла течениями в Норвежском и Гренландском морях.

Практическая значимость работы. Выполненное исследование и полученные в нем результаты расширили представление о физических факторах, формирующих поле плотности и циркуляцию в Норвежском и Гренландском морях. Результаты работы могут быть использованы при планировании натуральных экспериментов и расчете теплового баланса в СЕБ. Кроме того, в диссертационную работу полностью вошли результаты исследований, выполненные в рамках темы I.02г.05 плана Госкомгидромета на 1981-1984 гг., задание ГКНТ 0.74.01.08701.Н1, номер гос.регистрации В1083994, "Оценить величину переносов тепла океаническими течениями в полярных широтах".

Апробация работы. Основные положения диссертации докладывались и обсуждались на конференциях молодых ученых ААНИИ в 1979 и 1981 гг., итоговой сессии Ученого совета ААНИИ в 1984 г., на II Всесоюзном симпозиуме по механизмам генерации мелкомасштабной турбулентности в океане (г.Калининград, 1985 г.), на семинарах отдела взаимодействия океана и атмосферы ААНИИ в 1986 г., на секция океанологии и ледоведения Ученого совета ААНИИ в 1987 г.

Публикации. По материалам работы опубликовано 4 работы.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы. Всего в диссертации 205 страниц. В том числе: 137 страниц машинописного текста, 56 рисунков и 12 таблиц. Список литературы приводится на 13 страницах и содержит 127 наименований.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во введении обосновывается актуальность выбранной темы, формулируются цель и основные задачи исследования. Приводится описание методов исследования и кратко излагается содержание

работы.

В первой главе рассматриваются исходные данные для проведения диагностических и прогностических расчетов среднепогодной сезонной (летней и зимней) циркуляции в СЕБ. Кроме того, приведена методика подготовки полей плотности по данным натуральных экспериментов "Полюкс-Север", "Разрезы".

В разделе 1.1 приводится краткий исторический обзор натурных исследований в СЕБ.

Раздел 1.2 посвящен подготовке полей плотности воды СЕБ по данным квазисинхронных съемок, проведенных в соответствии с программами "Полюкс-Север" и "Разрезы" в 1979 и 1981 гг. (Трешников, 1976; Марчук, 1980). Для выделения крупномасштабных компонент гидрофизических полей океана применялось последовательное осреднение исходной информации во времени и пространстве. Фильтрация по времени осуществлялась при помощи метода скользящего среднего, а по пространству использовалось осреднение девятиточечным шаблоном (Алексеев, 1983).

В разделе 1.3 рассмотрены вопросы о подготовке исходных климатических полей плотности, атмосферного давления и рельефа дна. Для расчетов течений на одноградусной сетке значения плотности, соответствующие различным сезонам года, были вычислены по данным о температуре и солености, приведенным в атласе (Девитус, Оорт, 1982). Оттуда же заимствован рельеф дна. Плотность вычислялась по формуле, предложенной Мамаевым (1970). Сезонные изменения в поле плотности учтены только в верхнем 200-метровом слое. Ниже горизонта 200 м использовано среднегодовое поле плотности. Исходные поля глубин подвергались многократному сглаживанию с помощью фильтра Тьюки.

Для диагностических и прогностических расчетов на сетке с шагом по долготе 2° , а по широте 1° были построены поля плотности для зимнего и летнего сезонов по данным о температуре и солености, представленным в "Атласе условий промысла сельди в Норвежском и Гренландском морях" (1962, Калининград). Значения плотности ниже горизонта 500 м были получены при помощи формулы линейной экстраполяции (Саркисян, 1977). При построении полей плотности для зимнего сезона привлекались данные о температуре и солености из архива ВНИИГМИ-МД (1981). Для вычисления касательного напряжения ветра на поверхности океана использовалось среднегодовое поле атмосферного давления, рассчитанное по среднемесячным приземным полям атмосферного давления, заимствованным из "Атласа климатических характеристик температуры, плотности и давления воздуха..." (1975).

В разделе 1.4 приводится краткая климатическая характеристика СЕБ. Рассматриваются особенности гидрологической структуры, описано состояние изученности региона. Анализируются гипотезы и теории, объясняющие характерные особенности массопереноса в СЕБ.

Во второй главе приводится вывод основных уравнений модели циркуляции в СЕБ и разностная схема, используемая для их численного решения.

В разделе 2.1 приводится постановка задачи, формулируются граничные условия, выводятся основные уравнения численной модели. Для исследования вопроса о формировании крупномасштабных полей плотности и течений в СЕБ с учетом реальной геометрии береговой линии и рельефа дна под действием стационарного поля ветра и процессов тепломассообмена через поверхность океана и проливы используем численную квазигеострофическую модель,

построенную на основе положения о доминирующей роли геострофического баланса сил (Саркисян, 1977). При постановке задачи исходим из упрощенных уравнений гидротермодинамики, записанных в сферической системе координат. Система исходных уравнений движения, гидростатика и неразрывности замыкается при помощи эволюционного уравнения плотности (Ллейкин, 1957). Учитывая это, задача о формировании крупномасштабных полей плотности и течений сводится к плоской краевой задаче для определения уровня ζ , к явным формулам для расчета трех составляющих скорости течения и к решению трехмерного эволюционного уравнения для плотности. Полагая, что аномалия плотности на дне равна нулю и рельеф дна гладкий, неизвестное ζ можно вычислить по формуле $\zeta = \zeta_g + \zeta^*$, где ζ_g

$$\zeta_g = -\frac{1}{\rho_0} \int_0^H \rho dz. \quad (1)$$

Значение адинамической поправки ζ^* определяется в результате решения уравнения:

$$\frac{1}{2\alpha} \Delta \zeta^* + \frac{1}{\sin \theta} J(H, \zeta^*) + \frac{H}{\cos \theta} \frac{\partial \zeta^*}{\partial \lambda} = \frac{1}{2\alpha' \rho_0 g} \Delta P_a + \frac{1}{\rho_0 \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \int_0^H z \rho dz, \quad (2)$$

где ρ - аномалия плотности ($\rho = \rho_1 - \rho_0$ или $\rho = \rho_1 - \bar{\rho}(z)$), где ρ_1 - плотность, ρ_0 - постоянное значение плотности, $\bar{\rho}(z)$ - средняя на горизонте плотность), H - глубина океана, λ - долгота, θ - полярный угол, P_a - атмосферное давление на уровне моря, α' и α - параметр Экмана для атмосферы и океана, g - ускорение силы тяжести, J - оператор Якоби.

На границе расчетной области значение ζ находится в виде суммы $(\zeta_g + \zeta^*)$, где ζ_g определяется квазидинамическим методом, а значение ζ^* ищется в форме косых производных (Марчук, Саркисян, 1980).

Уравнение для расчета ρ внутри бассейна имеет следующий вид:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{V_\theta}{\alpha} \frac{\partial \rho}{\partial \theta} + \frac{V_\lambda}{\alpha \sin \theta} \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} + V_z \frac{\partial \rho}{\partial z} = \kappa \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} + \frac{A_c}{\alpha^2} \Delta \rho, \quad (3)$$

где V_θ, V_λ, V_z - составляющие скорости по осям θ, λ, z соответственно, α - средний радиус Земли, Δ - оператор Лапласа в сферических координатах.

На поверхности океана для плотности принимались различные граничные условия в зависимости от решаемого варианта:

$$\rho = \rho(\theta, \lambda); \quad (4)$$

$$\kappa \frac{\partial \rho}{\partial z} = Q; \quad (5)$$

$$\rho = \frac{\rho_3 - \rho_0}{2} \cos\left(\frac{2\pi k \Delta t}{T_r}\right) + \frac{\rho_3 + \rho_0}{2}; \quad (6)$$

$$\kappa \frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{Q_1 - Q_3}{2} \cos\left(\frac{2\pi k \Delta t}{T_r}\right) + \frac{Q_1 + Q_3}{2}, \quad (7)$$

где Q_3, Q_1 - потоки аномалии плотности для зимнего и летнего сезонов соответственно; ρ_3, ρ_0 - аномалия плотности для зимнего и летнего сезонов соответственно; Δt - шаг по времени, T_r - временной интервал, равный 1 году.

На дне океана:

$$\rho = \rho(\theta, \lambda) \text{ либо } \kappa \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0. \quad (8)$$

На участках границы, аппроксимирующих берег:

$$\rho = \rho(\theta, \lambda, z) \text{ либо } \frac{\partial \rho}{\partial n} = 0. \quad (9)$$

На участках границы, аппроксимирующих проливы:

$$\rho = \rho(\theta, \lambda, z)$$

либо

$$\rho = \frac{\rho_3 - \rho_\lambda}{2} \cos\left(\frac{2\pi k \Delta t}{T_r}\right) + \frac{\rho_3 + \rho_\lambda}{2} \quad (10)$$

В начальный момент времени океан устойчиво стратифицирован или однороден.

В разделе 2.2 приводится описание численной схемы решения сформулированной выше задачи. При построении разностной схемы использовался метод направленных разностей как для уравнения (2), так и для уравнения (3). Разностный аналог уравнения (2) решали методом Гаусса-Зейделя. Интегрирование продолжалось до выполнения условия $\max |z^{N+1} - z^N| \leq 0,01$ см. Для интегрирования разностного аналога уравнения (3) применялась двухуровневая неявная схема с разностями назад. Обращение системы алгебраических уравнений производилось методом верхней релаксации по линиям. Сходимость итерационного процесса для уравнения (3) определялась при помощи критерия $\max |z^{N+1} - z^N| \leq 0,5 \cdot 10^{-7}$ г·см⁻³.

Третья глава посвящена анализу результатов диагностических расчетов циркуляции вод в СЕБ.

В разделе 3.1 приводится обзор исследований циркуляции вод, выполненных в Норвежском и Гренландском морях. Обсуждаются результаты, полученные с помощью динамического (Трешников, Баранов, 1976; Аагард, Коучмен, 1974; Никифоров, Шпайхер, 1980) и диагностического методов (Зарипов, Ржеплинский, 1980; Бреховских, 1980), которые дали возможность получить сведения об общей циркуляции СЕБ.

Раздел 3.2 посвящен обсуждению результатов исследования пространственной структуры и сезонной изменчивости среднемо-

голетней циркуляции и уровневой поверхности СЕБ. В исследуемом бассейне по заданному полю плотности с учетом реального рельефа дна, контура береговой линии и касательного напряжения ветра решена диагностическая задача по определению крупномасштабной стационарной циркуляции.

Пространственная структура течений и уровневой поверхности рассмотрена на примере лета. Расчеты выполнены на сетке с горизонтальным разрешением 1° по широте и 2° по долготе на акватории, расположенной между 61 и 78° с.ш., по среднелетнему распределению плотности на 11 горизонтах: 0, 50, 100, 200, 500, 800, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000 м (см. раздел 1.3). Полученная в результате расчета карта уровневой поверхности достаточно полно отражает основные известные черты поверхностной крупномасштабной циркуляции. На ней отчетливо выражены Восточно-Гренландское (12 Св) и Норвежское (3,2 Св) течения, циклонические круговороты, расположенные в центре Гренландского моря (3,4 Св) и к юго-западу от о-ва Ян-Майен (3 Св), антициклонический круговорот в Норвежском море (12 Св). По результатам расчетов построены схемы течений на указанных горизонтах. Проведено сравнение с современным представлением о циркуляции в исследуемом районе. Отличия в деталях схемы циркуляции от расчетов других авторов во многом обусловлены повышенным влиянием рельефа дна и недостаточной освещенностью данными о поле плотности глубинных вод.

Сезонная изменчивость уровневой поверхности и среднелетней циркуляции СЕБ рассмотрена на примере лета и зимы. Расчеты выполнены на одноградусной сетке на акватории, расположенной от 61 до 80° с.ш., по среднелетнему распределению

плотности на II горизонтах (см. раздел I.3). Проведены две серии расчетов. В первой из них на границе расчетной области по всему контуру полагали $\frac{1}{H_0} \int_0^H V_0 dz = \frac{1}{H_0} \int_0^H V_A dz = 0$. Во второй серии значения $\frac{1}{H_0} \int_0^H V_0 dz = \bar{V}_0$ и $\frac{1}{H_0} \int_0^H V_A dz = \bar{V}_A$ определялись из среднееголетних величин расходов (Никифоров, 1980). Причем профиль скоростей в проливах между Скандинавией и Фарерскими островами задавался таким образом, что основной поток вод из Атлантического океана поступает через Фареро-Шетландский пролив.

Результаты расчета уровня и скоростей течений, выполненных на одноградусной сетке (первая серия расчетов), качественно верно отражают ранее известную схему циркуляции (Бреховских, 1980), кроме районов со сложным характером рельефа дна (Норвежское море). Норвежское течение представлено двумя струями (западной и восточной), между которыми расположен антициклон и более мелкие циклонические круговороты. Восточный струень выражен очень слабо, что не соответствует представлениям о структуре прибрежной циркуляции у берегов Скандинавии. Результаты второй серии расчетов позволили отчетливо выделить двухструйность Норвежского течения, что находит отражение в климатическом распределении температуры и солености. Уровенная поверхность СЕБ, так же как и скорости течений мало меняются от сезона к сезону. И летом, и зимой сохраняются все основные течения и круговороты. Отмечается лишь незначительная интенсификация течений в зимний сезон. Уровенная топография претерпевает наибольшие изменения в Гренландском море. Зимой область, занятая циклоническим круговоротом, более обширна, чем летом.

Результаты расчетов циркуляции вод в Норвежской ЭАЭО по данным натурных экспериментов "Полярко-Север-79" и "Полярко-Се-

вер-81" обсуждаются в разделе 3.3. Для подробного анализа циркуляции вод в рамках линейной диагностической модели были выбраны квазисинхронные съемки Норвежского полугона, выполненные в мае и июне 1979 г., а также в ноябре 1981 г. Для расчета использовались оглаженные поля плотности (см. раздел I.2) на одиннадцати горизонтах. В точках, где зондирование выполнялось не до дна (в силу погодных условий), применялась линейная экстраполяция профиля плотности с тем условием, что на дне аномалия плотности равна нулю (Саркисян, 1977). Расчеты выполнены на сетках с горизонтальным разрешением 1° по широте и $2,5^\circ$ по долготе на акватории, расположенной между 61° и 71° с.ш. Поля приземного атмосферного давления получены в результате временного осреднения ежесуточных синоптических карт приземного давления за период проведения гидрологических съемок.

В рассматриваемом районе СЕБ циркуляция представлена в виде системы круговоротов разных знаков. На картах интегрального переноса и уровенной поверхности особенно отчетливо заметны антициклонические и циклонические круговороты. Характерный масштаб круговоротов в юго-восточной части области составляет примерно 100 км, а в северо-восточном секторе - 300 км, где расположен один крупный антициклон. Этот антициклонический круговорот получен как при расчетах с использованием климатических данных, так и в расчетах по данным о поле плотности, полученным в результате проведения всех отобраных квазисинхронных съемок. Кроме того, на существование этого круговорота указывают результаты инструментальных наблюдений (Корт, 1977). Проведенные расчеты дали основание сделать вывод о том, что вся акватория исследуемого района характеризуется малой изменчи-

постью в структуре течений по глубине, в частности, антициклоническое (или циклоническое) вращение сохраняется от поверхности до дна. Отмечено, что расположение антициклонических круговоротов совпадает с областями положительных аномалий теплосодержания, а расположение циклонических круговоротов - с отрицательными аномалиями теплосодержания. На основании проведенных расчетов, с помощью диагностической модели подтверждено мнение (Романцов, Смирнов, 1985), что антициклонические круговороты располагаются к востоку и югу от полярной фронтальной зоны, а циклонические - к западу и северо-западу.

Четвертая глава посвящена анализу результатов численных экспериментов по расчету поля плотности и циркуляции в Норвежском и Гренландском морях, а также исследованию роли различных факторов в формировании гидрофизических полей СЕБ.

В разделе 4.1 приводится обзор существующих моделей расчета циркуляции в бароклинном океане.

Особое внимание уделяется анализу численных моделей бароклинного океана, с помощью которых были получены важные физические результаты для крупномасштабной динамики Мирового океана (Марчук, Залесный, 1974; Кокс, 1975; Кочергин, Щербаков, 1977) и его отдельных частей (Кочергин, Саркисян, Климок, 1972; 1974; Марчук, Саркисян, 1980), позволившие, в первом приближении, оценить роль рельефа дна, ветра, бароклинности морской воды в формировании циркуляции вод.

В разделе 4.2 приводится краткая характеристика численных экспериментов, выполненных для акватории СЕБ с помощью прогностической модели. Дается сводка экспериментов, использованных для обобщения и демонстрации результатов.

В разделе 4.3 обсуждаются результаты численных экспериментов по воспроизведению крупномасштабных особенностей поля плотности и циркуляции в СЕБ.

Для расчета поля плотности и циркуляции использовалась прогностическая модель (I)-(3). На поверхности, боковых границах и горизонте $Z = 1500$ м задавалось климатическое поле плотности для летнего сезона. Внутри бассейна в начальный момент времени задавалось среднезональное поле плотности. Шаги расчетной сетки по горизонтали $\delta\theta = 1^\circ$, $\delta\lambda = 2^\circ$. По вертикали модель имеет шесть расчетных горизонтов: 50, 100, 200, 500, 800, 1000 м. Расчеты проведены для акватории океана, расположенной между Гренландией и Скандинавией от 61 до 78° с.ш. На поверхности океана задавалось среднегодовое значение касательного напряжения ветра (см. раздел 1.3). Варьируемые параметры \mathcal{K} и A_e изменялись в диапазоне от 1 до 10 см·с⁻² (для \mathcal{K}) и от $5 \cdot 10^7$ до 10^8 (для A_e). Начальное распределение плотности приспособлялось к граничным условиям в течение 1 года или 1,5, в зависимости от значений величин \mathcal{K} и A_e . Как показали результаты расчетов, модель способна воспроизводить основные черты поля плотности и циркуляции исследуемого бассейна. В центре Гренландского моря удалось получить куполообразное распределение плотности, соответствующее циклоническому круговороту (Никифоров, 1980). Над шельфовыми склонами Скандинавии и Гренландии отмечаются зоны с максимальными горизонтальными градиентами плотности, обусловленными распреснением вод. В прогнозируемых полях течений, адекватных полю плотности, получены все основные крупномасштабные циркуляционные системы СЕБ: циклонический круговорот в Гренландском море (5 Св), антициклонический

ческий круговорот в Норвежском море (7 Св), Восточно-Гренландское течение (8,1 Св по 75° с.ш.) и Западно-Шпицбергенское течение (9,3 Св по 75° с.ш.), Норвежское течение представлено западным отречнем и системой круговоротов циклонического и антициклонического типов (3,2 Св по 65° с.ш.). Восточный отречень Норвежского течения выражен весьма слабо.

Раздел 4.4 посвящен исследованию влияния рельефа дна на формирование поля плотности и циркуляции в СЕБ. Для этой цели был проведен численный эксперимент, в котором полагали дно плоским $H = 1500$ м. Начальные и граничные условия совпадали с условиями, сформулированными в разделе 4.3, за исключением топографии дна. В случае расчета циркуляции при плоском дне в Норвежском море исчезла система круговоротов антициклонического и циклонического типов. Поток вод, соответствующий Норвежскому течению, распространяется широкой струей вдоль побережья Скандинавии. Два отречня (западный и восточный) выделить невозможно, поскольку поле скоростей весьма однородно по горизонтали. Существенно изменился расход вод, поступающих в северном направлении с Норвежским течением через 70° с.ш. (при $H = 1500$ м перепо составил 12,5 Св, а при реальном рельефе дна - 8,6 Св). Топография дна обуславливает существование частично замкнутой циркуляции атлантической водной массы в системе круговоротов, расположенных на экватории Норвежского моря. В то же время на формирование поля плотности и циклонической циркуляции в центре Гренландского моря рельеф дна оказывает либо заметного влияния не оказывает. Структура поля плотности и интенсивность циркуляции (5 Св) остаются практически неизменными с учетом рельефа дна и без него.

В рамках сформулированной во второй главе прогностической модели было проведено два численных эксперимента для выявления роли касательного напряжения ветра в формировании поля плотности и циркуляции в СЕБ. Результаты этих исследований обсуждаются в разделе 4.5. Океан принимался бароклинным от поверхности до дна. В начальный момент времени исследуемый бассейн наполнен однородной жидкостью. На поверхности океана задавался поток аномалии плотности $\propto \frac{\partial \rho}{\partial z}$. На границе, соответствующей берегу, и дне потоки аномалии плотности полагали равными нулю. В проливах задавались значения плотности. Расходы определены из геострофического баланса. Расчеты проводились с "выключением" ветра и без него сроком на 50 лет модельного времени. Влияние ветра в основном реализуется через конвективный член в уравнении диффузии плотности $V_z \frac{\partial \rho}{\partial z}$ и вносит существенный вклад в перестройку поля плотности от поверхности до дна. Учет ветровой компоненты приводит к подъему более плотных промежуточных и глубинных водных масс к поверхности океана и способствует поддержанию локального максимума в поле плотности в центральной части исследуемого бассейна, что, в свою очередь, приводит к усилению крупномасштабной циклонической циркуляции на всей экватории СЕБ.

В разделе 4.6 рассмотрены результаты численных экспериментов по моделированию сезонной изменчивости крупномасштабных полей плотности и циркуляции в СЕБ.

В численных экспериментах, имитирующих годовой ход поля плотности и циркуляции в Норвежском и Гренландском морях, на поверхности океана задавался годовой ход потока аномалии плотности (7) или аномалии плотности (6) по косинусоидальному за-

кону. На вертикальных боковых границах, соответствующих проливам, головой ход аномалии плотности задался в верхнем 500-метровом слое океана. На твердых боковых границах в дне выполнялись условия: $\frac{\partial \rho}{\partial n} = 0$; $\frac{\partial \rho}{\partial z} = 0$. В начальный момент времени жидкость в исследуемом бассейне однородна. Задача была просчитана сроком на 50 лет модельного времени с шагом

$\Delta t = 5$ суток. Анализ результатов численных экспериментов показал, что хотя мы использовали достаточно грубую численную модель (шаг расчетной сетки велик, численная схема имеет первый порядок аппроксимации) с идеализированными граничными условиями, нам удалось все же отразить характерные особенности в сезонной изменчивости поля плотности и циркуляции СЕБ.

В центральной части Норвежского моря сезонные колебания в поле плотности полностью затухают на горизонте 200 м. В районе между Ян-Майеном и Исландией головой ход в поле плотности захватывает верхний 500-метровый слой. На акватория Гренландского моря сезонная изменчивость ρ проникает до 1000 м (район образования донных вод в циклоническом круговороте). Столь мощная крупномасштабная перестройка поля плотности происходит в результате конвективного обрушения. В весенне-летний сезон по всей акватории СЕБ устанавливается устойчивое стратифицированное распределение плотности. Вертикальный градиент плотности в верхнем слое океана максимальный в головом ходе плотности, а горизонтальный градиент - минимальный и весьма быстро уменьшается с глубиной. В летний сезон поле плотности наиболее отчетливо выражен так называемый "купол" данной волны (Никифоров, 1980). В осенний период вертикальный градиент плотности постепенно уменьшается, достигая минимальных величин в зимний сезон.

В течение осени устойчивость в верхнем слое океана уменьшается и в начале зимы (декабрь) в некоторых районах СЕБ возникает однородный слой толщиной в 50 м. Это наблюдается прежде всего в районах к северо-востоку и юго-западу от о. Ян-Майен. В январе площадь района, где возникает неустойчивая стратификация, значительно увеличивается. Максимальное развитие неустойчивой стратификации наблюдается в феврале-марте, и за счет конвективного перемешивания глубина проникновения верхнего однородного слоя резко возрастает. В феврале в Норвежском море глубина проникновения однородного слоя колеблется от 50 до 100 м. В районе между о. Ян-Майен и Исландией от 100 до 200 м, а в Гренландском море - от 50 до 500 м.

Зимой вертикальный градиент плотности минимальный, а в местах возникновения неустойчивой стратификации принимает нулевые значения. В то же время горизонтальный - приобретает максимальные значения. Это обуславливает, в свою очередь, интенсификацию течений в зимний период по сравнению с летним. Например, расход Норвежского течения (по 65° с.ш.) зимой составляет 2,9 Св, а летом - 1,5 Св; расход антициклонического круговорота в Норвежском море летом 12,6 Св, а зимой - 14 Св; расход циклонического круговорота в Гренландском море составляет 9 Св зимой и 7 Св летом. Выявлено запаздывание в реакции уровня поверхности на поступление тепла к океану из атмосферы сроком в один месяц, обусловленное тем, что формирование поля плотности на различных горизонтах в разной степени запаздывает от формирования поля плотности на поверхности океана.

Исследование влияния теплообмена через поверхность океана и проливы на формирование поля плотности и циркуляции в СЕБ рассмотрено в разделе 4.7.

Для выяснения роли тепломассообмена через поверхность океана в формировании наблюдаемой циркуляции проведено два численных эксперимента. В одном из них на поверхности океана задавался среднегодовой поток аномалии плотности. Океан считался бароклинным до глубины 1500 м. Дно полагали плоским. Касательное напряжение ветра при расчете не учитывалось. В начальный момент времени задавалось зонально-осредненное поле плотности, включая границы. Расходы через проливы нулевые. В результате расчета получена замкнутая антициклоническая циркуляция во всем СЕБ. Как известно, при годовом осреднении океан устойчиво стратифицирован, хотя в действительности в верхнем слое океана в осенне-зимний сезон (при осреднении, меньшем сезонного) возникают обширные зоны с неустойчивой стратификацией. Поэтому в другом численном эксперименте на поверхности океана задавали годовой ход аномалии плотности по косинусо-дальному закону (6). Бассейн считали изолированным от Мирового океана ($\frac{\partial \rho}{\partial n} = 0$ по всему контуру расчетной области). Топография дна реальная. Единственной движущей силой, генерирующей циркуляцию в бассейне, являлся тепломассообмен через поверхность океана. Эксперимент был просчитан сроком на 50 лет модельного времени из первоначально однородного состояния океана. Расчеты показали, что в летний сезон экватория всего СЕБ охвачена антициклоническим круговоротом. Даже в центре Гренландского моря отмечено замкнутое антициклоническое вращение вод. В зимний сезон характер поверхностной циркуляции заметно меняется. К северу и юго-западу от о-ва Ян-Мабен появляются циклонические круговороты, распространяющиеся в верхнем двухсотметровом слое океана. Ниже этого горизонта антициклони-

ческое вращение вод сохраняется до дна.

Для выяснения влияния роли тепломассообмена через проливы на формирование поля плотности был проведен эксперимент, в котором циркуляция генерировалась водообменом через проливы. В этом эксперименте представлялась возможность проследить за трансформацией водных масс, поступающих из АБ и СА в район СЕБ за счет адвективного переноса без теплообмена с атмосферой ($\frac{\partial \rho}{\partial z} = 0$, при $z = 0$). Формирование поля плотности и циркуляции происходит за счет адвективного переноса и взаимодействия потока вод с рельефом дна. В данном случае циклоническая циркуляция вод выражена наиболее отчетливо. Обширные циклонические круговороты в Гренландском море прослеживаются от поверхности океана до дна. Антициклонический круговорот в Норвежском море занимает значительно меньшую площадь, чем в других экспериментах. Расходы воды в циклонических круговоротах увеличились на порядок по сравнению с результатами, полученными в случае закрытых проливов.

Наконец, остановимся на результатах последнего из проведенных численных экспериментов. В этом эксперименте интенсивность водообмена через проливы увеличена вдвое по сравнению с нормой. Учтены тепломассообмен через поверхность океана, ветер, рельеф дна. Задача просчитана сроком на 50 лет из первоначально однородного состояния океана.

Вследствие усиления адвективного переноса из СА и АБ в поле плотности получены отчетливо выраженные локальные максимумы и минимумы, говорящие об усилении вихревой структуры циркуляции в верхнем слое океана. В центральной части СЕБ в глубинных горизонтах сформировался максимум плотности, центр кото-

рого смещен в северную часть бассейна, что способствует поддержанию крупномасштабной циклонической циркуляции.

В пятой главе рассмотрен вопрос об адвективном переносе тепла океаническими течениями по климатическим данным о температуре воды и среднесезонной сезонной циркуляции.

В разделе 5.1 приводится краткий обзор исследований оценок переноса тепла океаническими течениями, выполненных с помощью прямого метода (Брайен, 1962; Беннет, 1978). Обсуждаются преимущества прямого метода перед косвенным. Особое внимание уделено анализу работ, посвященных адвективному переносу тепла в Атлантическом океане (Брайден, 1980, 1982; Роемних, 1980; Оорт, 1976).

Раздел 5.2 посвящен описанию прямого метода переноса тепла течениями в океане. В основе метода лежат предположения о том, что: а) меридиональный поток F общей энергии E может быть оценен по формуле $F = \iint \rho V_{\theta} (\epsilon_0 + c_p T) ds$; б) общий расход воды через океанографический разрез S' равен нулю. Второе предположение позволяет исключить из рассмотрения вклад отсчетного уровня энергии ϵ_0 , значение которого неизвестно. Скорость, нормальная к плоскости океанографического разреза, может быть представлена в виде суммы: $V_{\theta} = V_0 + V_g + V_E$ где V_0 - поверхностная геострофическая скорость, V_g - геострофическая скорость, вычисляемая относительно поверхности моря, V_E - дрейфовая составляющая. Поток энергии F через площадь океанографического разреза с учетом разложения вектора скорости может быть разложен на средние по вертикали величины и их отклонения, а затем на средние по горизонтали и их отклонения. В формализованном виде поток энергии в океане мож-

но представить как сумму: $F = F_{BT} + F_{BK} + F_E$, где $F_{BT} = F_0 + F_1$; $F_{BK} = F_2 + F_3$; $F_E = F_4 + F_5$.

F_0 - мгновенный общий перенос энергии через разрез, равный нулю; F_1 - поток энергии, обусловленный баротропной циркуляцией; F_2 и F_3 - потоки энергии, обусловленные бароклинной циркуляцией в вертикальной и горизонтальной плоскостях соответственно; F_4 - поток, обусловленный полным экмановским переносом; F_5 - поток, вызываемый дрейфовой горизонтальной циркуляцией. Преимущество предложенного выше разделения F на потоки заключается в том, что могут быть идентифицированы различные циркуляционные моды, количественно оценен их вклад в перенос тепла океаническими течениями.

Раздел 5.3 посвящен анализу результатов расчета адвективного переноса тепла течениями прямым методом в СЕБ. Для расчета потока тепла в океане выбрано три разреза: первый из них проходит через 65° с.ш. от побережья Скандинавии до Исландии и далее до берега Гренландии; второй - по 70° с.ш. от Скандинавии до Гренландии; третий - через пролив Фрама по 78° с.ш. Для расчетов привлекались климатические поля температуры воды для зимнего и летнего сезонов (Левитус, Оорт, 1982) и скорости течений, полученные с помощью диагностической модели на одноградусной сетке (см. раздел 3.2).

Показано, что перенос тепла через СЕБ в АБ, главным образом, осуществляется баротропной циркуляцией (F_1) и бароклинной в меридионально-вертикальной плоскости (F_2), причем относительный вклад баротропного переноса уменьшается от 75% на юге СЕБ до 30% в центре, а вклад бароклинного соответственно возрастает от 25 до 70%. На севере исследуемого бассейна перенос тепла течениями к полюсу осуществляется в равной степени

как баротропной составляющей F_1 , так и бароклинной в горизонтальной плоскости F_3 . По изменению величины суммарного потока тепла F в океане (на 65° с.ш. - $0,53 \cdot 10^{15}$ Вт; на 70° с.ш. - $0,14 \cdot 10^{15}$ Вт) оценен теплообмен между океаном и атмосферой (для зимы - $95 \text{ ккал} \cdot \text{см}^{-2}$). Сопоставление этой величины с расчетами других авторов показало удовлетворительное совпадение (Зайцев, 1960; Агаард, Коучмен, 1973; - $75-100 \text{ ккал} \cdot \text{см}^{-2}$).

В заключении систематизированы результаты, полученные в настоящей работе:

1. Картина циркуляции СЕБ, рассчитанная по климатическим данным в рамках линейной диагностической модели, подтверждает ранее известную схему течений в СЕБ, кроме районов со сложным характером рельефа дна. В Норвежском море выделено две струи (западный и восточный стремни Норвежского течения), между которыми расположена система круговоротов: антициклон и более мелкие циклонические круговороты.

2. Расчет циркуляции вод в Норвежском море, выполненный по данным квазисинхронных съемок натуральных экспериментов "Полюс-Север" и "Разрезы", подтвердил, что крупномасштабная циркуляция вод представляет собой систему квазистационарных круговоротов циклонического и антициклонического типов, определенным образом расположенных относительно полярной фронтальной зоны. Подтверждено мнение о существовании антициклонического круговорота с центром, расположенным по 70° с.ш. и 5° в.д. Его местоположение можно охарактеризовать как квазистационарное. Исследование вертикальной структуры течений показало, что циркуляция СЕБ отличается большой однородностью

по глубине. Циклоническое (антициклоническое) вращение круговоротов сохраняется неизменным от поверхности до дна.

3. Построена численная прогностическая модель крупномасштабной бароклинной циркуляции для СЕБ, с помощью которой исследовано влияние рельефа дна, ветра, а также теплообмена через поверхность океана и проливы на формирование поля плотности и циркуляции СЕБ. Исследована роль сезонной изменчивости термохалинного возбуждения в формировании наблюдаемой циркуляции.

4. Показано, что существование антициклонического круговорота в Норвежском море обусловлено особенностями топографии дна и интенсивностью потока атлантических вод, поступающих в СЕБ через Фареро-Шетландский пролив.

5. Установлено, что формирование крупномасштабного поля плотности, обуславливающего циклоническую циркуляцию вод СЕБ, вызывается водообменом через проливы и ветром. Усиление расколов через проливы приводит к интенсификации циклонической циркуляции в СЕБ. Теплообмен через поверхность океана ослабляет циклоническую циркуляцию в летний сезон и способствует ее поддержанию в зимний. Кроме того, теплообмен вызывает крупномасштабную перестройку поля плотности в центре Гренландского моря за счет гравитационной конвекции в осенне-зимний сезон.

6. Рассчитан адвективный перенос тепла течениями в СЕБ для зимнего и летнего сезонов по климатическим данным. Установлено, что в южной части исследуемого бассейна перенос тепла к полюсу, главным образом, осуществляется баротропной составляющей циркуляцией (75% от суммарного переноса тепла). В центральной части СЕБ ведущая роль в переносе тепла принадлежит

жит бароклиной циркуляции в меридиональной плоскости (70% от общего переноса к полюсу). В районе пролива Фрама адвекция тепла течениями из СЕБ в АБ осуществляется в равной степени как баротропной циркуляцией, так и бароклиной в горизонтальной плоскости. На всей акватории СЕБ, за исключением пролива Фрама, бароклиная горизонтальная циркуляция способствует переносу тепла к югу.

7. В тепловом балансе поверхности Норвежского и Гренландского морей на долю адвекции тепла течениями приходится 74% зимой и 43% летом.

По теме диссертации опубликованы следующие работы:

1. О влиянии рельефа дна на характер течений в Датском проливе. - Труды АНИИ, т.332, 1976, с.20-27 (совместно с Нагурным А.П.).

2. Численные эксперименты по расчету поля плотности в Южном океане. - Труды АНИИ, 1982, т.387, с.92-96.

3. Диагностические и простейшие прогностические расчеты течений в море Скоша. - Труды АНИИ, 1982, т.387, с.108-115.

4. Горизонтальная циркуляция в Норвежском море в мае-июле 1979 г. - Труды АНИИ, 1983, т.382, с.26-34 (совместно с Романцовым В.А.).

Ротп. АНИИ. Заказ 161-тирах 100 экз.
Подписано к печати 25.05.87 №-20576
Уч.изд.л. I. I Бесплатно.