

На правах рукописи

УДК 551.46

АДРОВ
Николай Михайлович

ТЕОРИЯ ВОДНЫХ МАСС ОКЕАНА

Специальность – 25.00.28 – океанология

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т

диссертации на соискание учёной степени
доктора географических наук

Мурманск
2006

Российская академия наук
Кольский научный центр
Мурманский морской биологический институт

На правах рукописи
УДК 551.46

АДРОВ
Николай Михайлович

ТЕОРИЯ ВОДНЫХ МАСС ОКЕАНА

Специальность – 25.00.28 – океанология

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т

диссертации на соискание учёной степени
доктора географических наук

Мурманск
2006

Работа выполнена в Мурманском морском биологическом институте
Кольского научного центра Российской академии наук

Научный консультант: доктор географических наук, академик
МАТИШОВ Геннадий Григорьевич

Официальные оппоненты: доктор физико-математических наук
ШУМИЛОВ Олег Иванович

доктор географических наук
ГАРГОПА Юрий Михайлович

доктор географических наук
ИНЖЕБЕЙКИН Юрий Иванович

Ведущая организация: Российский Государственный
гидрометеорологический университет

Защита состоится « 25 » декабря 2006 г. в 10 часов на заседании
Диссертационного совета Д 002.140.01 по защите диссертаций на соискание
учёной степени доктора наук при Мурманском морском биологическом
институте Кольского научного центра Российской академии наук по адресу:
183010 г. Мурманск, ул. Владимирская, д. 17

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ММБИ КНЦ РАН

Автореферат разослан «24» ноября 2006 г.

Учёный секретарь
Диссертационного совета

к.г.н. Е.Э.Кириллова

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность исследования. Водные массы принято описывать в качественных терминах, трактовка которых многообразна, и если имеет общепринятую форму, то не является достаточно конкретной для количественных оценок. В то же время, понятие водной массы не тривиально, оно несёт в себе глубокий океанологический смысл, особенно если учесть, что существование глобальных подразделений океаносферы — самого важного водного объекта нашей планеты — выражает одновременно климатическую стабильность географической оболочки и чрезвычайно мобильный продукт энергомассообмена между океаном и окружающими его геосферами, содержащими воду в различных агрегатных состояниях.

Обширная современная база данных и высокий уровень вычислительной техники позволяют на основе расчётов и обобщений не только выявить пространственные и временные закономерности между параметрами морской воды, но и использовать их для объективной классификации водных масс. Математические оценки зависимостей между температурой, солёностью, плотностью воды, абсолютной и относительной концентрацией растворённого кислорода, как главных океанологических индикаторов частиц водных масс океана, представляются нам достаточно надёжной основой для теории водных масс.

Разработанные в нашей работе формальные оценки трансформации водных масс позволяют строить модели физических, химических и биологических процессов, происходящих в океане, и рассчитывать вклады каждого из них, что открывает возможность внедрения количественных критериев изменчивости водных масс в практику, наиболее востребованной частью которой является прогнозирование. В качестве иллюстрации возможностей предлагаемой теории в диссертационной работе приводятся автоматизированные эксперименты предвычисления границ плавучего льда, тепловых характеристик сезонов, нерестовых подходов рыбы, оледенения океана и расчёты морских сезонов.

Цель и задачи работы. Главной целью является создание климатологической модели водных масс океаносферы в соответствии с выявленными закономерностями пространственно-временной изменчивости океанологических характеристик, в качестве которых используются экспедиционные наблюдения температуры воды, солёности, концентрации растворённого кислорода и информация Мировых центров океанологических данных.

Поставлены следующие задачи:

- обосновать физический смысл изменчивости океанологических характеристик как косвенных показателей энерго- и массообмена океана с окружающими геосферами;
- выявить основные закономерности формирования структуры водной толщи океаносферы и выразить их в количественной форме;
- разработать классификацию водных масс на основе выявленных закономерностей;

- оценить адвективные и конвективные составляющие трансформации водных масс;
- рассчитать физическую и биологическую составляющие бюджета растворённого кислорода;
- построить ежемесячные поля водных масс Мирового океана, рассчитанные различными способами;
- реализовать вычислительные эксперименты, предназначенные для проверки адекватности предлагаемых моделей.

Объект исследования: Мировой океан, представленный в виде измеренных (температура, солёность и концентрация растворённого кислорода) и рассчитанных (плотность, относительное содержание кислорода) главных океанологических характеристик в координатах: широта φ , долгота λ , глубина H , время t .

Предмет исследования: водные массы, закономерности изменения свойств которых выражаются в виде взаимосвязей главных океанологических характеристик (T, S, ρ, O_2, ζ) – косвенных показателей процессов обмена между океаном и геосферами энергией и веществом.

Защищаемые положения.

1. Бюджет температуры водных масс океана в системе геосфер отрицателен.
2. Линейная зависимость между температурой и солёностью водной массы выражает пропорциональность затрат тепла и влаги на работу тепловой машины океан–атмосфера.
3. Адвективный перенос частиц водных масс сопровождается изменением солёности и концентрации растворённого кислорода, а конвективное перемещение – их неизменностью.
4. Бюджет кислорода в океане отрицателен, его дефицит включает в себя физическую составляющую в виде гистерезиса насыщения, сопровождающего термическую конвекцию, окисление, связанное с деятельностью микроорганизмов (БПК – биохимическое потребление кислорода), и дыхание более крупных гидробионтов, главным образом плотными концентрациями рыб.

Информационная база исследования. Сведения Мировых центров данных NOAA/NODC (782219 станций), ВНИИГМИ-МЦД (90155 станций) и материалы экспедиций: ММБИ (Мурманского морского биологического института), ПИНРО (Полярного НИИ морского рыбного хозяйства и океанографии), СРПР (Севрыбпромразведки), МУГКС (Мурманского управления Госкомгидромета) и МФ ААНИИ (Мурманского филиала Арктического и Антарктического института) – более 15 тысяч станций. Всего около миллиона станций.

Научная новизна и теоретическое значение. Введено понятие векторных термогалинных и термокислородных диаграмм, с помощью которых определяются величина и направление обмена различными видами энергии и веществ между водными и воздушными массами. На основе этих

диаграмм разработан метод расчёта адвективной и конвективной составляющих термогалинной трансформации и физической и биохимической составляющих термодоксигенной трансформации водных масс. Предложена классификация океанских вод по структурному и климатическому признакам. Выделенные водные массы представлены в терминах объект, признак, класс, что позволило использовать методы распознавания образов для проверки правомерности исходных положений теории.

Практическая значимость работы. Результаты расчётов водных масс использовались для выполнения научных программ ГКНТ (темы 9–91–16 и 9–92–13) и ООБ АН (темы 9–91–01 и 9–92–01). Подробные карты водных масс применялись при разработке прогнозов рыбопромысловых концентраций в морях Северо-Европейского бассейна (НГФ «Комплексные системы»). Одним из чисто технических приёмов разработанной теории служит вариант контроля глубоководных данных температуры и солёности. Вычисленные формальные критерии водных масс значительно расширяют круг задач, решаемых в океанологической практике. Карты принадлежности водных масс представляются перспективными для долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов погоды и климата. Наглядные схемы и алгоритмы расчётов используются для преподавания в высшей школе (Адров Н.М. «Океанология»: Основная образовательная программа подготовки специалиста по специальностям 03.25.00 «География», 03.25.00 «География с дополнительной специальностью экологии», Мурманск, МГПУ, 2005; Адров Н.М. «Наука о Земле: Учебное пособие», утверждено Президиумом УМО по классическому образованию РФ 25.05.2005. Апатиты, изд-во КНЦ РАН, 2006).

Апробация работы. Основные положения диссертации обсуждались на семинарах, конференциях и съездах специалистов по морским исследованиям: IV съезд ВГБО (*Киев, 1980*); II Всесоюзный съезд океанологов (*Севастополь, 1982*); Всесоюзное совещание по краткосрочному прогнозированию (*Калининград, 1985*); I и II Всесоюзные конференции «Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии Баренцева и Белого морей», «Экология и биологическая продуктивность Баренцева моря» (*Мурманск, 1985, 1986; Апатиты, 1987*); VII Всесоюзная конференция по промысловой океанологии (*Астрахань, 1987*); III съезд советских океанологов (*Ленинград, 1987*); V региональная конференция по изучению Атлантического океана и «Комплексное изучение природы Атлантического океана» (*Калининград, 1989, 1991*); семинар «Океанологические фронты северных морей» и Международная школа по морской геологии (*Москва, 1989, 1999*), Международная конференция «Вековые изменения морских экосистем Арктики», VIII Всероссийская конференция по проблемам рыбопромыслового прогнозирования и Международная конференция «Современные проблемы океанологии шельфовых морей России» (*Мурманск, 2000, 2001, 2002*), VI международная конференция «Комплексные исследования природы архипелага Шпицберген» (*Мурманск, 2006*).

Личный вклад соискателя в сбор материала. Сбор исходного материала исследований осуществлялся автором в морских экспедициях 1970–1979 гг. на научно-поисковых судах Мурманского Тралового флота, Мурмансельди, Мурманрыбпрома, Севрыбпромразведки и научно-исследовательском судне Академии наук «Дальние Зеленцы» в районах Гольфстрима, Северо-Атлантического течения, морей: Ирмингера, Норвежского, Гренландского, Баренцева, Белого и Карского. Математическая обработка материалов проводилась по алгоритмам, разработанным автором в 1980-е годы специалистами ВНИИГМИ-МЦД (Обнинск) и ЦСУ СССР (Москва). Дальнейший сбор и обработка океанологической информации были связаны с коллективными разработками компьютерных программ на базе данных NODC США и оперативной информацией, поступающей по радиоканалу с промысловых судов Северо-Европейского бассейна, предназначенной для решения проностических задач ОАО «Комплексные системы» (Мурманск). Автор принимал участие в международном проекте GODAR (глобальное спасение и архивация океанографических данных), в рамках сотрудничества с NOAA, и разработке морских атласов (Washington, D.C., 1998, 2000).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 65 работ, в том числе крупные обобщения, атласы и монографии (35, 36, 37, 38, 41, 45, 58, 63). Темы публикаций располагаются в порядке, близком хронологическому, следующим образом: турбулентная теплопроводность водных масс Баренцева моря (1), формирование придонных водных масс в трансформном разломе САХ (2); зимняя активизация взаимодействия океана и атмосферы (4); статистические связи между температурой и солёностью (5, 12) и их использование для оценки интенсивности взаимодействия океана и атмосферы (15), адвективной и конвективной составляющих термогалинной трансформации (19, 61); статистические связи между температурой и кислородом (6, 13, 26, 48) и их использование для оценки физической и биохимической составляющих отрицательного бюджета кислорода в океане (27, 30); аномальность как отклонение от выявленной статистической закономерности (7); проблемы структуры водной толщи (8) и использование стратификации верхнего слоя для расчёта сезонов (39, 47, 56); расчёт границ водных масс (16, 17, 20, 23, 24, 60); использование выявленных закономерностей изменчивости океанологических характеристик для исследования природных процессов (10, 11, 41, 52, 53, 57) и прогнозирования (9, 17, 23, 24, 49); моделирование и вычислительные эксперименты (18, 29, 34, 55, 59, 61, 62, 63, 66); приложение к региональным и биологическим исследованиям (21, 25, 28, 31, 42, 43, 44, 51, 54, 65).

Структура и объём работы. Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения и трёх Приложений; изложена на 315 страницах, содержит 110 рисунков и 8 таблиц. Список использованной литературы включает 377 наименований, из них 145 на иностранных языках.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Глава 1. Аналитический обзор

1.1. Энерговлагодобмен океана с окружающими геосферами. Океан – главный аккумулятор тепла и влаги – в то же время он представляет собой продукт длительного взаимодействия геосфер, в котором роль главного трансформатора водных масс выполняла атмосфера. Когда воды океана и водяной пар атмосферы стали главными деталями модели природной тепловой машины, на фоне последующих термодинамических открытий вполне могла бы существовать схема, изображенная на рис. 1, ведь уже в XIX веке были известны пределы изменчивости температуры ($T_{max} - T_{min}$) и солёности ($S_{max} - S_{min}$) океанских вод, понятны принципы энерговлагодобмена в системе Солнце–Океан–Атмосфера.

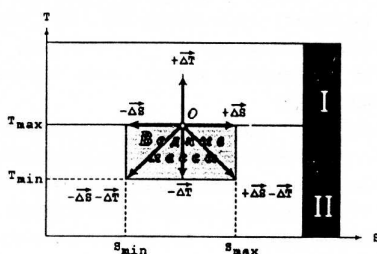


Рис.1. Бюджеты температуры ΔT и солёности ΔS водных масс океана относительно их гипотетического центра в точке O.

Гидро- и криосфера, представляющие собой те же атмосферные осадки, которые постоянно опресняют Мировой океан ($-\Delta S$), только выпадая не непосредственно над океанской поверхностью, а над сушей (речной сток и «разгрузка») подземных вод гидросферы) и над полярными районами, закрытыми морскими и плавучими льдами (криосфера). Атмосферные осадки являются тем конденсатом, в который превращаются частицы водяного пара, завершившие работу по подъёму воздуха тропосферы на высоту верхнего яруса облаков, при этом расход рабочего вещества тепловой машины океан-атмосфера выражается вектором $+\Delta S$. Поскольку в системе Океан–Атмосфера первый является источником тепловой, а вторая – механической энергии, естественно, что океанские воды, получая солнечное тепло, должны отдавать его атмосфере, а воздушные массы, соответственно, получать его и превращать в движение, состоящее из вертикальной конвективной и горизонтальной адвективной частей.

Таким образом, бюджет температуры водных масс Мирового океана отрицателен ($-\Delta T$), а бюджет солёности может быть как положительным ($+\Delta S$), так и отрицательным ($-\Delta S$).

Одновременно существует два принципиально различных механизма взаимодействия океана и атмосферы, суммирующих энерго- и массообмен между водными и воздушными массами: 1) контактный теплообмен или теплопередача океана в атмосферу, когда $\Delta S = 0$ и 2) рабочий цикл,

тепловой машины океан-атмосфера, когда показателем расхода океанской влаги служит $+\Delta S$, а $-\Delta S$ — индикатором возврата вод из охладителя, которым является атмосфера, вернее тот уровень конденсации частиц водяного пара, на котором они окончательно теряют энергию восходящего движения. Поскольку одной из наших задач будет разделение адвективной и конвективной составляющих, определим их в первом приближении как $(-\Delta T - \Delta S)$ и $(-\Delta T + \Delta S)$.

1.2. Основы исследований водных масс в XX веке. Профили вертикального распределения термогалинных свойств вод, которые впоследствии использовались для оценки структуры водной толщи, предложил Бьёри Гелланд-Ганзен (*Helland-Hansen, 1918*). Впоследствии проведена классификация районов океана по термогалинным профилям (*Jakobsen, 1929*) и сделаны попытки связать их с гидродинамическими представлениями об океане (*Торяков, 1964*). Начало T, S -анализу с гидродинамическим уклоном, в котором термогалинные профили выражают функциональную связь между температурой и солёностью, а T, S -кривые одинаковой конфигурации определяют набор слоёв водных масс, положено работой В.Б.Штокмана (1943).

Георг Вюст, используя свой «метод ядра», по экстремумам температуры и солёности смог проследить непрерывное распространение вод от «очага» до района вырождения (*Wüst, 1936*). А.Дефант выделил сравнительно небольшую по объёму тёплую океаническую «тропосферу» и холодную «стратосферу», границу между которыми на поверхности океана определяет Главный океанический фронт (*Defant, 1961*), наклон фронтальной поверхности изменяется от вертикального в высоких широтах до горизонтального в тропических, указывая таким образом на то, что большая часть океаносферы занята водами заполярного генезиса.

Из многообразия способов разделения океана на части были выделены необходимые нам типы разделов: 1) «фронт», наиболее грандиозный пример которого приведён выше 2) фронтальная зона — пространство, занимаемое водами между двумя фронтами и 3) «слои скачка», который по сути можно сравнить с горизонтально расположенной фронтальной зоной.

На основе диаграмм рассеяния T, S -индексов, предложенных для статистического анализа водных масс Р.Монтгомери, было сделано важное заключение о том, воды открытого океана, исключая стоковые воды прибрежья, ледовитые воды заполярья и гидротермальные воды литосферы, имеют очень узкий спектр солёности, главным образом, от 34 до 37‰ (*Montgomery, 1955*). Еще один статистический способ анализа частотного распределения T, S -индексов был предложен Кокрейном (*Cocraue, 1958*). Границы сгущений индексов послужили для него характеристиками пределов температуры и солёности водных масс. В дальнейшем такой способ представления водных масс был использован в работах Института океанологии (*Галёркин, 1975; Карандашева, 1988* и др.). Модернизация определения водных масс заключалась в том, что области сгущения T, S -индексов были использованы как «вероятностные ядра» водных масс. Такой чисто формальный подход дал ясную картину «срезов» водных масс океана, причём «ядра» водных масс всегда располагаются на одной линии.

Соображения относительно пропорционального изменения термогалинных свойств вод океана и передаче этих свойств в горизонтальном и вертикальном направлениях впервые высказал **К.О'Д.Айзлин**. Им была отмечена идентичность термогалинных соотношений по сходству T,S -кривых, построенных для вертикальных и горизонтальных полей (*Jselin, 1939*), а первые сведения о линейной зависимости между температурой и солёностью были опубликованы в фундаментальной работе **Г.Свердрупа** с соавторами (*Sverdrup et. al., 1942*). Воды, в которых наблюдалась эта зависимость, были названы «центральными». Впоследствии **О.И.Мамаевым** (1970) были построены T,S -прямые вод океанов, но они так же, как разложение **Г.Стоммелом** T,S -вектора на составляющие (*Stommel, 1980*), не получили должного развития в качестве критерия взаимодействия водных и воздушных масс. Ближе всего к представлению о физической природе «структурных зон» Мирового океана, по данным первых отечественных информационных баз ВНИИГМИ –МЦД, подошли специалисты ИОАН под руководством проф. **В.Н.Степанова**, подытожившего результаты исследований в книге «Океаносфера» (1983).

Линейные участки термогалинных профилей, горизонтальное положение изопикнических поверхностей, разделение водной толщи на тропосферу с преимуществом адвективного, а стратосферы – конвективного переноса, позволяют преобразовать схему векторов термогалинной трансформации в координатах температура–солёность–плотность (рис. 2). Этот идеализированный равновесный океан отражает главное физическое свойство реального океана, который, находясь в постоянном контакте с атмосферой, непрерывно отдаёт полученное от Солнца тепло, превращаемое в движение частиц воды и воздуха.

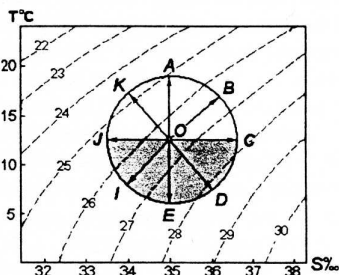


Рис. 2. Векторы явных ($OA, OB, OC, OD, OE, OF, OG, OH, OI, OJ, OK, OL, OM, ON, OO, OP, OQ, OR, OS, OT, OU, OV, OW, OX, OY, OZ$) и скрытых ($OA, OB, OC, OD, OE, OF, OG, OH, OI, OJ, OK, OL, OM, ON, OO, OP, OQ, OR, OS, OT, OU, OV, OW, OX, OY, OZ$) процессов термогалинной трансформации в пространстве температура–солёность–плотность идеализированного равновесного океана.

Поэтому подобно реальной атмосфере, в которой причиной циркуляции является восходящее движение частиц воздуха, обогащённых водяным паром, главной причиной идеализированного безадвективного, то есть механически не связанного с атмосферой океана, является нисходящее движение частиц морской воды. Но механическое воздействие ветра, как следствия циклонической циркуляции атмосферы, вызывает адвективное перемещение морских вод, которое, как следует из схемы, может иметь две крайние формы выражения – изо- и дипикническую, первая из которых

общеизвестна, а вторая упоминается в немногочисленных работах, выполненных на основе лабораторных экспериментов.

1.3. О пропорциональности расходов энергии и веществ. Подводя итоги исследований вертикальной структуры водной толщи океана в крупнейших системах циркуляции, самой изученной из которых является система Гольфстрима, учитывая сказанное выше о направленности энерго- и массообмена между океаном и атмосферой, выражаемое изменениями температуры, солёности и плотности воды, и привлекая ещё одну важнейшую характеристику – концентрацию растворённого кислорода – приведём упрощённую схему (рис. 3), которая освещает типичное вертикальное изменение океанологических характеристик.

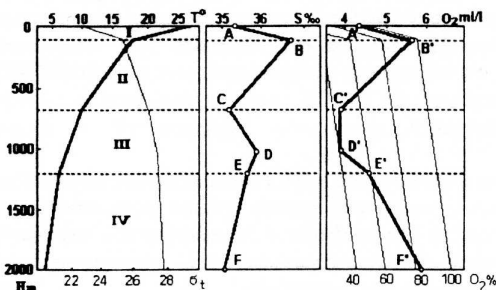


Рис. 3. Типичные для Мирового океана вертикальные профили океанологических характеристик

Изображенные детали структуры водной толщи известны по результатам работ широкого профиля (кроме упомянутых выше: *Иванов Ю., 1961; Грузинов, 1975; Фёдоров, 1976; Щербинин, 1976; Кукса, 1983; и др.*), ставших основополагающими в области исследований водных масс. В первую очередь – это главный термо- и пикноклин, обозначенный римской цифрой II, характерный самым значительным уменьшением температуры и пропорциональным увеличением плотности. Затем идёт галоклин BC, главной особенностью которого являются «подповерхностный максимум» B и «промежуточный минимум» C; менее выражен промежуточный «максимум» солёности в т. D. И наконец, самым показательным элементом глобальной стратификации океана служит растворённый кислород с насыщением, близким к стопроцентному в верхнем фотическом слое A'B', главным оксиклином B'C', слоем кислородного минимума C'D' и характерным для всего океана увеличением абсолютного и относительного насыщения по D'E'F'.

В итоге мы приходим к выводу о том, что пропорциональность изменения главных характеристик отражают процесс трансформации вод океана, состоящий из двух видов обмена энергией и веществом, в первом случае определяемой изменениями температуры, во втором – солёности и концентрации растворённого кислорода. Следующий этап наших исследований связан с анализом структуры водных масс Мирового океана в целях использования выявленных закономерностей для расчётов.

Глава 2. Материал и методы

2.1. Исходная информация. Для анализа структуры водных масс в масштабе Мирового океана использовались диаграммы рассеяния T,S -индексов (данные CD-ROM NODC-02) в 503 квадратах WMO. Для удобства обозрения материала весь Мировой океан разделен на три широтные полосы A , B и C , которые в свою очередь разделены на девять прямоугольников с горизонтальным размером 40° по параллели. Ежемесячные данные температуры и солёности из того же источника информации использовались для расчёта водных масс Мирового океана на стандартных горизонтах. Следующим объектом автоматизированной обработки материала и вычислительных экспериментов служил Северо-Европейский океанический бассейн, а Баренцево море использовалось для более детальных разработок.

T,S -диаграммы рассеяния, построенные по всем данным, собранным за вековой период наблюдений, подтверждают устойчивость термогалинной структуры вод всех океанов. Анализ материалов показал, что существуют такие типы распределения T,S -индексов, которые можно продемонстрировать, выбрав среди набора похожих диаграмм наиболее показательные (рис. 4). На рисунке 5 представлена схема районов океана с характерными типами T,S -диаграмм. Визуальное различие силуэтов дает достаточно наглядный, хотя и сложный образ водных масс, не разделяемых пока ни по климатическим, ни по структурным признакам. Такую классификацию водных масс можно назвать чисто океанографической, подобной известным наборам T,S -кривых, построенных для крупных регионов.

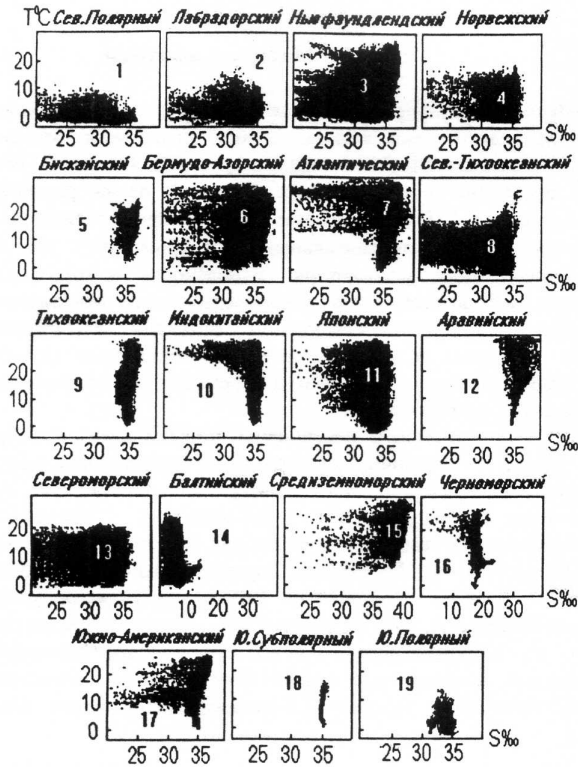


Рис. 4. Типы диаграмм рассеяния T,S-индексов вод Мирового океана.

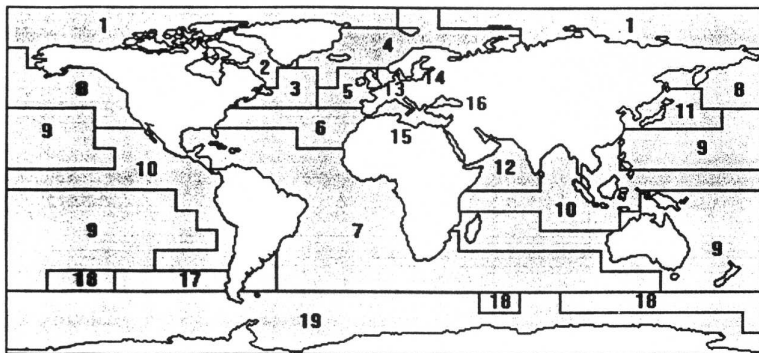


Рис. 5. Географическое распределение типов T,S-диаграмм (нумерацию см. на рис. 4).

2.2. Способы количественной оценки. Для проведения расчётов мы использовали два способа осреднений по вертикали H : на стандартных и интерполированных через 10 м горизонтах наблюдения. Масштабы осреднения данных в координатах φ, λ представлены двумя видами: 1) 5- и 10°-ные сферические трапеции, предназначенные для визуального анализа и 2) 20'-ная сферическая трапеция - для проведения вычислительных экспериментов. Приняты также два масштаба осреднения по времени: 1) сутки - для создания базы данных и 2) месяц - для расчёта полей.

Несмотря на различия диаграмм (см. рис. 4) они имеют одну, связывающую их воедино особенность - участок с пропорциональным изменением температуры и солёности, принадлежащий общей для океана линейной термогалинной зависимости, выделяющейся на трёхмерных диаграммах рассеяния T, S -индексов в виде гребня. Если обобщить все материалы и представить себе единую океанскую водную массу, то пропорциональное изменение температуры и солёности можно выразить в виде главного вектора AB (рис. 6), который моделирует пропорциональное расходование тепла и влаги океана, затраченное на работу по перемещению частиц воды из тропических районов в полярные (адвекция) и от поверхности океана вглубь водной толщи (конвекция).

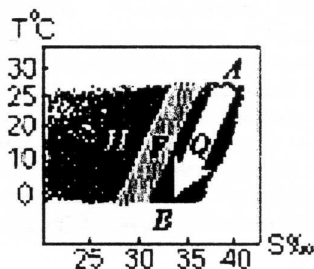


Рис. 6. Главный вектор T, S -трансформации вод Q (AB), поле T, S -индексов фронтальных вод F и водных масс H , блокирующих активное взаимодействие всей водной толщи океана с атмосферой.

Очевидно его сходство с векторами, представленными на первых двух рисунках, однако, он имеет два существенных отличия: 1) построен по данным термогалинных индексов вод всего Мирового океана и 2) поле индексов Q отделено от индексов вод, блокирующих подповерхностную водную толщу от прибрежных и ледовитых вод (H) фронтальной зоной (F). В данном случае фронтом является крайняя граница водной массы, вступающей во взаимодействие с другой водной массой. Таким образом, если говорить о фронтальной зоне между океаном и атмосферой, то им будет микрослой активнейшего взаимодействия жидкой и газообразной воды, который обычно называется поверхностью океана. То же можно сказать о поверхностях дна, ледовых образований и бесконечно сложных поверхностях взаимодействия живых организмов, каждый из которых имеет свой способ обмена энергией и веществом; показателем этого обмена служит концентрация растворенного кислорода, используемая для

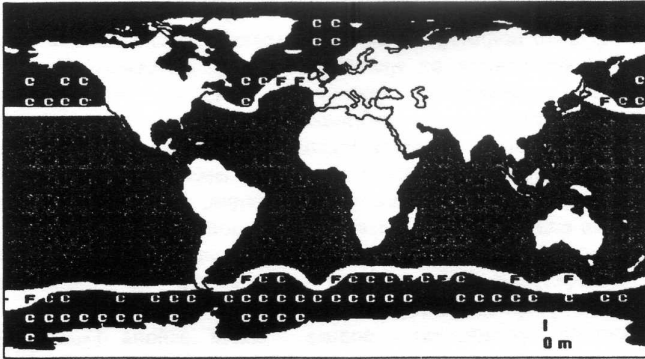
анализа физической и биохимической составляющих трансформации водных масс (глава 5).

Линейные сгущения термогалинных индексов были использованы нами для расчёта уравнений среднего термогалинного состояния водных масс, которые позволили по измеренной солёности рассчитать «норму» температуры. Разность между измеренной температурой и её «нормой», представляет собой аномалию температуры частицы воды от среднего термогалинного состояния водной массы. Практика показала, что в отличие от традиционных предлагаемые «нормы» не требуют корректив по мере пополнения данных наблюдений, так как одна океанографическая съёмка, охватывающая все имеющиеся в регионе водные массы, достаточна для расчёта среднего термогалинного состояния водных масс, идентичного рассчитанному по многолетним данным, что свидетельствует о высокой климатической устойчивости термогалинной структуры океана и позволяет использовать предлагаемый способ для формальной характеристики климата.

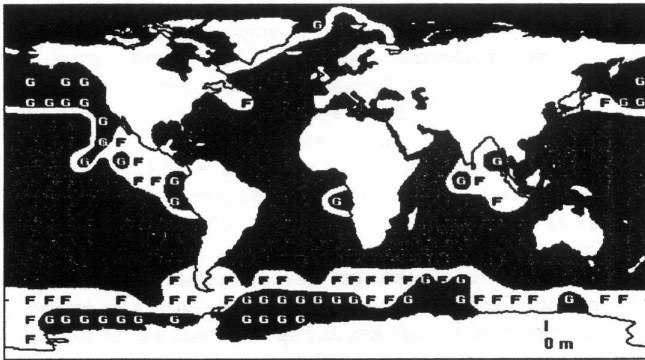
Глава 3. Классификация водных масс

3.1. Карты водных масс Мирового океана. Классификация водных масс в истории изучения океана решала несколько задач, связанных с оценкой термогалинных свойств вод тёплых и холодных течений, генезисом вод, указывающим на район формирования, положения промежуточных слоёв, в особенности привлекающих внимание инверсиями, поэтому оценки были разнообразными и получены разными качественными способами. Поскольку в наши задачи входило получение количественных оценок границ водных масс как в традиционном, так и в нетрадиционном понимании, мы выбрали три наиболее показательные характеристики: 1) температуру (рис. 7а), 2) солёность (рис. 7б) и 3) принадлежность термогалинных индексов к водным массам, принципиальное разделение которых представлено на рисунке 6 (рис. 7с).

a



b



c

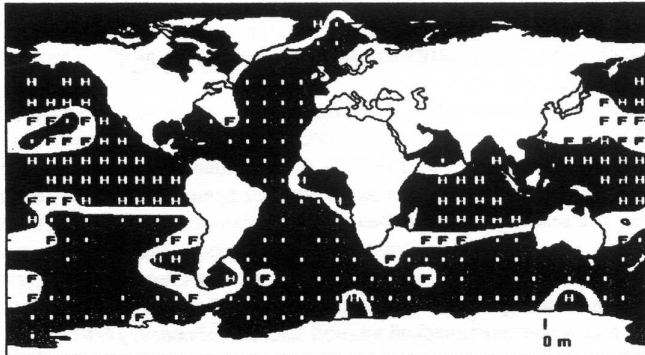


Рис. 7. Образцы среднемесячных карт водных масс, рассчитанных по данным температуры (а: *W* - тёплые, *F* - фронтальные, *C* - холодные), солёности (б: *S* - высокосолёные, *F* - фронтальные, *G* - опреснённые) и принадлежности к водным массам *Q*, *F* и *H* (с).

3.2. Классификация водных масс системы Гольфстрима. По картам водных масс Мирового океана наиболее показательной представляется система Гольфстрима, которая в отличие от других глобальных систем более всех нарушает широтную зональность границ раздела между водными массами и простирается от тропических широт до самого Северного полюса. Явно выраженные структурные признаки (поверхностные, центральные, промежуточные и глубинные), характерные водам системы Гольфстрима оказались недостаточными для полного представления водных масс, потому что они определяют только местоположение частиц в водной толще, занятое ими благодаря конвекции, и не характеризуют происхождение вод, связанное с адвекцией. В дополнение к структурным были предложены климатические оценки водных масс, и все водные массы системы Гольфстрима по генезису разделились на тропические, субтропические, субарктические и арктические (Адров, 1993).

Поверхностная тропическая водная масса района Гольфстрима (ПвТрГС) с пределами изменения температуры от максимальных величин порядка 28° до 19.53° , солёности $36.15-36.64\%$, условной плотности $23.35-26.14$. формируются в тропических широтах. Наиболее глубоко залегающий подповерхностный максимум солёности этого слоя свидетельствует о совместном действии двух гидрофизических факторов: адвективным приносе вод с предельно высокой солёностью и конвективным перемещении их при охлаждении поверхности океана.

Центральная тропическая водная масса района Гольфстрима (ЦнТрГС) характеризуется малыми пределами изменения термогалинных свойств: температуры $17.32-19.53^{\circ}$, солёности $36.36-36.64\%$, плотности $26.14-26.50$ у.е. Эта водная масса залегаёт под поверхностным слоем и формируется в результате охлаждения поверхностных тропических вод в районе Гольфстрима. По физическим свойствам она близка известным 18° -ным водам, залегающим, по данным Л.Уорthingтона, в слое $100-400$ м и характеризующимся на горизонте 300 м очень малыми диапазонами температуры и солёности, составляющими соответственно $17.9\pm 0.3^{\circ}$ и $36.5\pm 0.1\%$ (Worthington, 1959). По данным Л.Талли и М.Раймера (Talley, Raymer, 1982), температура этих вод меняется от 17.1 до 18.0° , а солёность – от 36.4 до 36.5% .

Центральная субтропическая водная масса района Гольфстрима (ЦнСбТрГС) обладает значительными пределами изменения температуры $10.89-17.32^{\circ}$, солёности – $35.39-36.38\%$ и условной плотности $26.50-27.11$. В районе Гольфстрима они наблюдаются преимущественно в слое $100-800$ м, а в южной части района нижняя граница этих вод опускается глубже 1000 м. Близкая к уравнению трансформации центральных субтропических водных масс термогалинная зависимость использовалась для определения «центральной североатлантической воды» (Sverdrup et al., 1942) и «ядра североатлантической водной массы» (Mamaev, 1970).

Центральная субтропическая водная масса района САХ – Северо-Атлантического хребта (ЦнСбТрСх) имеет меньшие чем предыдущая водная масса пределы изменения температуры $10.78-15.50^{\circ}$, солёности $35.40-36.10\%$ и условной плотности $26.70-27.14$. Эта водная масса наблюдается в слое $100-500$ м. Из сравнения с центральной субтропической

водной массой Гольфстрима следует, что уравнения трансформации этих вод мало отличаются друг от друга и однозначно характеризуют тенденцию изменения термогалинных свойств при перемещении вод Гольфстрима и Северо-Атлантического течения.

Центральные субарктические водные массы всех районов системы Гольфстрима характеризуются приблизительно одинаковыми пределами изменения термогалинных свойств. В районе САХ (*ЦнСбАрСх*) эти пределы составляют для температуры 2.44–10.78°, солёности – 34.60–35.40‰, условной плотности – 27.14–27.64, а в Норвежско-Гренландском бассейне (*ЦнСбАрНГ*) соответственно –0.50–10.38°, 34.95–35.32‰ и 27.15–28.07, в Баренцевом море (*ЦнСбАрБм*) – –0.85–10.73°, 34.93–35.37‰ и 27.13–28.11. Одинаковая величина солёности, входящей в термогалинные индексы ядра во всех центральных субарктических водных массах, свидетельствует о высокой устойчивости структуры водной толщи океана, так как основной объём океаносферы занимают воды субполярного происхождения с характеристикой солёности, близкой к средней для океана.

Центральные арктические водные массы в отличие от субарктических характеризуются обратно пропорциональной зависимостью, связанной с влиянием льдообразования на формирование вод повышенной солёности. Пределы изменения температуры этих вод в море Ирмингера (*ЦнАрИм*) составляют: –1.00–2.44°, солёности – 34.60–35.05‰, условной плотности – 27.65–28.22. Подобные водные массы в Гренландском и Баренцевом морях характеризуются диапазонами солёности 34.5–35.0‰ при температурах от –2 до 0°C.

Промежуточные субарктические водные массы наблюдаются в районах Гольфстрима, САХ и моря Ирмингера. В районе Гольфстрима они залегают глубже 800 м и имеют пределы температуры 4.25–10.82°, солёности – 35.00–35.38‰, условной плотности – 27.11–27.78 (*ПмСбАрГС*).

Промежуточные воды района САХ (*ПмСбАрСх*) несколько отличаются от промежуточных вод Гольфстрима и характеризуются диапазоном температуры 4.50–10.00°, солёности 35.00–35.50‰, условной плотности – 27.35–27.75.

Промежуточные водные массы моря Ирмингера (*ПмСбАрИм*), отличаясь от других промежуточных вод системы Гольфстрима минимальным диапазоном изменения температуры 3.50–8.00°, солёности 34.85–35.35‰, условной плотности – 27.57–27.74, формируются так же, как промежуточные водные массы Гольфстрима и САХ, в субарктических районах, на что указывают величины температуры и солёности, свойственные субарктическим центральным водам, наблюдаемым в североатлантической части системы Гольфстрима.

Глубинные воды районов Гольфстрима и САХ (*ГлСбАрГС* и *ГлСбАрСх*) по термогалинным характеристикам незначительно отличаются друг от друга. Температура этих вод изменяется в пределах 2.0–4.5°, солёность – 34.85–35.05‰, условная плотность – 27.79–27.87.

Глубинные воды Норвежско-Гренландского бассейна (*ГлАрНГ*) обладают самой высокой не только для системы Гольфстрима, но и всего Мирового океана условной плотностью 28.07–28.12 и наименьшим для всех водных

масс диапазоном изменения термогалинных свойств ($-1.2-0.0^\circ$, $34.85-35.00\%$). Солёность 34.92% является показателем глубинных вод Норвежско-Гренландского бассейна (Steffansson, 1962) и Северного Ледовитого океана (Aagaard, 1981). Разница в температуре «ядер» глубинных вод североатлантической части системы Голфстрима и Норвежско-Гренландского бассейна довольно значительна и составляет 4.60° , а солёность различается всего лишь на 0.05% .

Глава 4. Термогалинная трансформация

4.1. Адвективная и конвективная составляющие. От того, какой физический смысл придать адвективным изменениям температуры условной частицы воды, имеющей в начальной точке A в момент времени t_1 , широту φ_1 и долготу λ_1 , а в точке B в момент времени t_2 , соответственно, широту φ_2 и долготу λ_2 , зависит способ количественной оценки адвекции. Если принять, что уменьшение температуры вод, переносимых из $t.A$ в $t.B$, есть мера затрат энергии на перемещение частиц, то это позволит сделать оценки трансформации водных масс. Адвективное перемещение связано с горизонтальным ($H=const.$), а конвективное с вертикальным переносом ($\varphi, \lambda=const.$)

Представим конвекцию и адвекцию частиц воды, изображенными в пространстве T, S, ρ (рис. 8). Отметим, что при переходе из пространства φ, λ, H в пространство T, S, ρ теряет смысл разделение адвекции и конвекции как горизонтальной и вертикальной составляющих циркуляции. Появляется иной смысл разделения, состоящий в том, что оно проводится на основе различия вкладов двух способов передачи энергии в изменение термогалинных свойств вод.

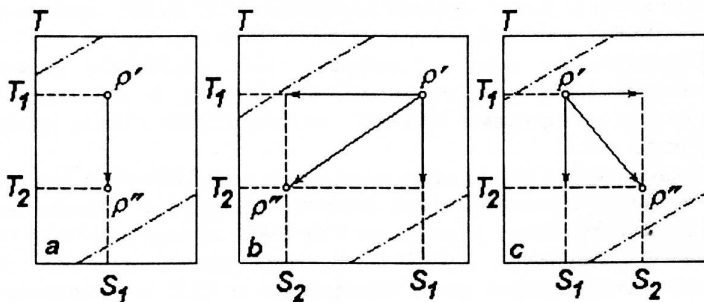


Рис. 8. Изменение температуры, солёности и плотности воды в условиях конвекции (а), изопикнической (б) и диапикнической (с) адвекции.

Расход тепла частицы определяется разностью между температурами, а расход массы – разностью между солёностями в моменты времени t_1 и t_2 . Эти разности названы бюджетами температуры и солёности частицы воды:
 $\delta T = T_2 - T_1$, $\delta S = S_2 - S_1$.

4.2. Связь адвективной и конвективной составляющих с параметром термогалинной трансформации. Соотношение массо- и теплообмена между океаном и атмосферой, выраженное отношением $P = \delta S / \delta T$ служит параметром трансформации водных масс. Условие $P = const$ указывает на то, что для каждой точки пространства φ, λ, H , расположенной в пределах системы циркуляции открытого океана, отношение массообмена к теплообмену между океаном и атмосферой остается величиной постоянной. Если эти точки рассматривать в пространстве T, S в виде водной массы AB , тогда величины $\delta T = T_2 - T_1$ и $\delta S = S_2 - S_1$ будут служить эквивалентами тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой.

Если разделить водные массы системы Гольфстрима на три части, одна из которых имеет тропическое происхождение, другая полярное, а третья – служит фронтальной зоной между ними, то используя расчёты термогалинной трансформации центральных вод, можно наглядно представить не только соотношения адвективных и конвективных составляющих, но и оценить их вклады на каждом из трёх заданных этапах трансформации: а) на этапе Tr – соотношение модулей векторов EF/FB , б) Fr – GH/HC и в) Pol – KL/LD (рис. 9).

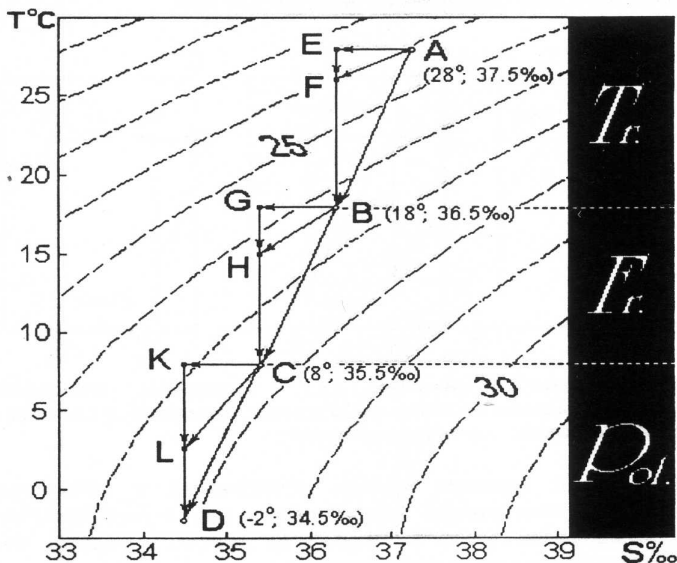


Рис. 9. Векторы трансформации центральных водных масс в тропических (Tr), умеренных (Fr) и полярных (Pol) широтах Атлантического и Северного Ледовитого океанов.

Глава 5. Термокислородная трансформация

5.1. Динамика растворённого кислорода как индикатора физических и биологических процессов. Адвективные и конвективные составляющие трансформации вод определяют физические условия обмена океана и атмосферы кислородом. Адвективный перенос сопровождается контактом, а конвективный – изоляцией частиц воды и воздуха. Для описания физических и биологических процессов, влияющих на изменение кислорода, выбрано пространство T, O_2 , в котором исследуются зависимости между кислородом и температурой при условии $P_{атм} = const$ и $S = const$.

Введём понятие бюджетов кислорода $\delta O_2 = O_2^m - O_2^l$ и температуры $\delta T = T_m - T_l$, где O_2^l и T_l – значения концентрации растворённого кислорода и температуры на начальном, а O_2^m и T_m – на конечном этапе трансформации водной массы (рис. 10).

Условия адвекции для открытого океана записываются следующим образом: $\delta T < 0$; $\delta O_2 > 0$; $\delta \zeta = const$, где ζ – относительное содержание кислорода. Условия конвекции: $\delta T < 0$; $\delta O_2 = 0$; $\delta \zeta < 0$. Отрицательный бюджет кислорода, характеризующий биологические процессы в водных массах океана, не лимитируется изменениями температуры в силу незначительных её изменений, поэтому в качестве условия биохимического потребления кислорода принимается $\delta T = 0$; $\delta O_2 < 0$; $\delta \zeta < 0$.

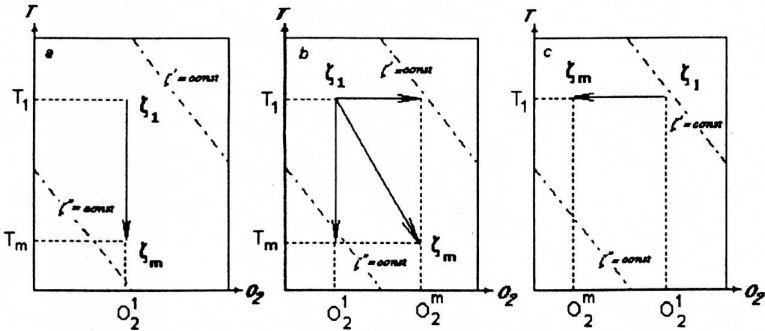


Рис. 10. Изменение температуры T , концентрации растворённого кислорода O_2 и степени насыщения кислородом ζ в условиях: а) конвекции, б) адвекции и в) биохимического потребления растворённого кислорода.

На рисунке 10 показаны векторы конвективной и адвективной составляющих термокислородной трансформации вод и биохимического потребления кислорода с момента времени t_l до момента времени t_m , а на рис. 11 – блок-диаграмма трансформации вод термоксиклина. Главный вектор AB представляет собой сумму физической (AE) и биологической (EB) составляющих трансформации. Вектор AE раскладывается на составляющие отрицательного бюджета температуры AK и гистерезиса насыщения в абсолютном (AD) и относительном (AC) выражениях. Вектор

EB раскладывается на составляющие отрицательного бюджета кислорода в абсолютных единицах (*EF*) и процентах насыщения (*EG*).

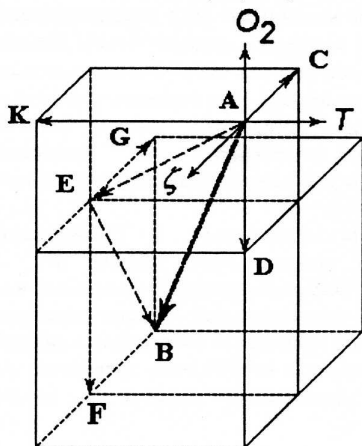


Рис. 11. Блок-диаграмма формирования вод главного термокислилина

5.2. Оценка физической и биологической составляющих дефицита растворённого кислорода. Проблема оценки физической и биологической составляющих дефицита кислорода ставится в связи с изучением круговорота этого элемента в системе океан-биосфера-атмосфера. Главными факторами уменьшения концентрации растворённого кислорода считается биохимическое его потребление (БПК) и адвективно-конвективная доставка вод с его дефицитом.

На основании всех имеющихся у автора данных экспедиций, в которых производились определения концентрации растворённого кислорода, построены схемы, из которых приводятся две наиболее показательные для расчёта составляющих дефицита кислорода (рис. 12) и сравнения диапазонов термокислородных треугольников для водных масс различного генезиса (рис. 13).

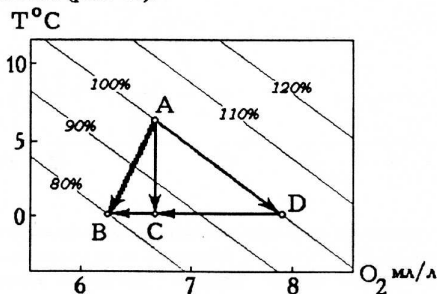


Рис. 12. Термокислородный треугольник для расчёта физической и биохимической составляющих отрицательного бюджета концентрации растворённого кислорода на примере Баренцева моря.

Из сравнения величин разности концентрации растворённого кислорода между исходными (A_n) и конечными (B_n) термодоксигенными индексами следует, что наибольшая величина отрицательного бюджета кислорода свойственна тропическим водам – это связано с максимальным отрицательным бюджетом температуры ($A_n C_n$). При перемещении вод по протяженности системы циркуляции открытого океана величина отрицательного бюджета кислорода уменьшается и становится минимальной в полярных водах. Это уменьшение связано с возрастанием роли нисходящих движений вод.

Таким образом, соотношения физических и биологических составляющих бюджета кислорода водных масс зависят от их климатической характеристики. В полярных районах основную часть кислородного минимума составляет отрицательный бюджет кислорода, образовавшийся вследствие гистерезиса насыщения кислородом в процессе конвекции, а в тропических водах основное потребление кислорода идёт на бактериальное окисление органических веществ и дыхание гидробионтов.

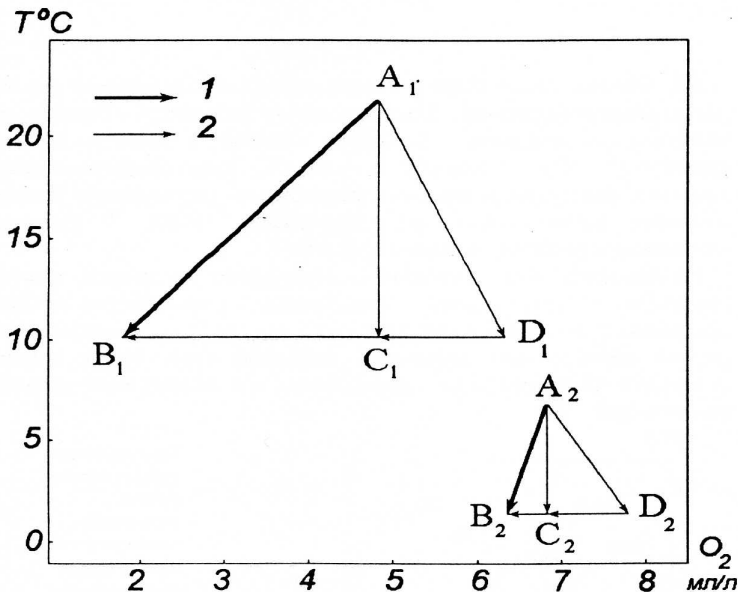


Рис.13. Формирование вод с дефицитом растворённого кислорода в тропических ($A_1 B_1$ – Саргассово море) и полярных ($A_2 B_2$ – Северный Ледовитый океан) районах. 1 – главные векторы трансформации центральных водных масс; 2 – слагаемые векторы: $C_n B_n$ – биохимического потребления кислорода, $D_n C_n$ – гистерезиса насыщения кислородом, $A_n C_n$ – отрицательного бюджета температуры, $A_n D_n$ – нормального насыщения.

6.1. Прогнозирование ледовитости, тепловых характеристик сезонов и срока преднерестовых миграций рыбы на примере Баренцева моря. Можно предложить довольно много параметров, которые бы оценивали отепляющее действие водных масс. Мы выбрали три из них в соответствии с актуальностью решения задач прогнозирования и обеспеченностью материалами: 1) географическое положение границы морского плавучего льда, 2) сумму среднемесячных температур воздуха на метеостанциях Кольского п-ова и 3) тип нерестового подхода рыбы к берегам Мурмана. Постановка задач, алгоритмы их решения и результаты прогнозирования даны в работе (Адров, Смоляр, 1988), а наиболее показательные итоговые иллюстрации представлены на рисунках 14 и 15.

Если наши представления о трансформации вод правильны, а их количественная оценка объективна, то в случае, если атлантических вод будет экстремально много в период активизации энергомассообмена между океаном и атмосферой (осенью), можно ожидать, что последующий период времени года (зимой) на Кольском п-ове будет характеризоваться как экстремально тёплый, а ледовитость Баренцева моря – экстремально низкой. И наоборот, если атлантических вод в Баренцевом море будет экстремально мало, то зима на Кольском п-ове будет холодной, а ледовитость в Баренцевом море максимальной.

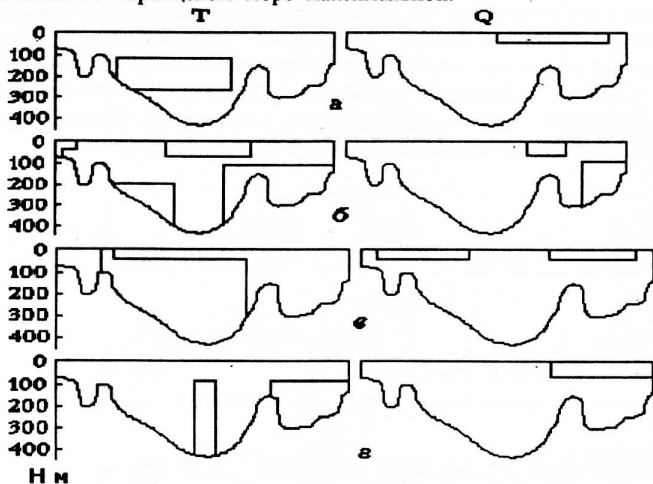


Рис.14. Информативные области полей T и Q разреза Баренцева моря для решения задач прогнозирования: (а) границы плавучего льда на меридиане 36° в.д., б) границы плавучего льда на параллели 70° с.ш., в) тепловых характеристик сезонов на Кольском п-ове, г) типа нерестового подхода мойвы к берегам Мурмана.

Если осенью в Баренцевом море атлантических вод будет экстремально много, следует ожидать ранний подход косяков рыбы на нерест к берегам

Мурмана, и наоборот, если атлантических вод будет мало, то нерестовый подход рыбы будет поздним.

Задачи прогнозирования решались одновременно на двух представлениях водных масс: 1) атлантических–неатлантических (показатель Q) и 2) тёплых–холодных (показатель T). Для оценки результатов расчетов использовалась методика распознавания образов, суть которой заключалась в определении принадлежности объекта к одному из двух классов. Оценка качества распознавания заключалась в том, что для каждой пары объектов задавался 21 вариант задания обучающей выборки и для каждого варианта задания рассчитывались V_T и V_Q .

Выявленная зависимость между типом подхода рыбы к берегам Мурмана и температурой воды или количеством атлантических вод, поступающих в Баренцево море (рис. 14з, 15з), наиболее сложна с точки зрения её интерпретируемости, так как в отличие от гидрометеорологических, биологические характеристики зависят от гидрофизических условий лишь опосредованно. Объяснить зависимость тепловой характеристики сезона от температуры воды в море или количества теплых вод, втекающих в него извне (рисунки 14б, 15б), значительно проще. Очевидно, чем выше температура воды или больше адвекция вод системы Гольфстрима, тем теплее будет наступающий сезон. Положение информативной области, определенное на основе полей Q , соответствует представлению о море, как источнике тепла атмосферы, так как эта информативная область включает в себя поверхностный горизонт наблюдения. Информативная область, определенная на основе полей T , не выходит на поверхность моря, а залегает глубже стометрового горизонта. В таком случае неясно, каким образом глубинные воды отдадут свое тепло в атмосферу. Из этого можно заключить, что поля Q интерпретируемы, а поля T – нет.

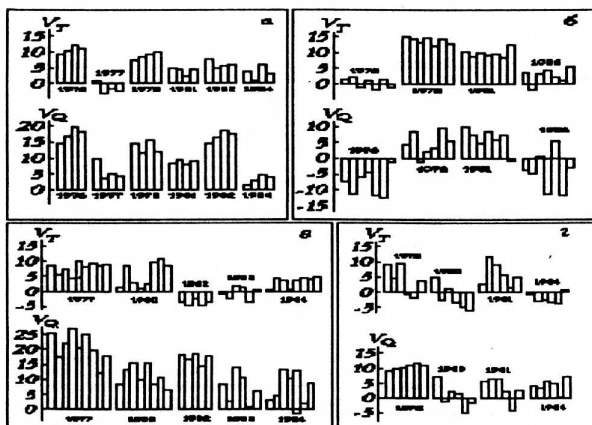


Рис.15. Качество распознавания V контрольных объектов по данным T и Q для задач прогнозирования границы плавучего льда на меридиане 36° в.д. (а), и параллели 70° с.ш. (б), тепловых характеристик сезонов на Кольском п-ове (в) и типа нерестового подхода мойвы к берегам Мурмана (з).

Зависимость между атлантическими водами и положением границы плавучего льда (рисунки 14а, 15а) лучше всех других зависимостей согласуется с представлением о том, что атлантические воды препятствуют льдообразованию. Вхождение поверхностного горизонта наблюдения в информативную область делает поля Q интерпретируемыми. Менее очевидна связь между высокой температурой воды в слое 100–250 м и положением границы плавучего льда. В этом, так же как и в предшествующем случае прогнозирования тепловой характеристики сезона, невозможно объяснить, каким образом тепло глубинных вод препятствует льдообразованию.

В итоге сделан вывод о том, что учёт солёности в прогностических моделях позволил значительно улучшить качество полученных решений. Результаты анализа зависимостей между прогнозируемыми характеристиками и полями Q интерпретируемы, а между прогнозируемыми характеристиками и полями T – нет. Это даёт основание считать, что поля Q адекватно, а поля T неадекватно описывают соотношения водных масс различного генезиса.

6.2. Оледенение Северо-Европейского океанического бассейна.

Известно, что воды Северо-Европейского бассейна не замерзают в той его части, в которую поступают воды системы Гольфстрима, называемые атлантическими. При определении атлантических вод возникают проблемы, связанные с нечёткостью их формального выражения. В соответствии с теорией водных масс мы определили атлантическую водную массу как совокупность частиц воды, образующих на T, S -диаграмме компактную область, расположенную вдоль прямой, по мере удаления от которой степень принадлежности частицы воды к атлантической водной массе уменьшается, и построили ежемесячные карты водных масс, пример которых представлен на рисунке 16.

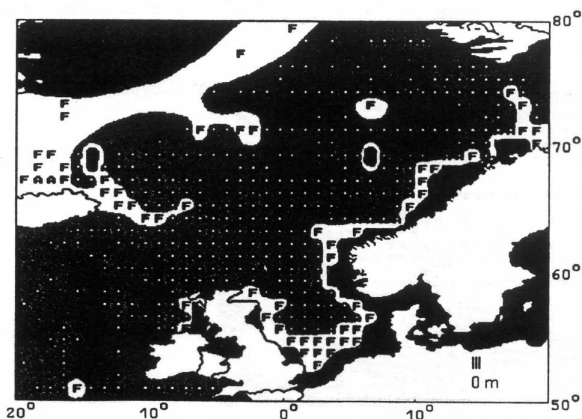


Рис.16. Поле атлантических (А), фронтальных (F) и неатлантических (N) водных масс Северо-Европейского океанического бассейна, рассчитанных для среднестатистического марта.

Поскольку параметрами водных масс приняты величины температуры и солёности, выражающие колебания энерго- и массообмена между океаном и атмосферой, мы можем подвергнуть испытанию каждый из видов обмена, так как очевидно, что возможны аномалии проявления одного из них, например, преобладания охлаждения или массообмена, что выражается отклонениями в первом случае температуры, а во втором – солёности от среднего термогалинного состояния водных масс.

В первом эксперименте акватория бассейна подвергалась постепенному охлаждению при условии сохранения исходных величин солёности постоянными. В результате количество атлантических вод увеличивалось по мере охлаждения. Этот необычный результат находит следующее очень простое объяснение. Поскольку изменения температуры при условии постоянства солёности определяют конвекцию, имеющую здесь термическую природу, то атлантические воды при любой отдаче тепла лишь повышают свою сопротивляемость выхолаживанию за счёт вертикального замещения частиц водной массы.

Но когда были заданы условия уменьшения солёности на 0.1, 0.2, 0.3‰ и т.д. при условии сохранения исходных величин температуры постоянными, то уменьшение солёности на 0.9‰ привело к полному исчезновению атлантических водных масс, т. е. к условиям, способствующим сплошному оледенению моря (рис. 17). Аналогичные эксперименты с Баренцевым морем (Адров, 2000, 2001) привели ещё к меньшим величинам опреснения, способного превратить субарктическую незамерзающую поверхность океана в арктический ледовых покров.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что энергетические воздействия на океан не могут дестабилизировать климат полярных районов, а нарушение массообмена, например, сверх обильное выпадение атмосферных осадков или небывалое по масштабам распространение опреснённых ледовым таянием морских вод, приводят к значительным эффектам.

а

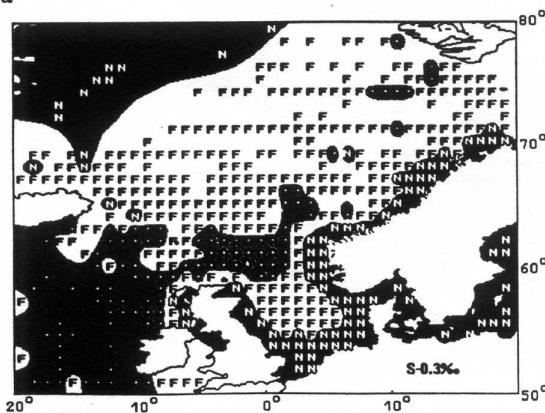


Рис.17. Эксперимент опреснения вод Северо-Европейского океанического бассейна на 0.3 (а), 0.6 (b) и 0.9‰ (с) (см. продолжение на след. странице).

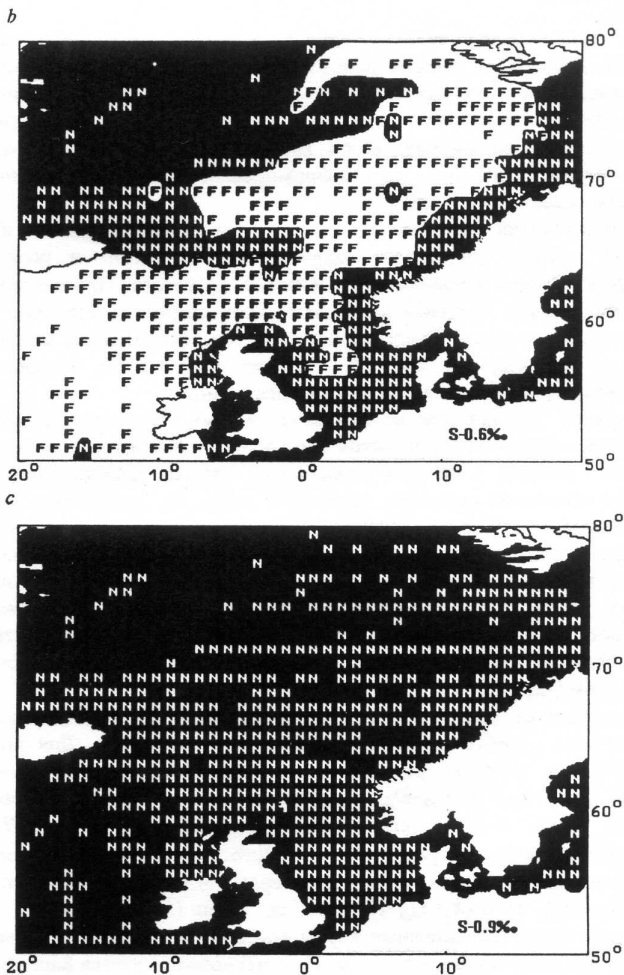


Рис.17. (Продолжение)

6.3. Расчёт морских сезонов. Проблема расчёта сезонов по океанологическим характеристикам водных масс решалась нами неоднократно различными приёмами, в том числе и на основе метода распознавания образов (Адров, Слободин, 1993; Адров и др. 1997), когда для определения принадлежности всех месяцев года служила формальная процедура отнесения их к одному из двух исходных месяцев – зимнему или летнему. Отказ от распознавания принимался как присвоение данному месяцу названия промежуточного между зимним и летним, то есть либо весеннего, либо осеннего. В конечном итоге, взятые за основу даже самые

очевидные традиционные приближения дали трудно интерпретируемый результат. Поэтому было решено использовать одно из главных свойств сезонной изменчивости водных масс: появление и исчезновение сезонной стратификации верхнего слоя. Тем более, что сезонность – это понятие в первую очередь биологическое, и по мнению специалистов сезонный пикноклин играет решающую роль в формировании физических условий для массового развития растений.

Имеется ряд условий, которые, хотя и не являются необходимыми, но в значительной степени регулируют развитие фитопланктона и поэтому названы достаточными условиями его жизнедеятельности. Приняв самое важное из них, можно получить искомые и достаточно упрощённые, то есть пригодные для автоматизированных расчётов, определения сезонов, отличные от календарных тем, что в них учитывается специфика гидрофизических условий обитания живых организмов.

Если принять в качестве необходимых условий жизнедеятельности фитопланктона освещённость и поток питательных солей, а в качестве достаточного условия – наличие пикноклина, эффективность которого определяется величиной градиента плотности воды, то, представив себе их внутригодовой ход как изменение между максимальным, средним и минимальным значениями параметров, можно проиллюстрировать зависимость первичного продуцирования от изменений необходимых и достаточных условий жизнедеятельности фитопланктона в виде этапов внутригодового хода освещённости, потока питательных солей, градиента плотности воды и численности клеток фитопланктона в виде простых логических схем (Адров, 1992).

Чтобы перейти от содержательной к формальной постановке задачи расчёта сезонов, требуется конкретная оценка пикноклина. Для этого проанализированы данные вертикального распределения плотности и установлены величины $X = D_0 - D_H$, где D_0 – условная плотность воды поверхности моря, и D_H – условная плотность воды на глубине H м, характеризующей нижнюю границу фотического слоя. Эти величины послужили количественными критериями времени наступления сезонов: зима ($X_1 > D_0 - D_H$), лето ($X_1 < D_0 - D_H$), весна, осень ($X_2 > D_0 - D_H > X_1$). На рис. 18 представлены ежемесячные карты сезонов среднестатистического года, рассчитанные по вековым данным Климатического атласа Баренцева моря (1998) для верхнего стометрового слоя.

Почти всё море находится в зимнем состоянии с декабря по апрель, то же самое для летнего периода отмечается с июля по сентябрь. В мае по окраинам моря возникают обширные районы с весенним распределением плотностной стратификации, которые в июне сменяются областями с летним профилем плотности, при этом почти всё море можно назвать весенним. Самым резким переходным между сезонами периодом времени служит ноябрь, когда вся атлантическая водная масса переходит полностью на зимний режим, оставляя неатлантическим водам возможность продлить осенний период на окраинах Баренцева моря и в северной его половине.

Соответствующим общепринятым подразделениям сезонов в Баренцевом море являются карты, рассчитанные по данным плотности воды за период с июля по сентябрь. В северной половине Баренцева моря летний период

продолжается и в октябре, когда южная часть моря переходит на осенний океанологический режим, а в районе основных ветвей Нордкапского течения вплоть до Центральной возвышенности к этому времени уже начинает формироваться довольно обширная область с зимней стратификацией плотности.

Наиболее интересным и необычным представляется октябрь, потому что южная половина моря полностью переходит к осеннему сезону, а северная – сохраняет летние условия. Для того, чтобы глубже понять эту и многие другие неординарные результаты представленной картины хода сезонов в Баренцевом море (появление летних «оазисов» в типично зимние месяцы и наоборот – возникновение зимних условий по соседству с «летними» водами), мы провели дополнительный анализ расчётов сезонов по данным температуры и солёности (Адров, Голубев, 2001).

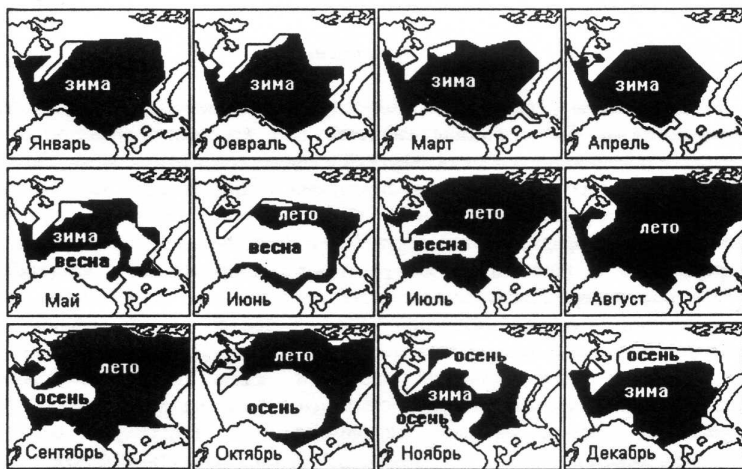


Рис.18. Ежемесячные карты сезонов Баренцева моря, рассчитанные по данным разностей плотности воды $D_o - D_n$.

При сравнении полей сезонов, рассчитанных по данным температуры и плотности, отмечается идентичность обеих схем в типично зимние (январь-март) и летние (июль, август) месяцы. Подобие карт сезонов, рассчитанных по данным солёности и плотности соблюдается в весенние (май, июнь) и осенние (октябрь-декабрь) месяцы.

В водах систем циркуляции открытого океана, в данном случае водах системы Гольфстрима или иначе – атлантической водной массе, сезонный пикноклин формируется в результате уменьшения энерго- и влагообмена между океаном и атмосферой весной, что приводит к концентрации тепла в верхнем слое и постоянству солёности воды в нём летом. Поэтому сезонный пикноклин здесь представляет собой термоклин при условии постоянства солёности. Сезонный пикноклин в водах, не принадлежащих системе Гольфстрима (неатлантическим водным массам), формируется в результате таяния плавучего льда и увеличения стока рек – процессов

массообмена между океаносферой, криосферой и гидросферой в весенне-летний период. Сезонный пикноклин здесь представляет собой галоклин при условии постоянства температуры. Осенне-зимнее разрушение пикноклина в системе циркуляции открытого океана происходит вследствие повышения энерго- и влагообмена между океаном и атмосферой, а в ледовых и прибрежных водах – под воздействием льдообразования и уменьшения стока рек.

Практическое применение предлагаемых моделей сезонов не ограничивается рамками среднестатистических карт, которые потребовались нам для обобщённого анализа. Подобные вычисления можно проводить и на оперативных данных, при этом диапазоны температуры, солёности, плотности и пределы глубины залегания нижней границы фотического слоя можно задавать в зависимости от желания пользователя.

Заключение

Водные массы – глобальные подразделения океаносферы, физические, химические и биологические свойства вод которых формируются в процессе пограничного обмена энергией и веществом с атмо-, лито-, гидро-, крио- и биосферой. Первичными факторами трансформации водных масс являются экзосферное по отношению к географической оболочке излучение Солнца и эндосферное тепло недр Земли (вертикальные составляющие, виртуальные в климатическом пространственно-временном масштабе). Вторичное перераспределение веществ происходит в «горизонтальном» направлении: в океаносфере, как наиболее показательной в климатологическом аспекте исследований части географической оболочки, – в форме изопикнической адвекции вдоль эквипотенциальных поверхностей. Главными энергоносителями служат частицы воды в трёх агрегатных состояниях; они определяют весь круговорот веществ географической оболочки, т. к. других элементов, равных по эффективности работы в системе геосфер, не существует. Поскольку косвенным показателем энергообмена служит температура, а влагообмена – солёность, то главным показателем стабильности и изменчивости водных масс стала наблюдающаяся повсеместно в Мировом океане термогалинная зависимость, выраженная сгущением T,S -индексов на диаграммах рассеяния, построенных для всех квадратов *ИМО* Мирового океана.

Как выяснилось в результате расчётов, использование данных температуры и солёности по-отдельности не дают объективной картины климатических границ водных масс, лишь учёт термогалинной зависимости даёт основание для количественных оценок. Вертикальная термогалинная структура водной толщи океана, отражающая специфику энерго- и влагообмена с атмосферой в различных климатических зонах, описывается положением и наклоном линий трансформации центральных и промежуточных водных масс. Постоянство угла наклона векторов термогалинной трансформации центральных водных масс может служить основой определения климата как статистического ансамбля состояния системы геосфер, содержащих воду.

Пропорциональные изменения температуры, солёности и концентрации растворённого кислорода, наиболее ярко выраженные в центральном слое океана, позволили построить модели термогалинной и термокислородной трансформации водных масс океана. Вычислительные эксперименты, направленные на проверку адекватности моделей, дают основание сделать следующие выводы, которые могут служить основными положениями теории водных масс океаносферы (Адров, 2005, 2006).

Выводы

1. Климатические признаки водных масс определяются знаком бюджета солёности: в тропических и полярных водах он положителен, а в субтропических и субполярных – отрицателен.

2. Отрицательный бюджет солёности водных масс является главным фактором устойчивости систем циркуляции Мирового океана и причиной изопикничности адвективного переноса – основной формы горизонтальной циркуляции.

3. Диапикническая адвекция, наблюдается в тропических и полярных водных массах высоких и низких широт. Особенно большую роль она имеет в полярных районах океана, где вместе с термической конвекцией усиливает вертикальный водообмен.

4. Конвекция достигает наибольшей мощности в субполярных водах, а расход тепла, оцениваемый как отрицательный бюджет температуры при постоянной солёности (условие конвекции), характеризует экстремальное для общей характеристики климата Земли тепловое воздействие водных масс в зимний период года.

5. Водные массы Южного и Атлантического океанов являются основными источниками энергии атмосферы: а их общая акватория – главным фактором климата Земли.

6. Ледовитость полярных водных масс определяется количеством атмосферных осадков, выпавших над их акваторией и не зависит от аномальности их теплопередачи.

7. Придонные водные массы формируются в местах разломов земной коры и обнаруживаются в виде тонкой инверсии температуры, солёности и концентрации растворённого кислорода в глубинном слое. Можно предположить, что восходящая конвекция «термиков» служит таким же важным фактором циркуляции на больших глубинах океана, как нисходящая конвекция верхней части водной толщи.

8. Водные массы в целом являются потребителями кислорода в системе океан–атмосфера–биосфера; прямо пропорциональная зависимость его от температуры описывает главную закономерность термокислородной трансформации.

9. Соотношения физических и биологических составляющих бюджета кислорода водных масс зависят от их климатической характеристики: в полярных районах основную часть дефицита представляет отрицательная составляющая его бюджета – как следствие гистерезиса насыщения, а в тропических водах основное потребление кислорода идёт на бактериальное окисление органических веществ и дыхание гидробионтов, в сумме составляющих БПК.

РАБОТЫ АВТОРА ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. *Адров Н.М.* Опыт применения полуэмпирического уравнения турбулентной теплопроводности для расчета поля температуры воды в юго-западной части Баренцева моря//Физ.-хим. условия формирования биол. продукции Баренцева моря. Апатиты: изд. КФАН СССР, 1980. С. 25–29.
2. *Адров Н.М.* Структура вод в разломе Чарли-Гиббс//М-лы II Всесоюзного съезда океанологов, Севастополь, 1982. С. 33–34.
3. *Адров Н.М.* Зимняя съёмка юго-восточной части Баренцева моря//Комплексные исслед. природы сев. морей. Апатиты: изд. КФАН СССР, 1982. С. 17–20.
4. *Адров Н.М.* Формирование структуры вод Баренцева моря в осенне-зимний период//Комплексные исслед. природы северных морей. Апатиты: изд. КФАН СССР, 1982. С. 20–22.
5. *Адров Н.М.* Климатолого-статистическая оценка трансформации вод в системе Гольфстрима по термогалинным данным//Вопросы прикладной океанологии. Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 124. М.: Гидрометеиздат, 1985. С. 97–102.
6. *Адров Н.М.* Связь между термогалинной структурой вод и стратификацией растворённого кислорода в Северной Атлантике//Вопросы прикладной океанологии. Тр. ВНИИГМИ-МЦД, вып. 124. М.: Гидрометеиздат, 1985. С. 51–56.
7. *Адров Н.М.* Исследование аномалий температуры воды в системе Гольфстрима. М.: Ин-т океанол. им.П.П.Ширшова АН СССР, 1984, 10 с./Рук. деп. в ВИНТИ 28.01.85 N 804–85 Деп.
8. *Адров Н.М.* Формирование промежуточных вод в Северной Атлантике. М.: Ин-т океанол. им.П.П.Ширшова АН СССР, 1984, 7 с./Рук. деп. в ВИНТИ 28.01.85 N 805–85 Деп.
9. *Адров Н.М., Слободин В.П., Смоляр И.В., Штаххин Б.М.* Математическое описание термогалинных полей для исследования рыбного промысла в Баренцевом море//II Всесоюзное совещание по краткосрочному прогнозированию: Тез докл. Калининград, 1985. С. 68–70.
10. *Адров Н.М.* Солёность вод океана и палеоклимат// Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии Баренцева и Белого морей: М-лы Всесоюз. конференции. Мурманск, 1985. С. 8–9.
11. *Адров Н.М.* Термогалинные условия формирования водных масс//Экология и биол.продуктивность Баренцева моря: М-лы Всесоюз. конференции. Мурманск, 1986. С. 30–31.
12. *Адров Н.М.* Оценка составляющих термогалинной трансформации вод Баренцева моря//Экология и биол. продуктивность Баренцева моря: М-лы Всесоюз. конференции. Мурманск, 1986. С. 25–27.
13. *Адров Н.М.* Термоокисленная структура вод океана//Экология и биол. продуктивность Баренцева моря: М-лы Всесоюз. конференции. Мурманск, 1986. С.27–29.
14. *Адров Н.М., Смоляр И.В.* Разработка метода расчёта изменчивости термогалинных свойств вод для задач моделирования морских экосистем // Экология и биол. продуктивность Баренцева моря: М-лы Всесоюз. конференции. Мурманск, 1986. С. 31–33.

15. *Адров Н.М., Смоляр И.В.* Использование линейной зависимости между температурой и солёностью для оценки интенсивности взаимодействия океана и атмосферы//Комплексное изучение природы Атлантического океана: Тез. докл. Калининград, 1987. С. 30–31.

16. *Адров Н.М., Смоляр И.В.* Метод расчёта границы атлантических вод в Баренцевом море. Препринт. Апатиты: изд. КФ АН СССР, 1987. 28 с.

17. *Адров Н.М., Смоляр И.В.* Построение карт водных масс Баренцева моря в приложении к задачам прогнозирования промысла//VII Всесоюз. конф. по промысловой океанологии: Тез. докл. Астрахань, 1987. С. 136.

18. *Адров Н.М., Смоляр И.В.* Моделирование оледенения Баренцева моря на ЭВМ//Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии Баренцева и Белого морей: М-лы II Всесоюз. конференции. Апатиты, 1987. С. 5–6.

19. *Адров Н.М.* Оценка адвективной и конвективной составляющих T, S-трансформации водных масс океана//III съезд сов. океанологов: Тез. докл. Л.: изд. ААНИИ, 1987. С. 12–13.

20. *Адров Н.М., Смоляр И.В.* Расчёт границ атлантических вод в Баренцевом море//III съезд сов. океанологов: Тез. докл. Л.: изд. ААНИИ, 1987. С. 125–126.

21. *Петров В.С., Павлова Л.Г., Адров Н.М., Широколов В.Н.* Особенности физико-химических условий формирования биопродуктивности в пограничных слоях Баренцева моря//Современные проблемы гидробиологии Баренцева моря. Апатиты: изд. КФ АН СССР, 1987. С. 11–18.

22. *Павлова Л.Г., Петров В.С., Адров Н.М.* Активные граничные поверхности и биопродуктивность Баренцева моря//III съезд сов. океанологов. Тез. докл. Секция «Биология океана», ч. III. Л.: изд. ААНИИ, 1987. С. 12–13.

23. *Адров Н.М., Смоляр И.В.* Построение полей водных масс Баренцева моря и их использование для решения задач гидрометеорологического и рыбопромыслового прогнозирования. Препринт. Апатиты: изд. КФ АН СССР. 1988. 44 с.

24. *Адров Н.М., Смоляр И.В.* Построение полей водных масс Баренцева моря для решения прогностических задач // Всесоюз. семинар по проблемам разработки, внедрения и функционирования системы краткосрочного прогнозирования: Тез. докл. Мурманск, 1988. С. 37–38.

25. *Адров Н.М., Смоляр И.В.* Фронтальные воды Баренцева моря//Океанологические фронты сев. морей: характеристики, методы исследования, модели: Тез. докл. Москва, 1989. С. 55–56.

26. *Адров Н.М.* Обмен кислородом через фронтальные разделы океан-атмосфера и океан-биосфера//Океанологические фронты сев. морей: характеристики, методы исслед., модели: Тез. докл. Москва, 1989. С. 93.

27. *Адров Н.М.* Схема расчёта дефицита кислорода в океане//М-лы V региональной конф. по изучению Атлантического океана. Калининград, 1989. С. 76–78.

28. *Петров В.С., Адров Н.М.* Основные океанографические черты формирования биопродуктивности морей Европейского севера//Жизнь и среда полярных морей. Л.: Наука, 1989. С. 21–29.

29. *Адров Н.М., Смоляр И.В.* Метод расчёта изменчивости термогалинных свойств вод для задач моделирования экосистем Баренцева моря//Экология и биологическая продуктивность Баренцева моря. М.: Наука, 1990. С. 88–92.

30. *Адров Н.М.* Метод расчёта физической и биологической составляющих дефицита растворённого кислорода в Баренцевом море//Экология и биологическая продуктивность Баренцева моря. М.: Наука, 1990. С. 93–96.

31. *Адров Н.М., Слободин В.П., Феопентов С.А.* Расчёт полей водных масс океана и постановка эксперимента их сравнения между собой методом распознавания образов. Препринт. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1990. 28 с.

32. *Адров Н.М., Рыжов В.М.* О возможности расчёта времени наступления гидрофизических сезонов в Баренцевом море по гидрофизическим показателям//Комплексное изучение природы Атлантического океана: Тез. докл. Калининград, 1991. С. 152–153.

33. *Адров Н.М.* Два аспекта формирования благоприятных для первичного продуцирования условий в водных массах полярных районов океана//Теоретические подходы к изучению экосистем морей Арктики и Субарктики. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1992. С. 9–18.

34. *Адров Н.М., Прозоров А.С., Слободин В.П., Феопентов С.А.* Варианты формальных классификаций водных масс Баренцева моря для проведения вычислительных экспериментов в целях экологического прогнозирования//Теоретические подходы к изучению экосистем морей Арктики и Субарктики. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1992. С. 126–139.

35. *Адров Н.М.* Трансформация водных масс системы Гольфстрима. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1993. 171 с.

36. *Адров Н.М., Колтачников А.Н., Слободин В.П.* Атлас водных масс Баренцева моря. Часть I. Классификация по температуре. Препринт. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1993. 35 с.

37. *Адров Н.М., Колтачников А.Н., Слободин В.П.* Атлас водных масс Баренцева моря. Часть II. Классификация по солёности. Препринт. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1993. 35 с.

38. *Адров Н.М., Колтачников А.Н., Слободин В.П.* Атлас водных масс Баренцева моря. Часть III. Классификация по принадлежности к глобальным системам циркуляции. Препринт. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1993. 52 с.

39. *Адров Н.М., Слободин В.П.* Расчёт сезонов в Баренцевом море по термогалинным данным на границах фотического слоя. Препринт. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1993. 31 с.

40. *Adrov N.M., Matishov G.G.* On the relationship of the atlantic "Great salinity anomaly" and extensive arctic polynyas. Goteborg, 1994.

41. *Адров Н.М., Феопентов С.А.* Автоматизированный анализ океанологической информации. Препр. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 1994. 54 с.

42. *Адров Н.М.* Генезис водных масс Северного Ледовитого океана//Влияние Гольфстрима на жизнь в пелагиали Арктических морей. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1995. С. 6–31.

43. *Адров Н.М., Колтачников А.Н., Слободин В.П., Феопентов С.А.* Экспериментальные расчёты характеристик водных масс Баренцева

моря//Влияние Гольфстрима на жизнь в пелагиали Арктических морей. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1995. С. 32–51.

44. *Адров Н.М., Денисенко С.Г.* Океанографическая характеристика Печорского моря//Биогеоценозы гляциальных шельфов Западной Арктики. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1996. С. 166–179.

45. *Адров Н.М., Колпачников А.Н., Слободин В.П., Феопентов С.А.* Разработка методического, алгоритмического, программного и информационного обеспечения для решения задач моделирования и прогнозирования морских объектов исследований//Экосистемы морей Западной Арктики. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1996. С. 119–133.

46. *Матишов Г.Г., Адров Н.М., Зуев А.Н., Петров В.С.* Анализ результатов комплексных океанографических исследований Баренцева моря а (на примере экспедиции БАРЕКС-1984)//Экосистемы пелагиали морей Западной Арктики. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1996. С. 12–36.

47. *Адров Н.М., Матишов Г.Г., Слободин В.П.* Расчёт сезонов в водах Баренцева моря//Доклады РАН, Т. 355, № 3, 1997. С. 394–396.

48. *Adrov N.M., Matishov D.G.* Oxygen indication of the descending convection of sea water near the Svalbard archipelago ("Polarstern" expedition, June-July, 1991) // Berichte zur Polarforschung 287. 1998. P. 4–13.

49. *Адров Н.М.* Использование термогалинных характеристик баренцевоморских вод для гидрометеорологического и рыбопромыслового прогнозирования//Современные технологии и прогноз в полярной океанологии и биологии. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1999. С. 58–99.

50. *Матишов Г.Г., Денисов В.В., Зуев А.Н., Голубев В.А., Адров Н.М., Левитус С., Смолар И.* Климатический атлас Баренцева моря//Докл. РАН, 1999. Т. 366, № 5. С. 692–694.

51. *Адров Н.М., Павлова Л.Г., Ильин Г.В.* Структура фронтов Северо-Европейского океанического бассейна//М-лы 13 Международной школы по морской геологии. М.: изд. ИО РАН, 1999. Т. 2. С. 4–5.

52. *Адров Н.М.* Великие полыньи, солёностные аномалии и вычислительные эксперименты оледенения Северо-Европейского океанического бассейна//Вековые изменения морских экосистем Арктики: Тез. докл. Междунар. конф. Климат, морской перигляциал, биопродуктивность. Мурманск, 2000. С. 8–12.

53. *Адров Н.М.* Причины и следствия климатических изменений морского перигляциала Арктики//Вековые изменения морских экосистем Арктики: Тез. докл. Междунар. конф. Климат, морской перигляциал, биопродуктивность. Мурманск, 2000. С. 12–15.

54. *Адров Н.М., Голубев В.А., Зуев А.Н.* Океанологические условия в придонном слое Баренцева и Карского морей//Современный бентос Баренцева и Карского морей. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2000. С. 8–22.

55. *Адров Н.М.* Вычислительные эксперименты по проверке прогностических гипотез на материалах температуры и солёности вод Баренцева моря//М-лы VIII Всероссийской конф. по проблемам рыбопромыслового прогнозирования. Мурманск: изд. ПИНРО. 2001. С. 6–8.

56. *Адров Н.М., Голубев В.А.* Расчёт арктических сезонов по данным стратификации водной толщи на примере Баренцева моря//Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в

условиях морского перигляциала. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2001. Книга 2. С. 100–108.

57. *Адров Н.М.* К вопросу о природе климатических изменений ледовитости морских вод Арктики//Вековые изменения морских экосистем Арктики. Климат, морской перигляциал, и продуктивность. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 229–247.

58. *Адров Н.М.* Исследования Баренцева моря за 1000 лет. Часть I: От начала тысячелетия до первой половины XX века. Мурманск, 2002. 520 с.

59. *Адров Н.М., Матишов Г.Г.* Расчёт водных масс Мирового океана по термогалинным данным//Современные проблемы океанологии шельфовых морей России: Тез. докл. Междунар. конф. Мурманск: изд. ММБИ КНЦ РАН, 2002. С. 14–15.

60. *Smolyar I., Adrov N.* The quantitative definition of the Barents Sea Atlantic Water: mapping of the annual climatic cycle and interannual variability//Journal of Marine Science, 60, 2003. P. 836–845.

61. *Адров Н.М.* Главные положения теории водных масс океаносферы//Тр. XII съезда Русского географического общества, Т. 5. СПб., 2005. С. 86–91.

62. *Адров Н.М., Матишов Г.Г.* Новый взгляд на природу Атлантико-Арктического гляциала и перигляциала//Докл. РАН, Т. 411, № 6. 2006. С. 1–4.

63. *Адров Н.М.* Наука о Земле: Учебное пособие. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2006. 368 с.

64. *Адров Н.М.* Климатологические основы концепции водных масс океаносферы//Вестник МГТУ, Т. 9, № 3. 2006. С. 458–462.

65. *Адров Н.М.* Сравнительная характеристика вкладов физической и биохимической составляющих отрицательного бюджета растворённого кислорода в водных массах тропических и арктических широт океана//Вестник МГТУ, Т. 9, № 3. 2006. С. 463–467.

66. *Адров Н.М., Матишов Г.Г.* К вопросу о синергетике Атлантико-Арктического гляциала и перигляциала//Комплексные исслед. природы Шпицбергена. Вып. 6. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2006. С. 5–11.

67. *Адров Н.М.* Физико-географические основы теории водных масс океаносферы//Вестник Донского гос. Университета, Т. , № . 2006.