

Библиотеке ИИРО

Министерство образования Российской Федерации  
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ  
УНИВЕРСИТЕТ  
(РГМУ)

На правах рукописи

ДУБРАВИН Владимир Филиппович

УДК 551.465.16 (261)

КРУПНОМАСШТАБНЫЙ ТЕРМОХАЛИННЫЙ РЕЖИМ ВОД И  
ФОРМИРОВАНИЕ ЗОН БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ  
АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

25.00.28 – ОКЕАНОЛОГИЯ

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени  
доктора географических наук

Санкт-Петербург

2002

Работа выполнена в Атлантическом отделении Института океанологии им.  
П.П.Ширшова Российской Академии наук (АО ИОРАН).

Официальные оппоненты:

доктор физ.-мат. наук, профессор Гулев Сергей Константинович  
доктор географических наук, профессор Дмитриев Василий Васильевич  
доктор географических наук, профессор Кондратович Казимир Вячеславович

Ведущая организация:

Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО).

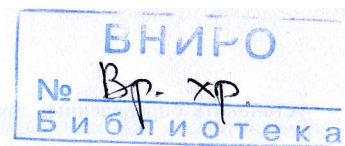
Защита состоится "28" марта 2002 г. в 15<sup>30</sup> часов на заседании диссертационного совета Д.212.197.02 при Российском государственном гидрометеорологическом университете  
по адресу: 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр. д. 98.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Российского государственного гидрометеорологического университета по адресу: Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.

Автореферат разослан "21" февраля 2002 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета,  
кандидат географических наук

В.Н. Воробьев



## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

**Актуальность проблемы.** Одной из наиболее широкомасштабных программ международного сотрудничества в области изучения атмосферы и океана является Всемирная программа исследований климата, ВПИК (World Climate Research Program, WCRP). В рамках этой программы важное место занимает фундаментальная проблема океанологии, касающаяся роли океана в короткопериодных колебаниях климата. Последние во многом обусловлены крупномасштабными аномалиями тепло- и влагооборота в системе «океан-атмосфера», температура и соленость океана и их изменчивость являются значимыми звеньями этой цепи. В связи с этим в настоящей работе рассматриваются основные особенности крупномасштабной пространственно-временной изменчивости термохалинных характеристик вод Атлантического океана. Известно (Зубов, 1947), что все основные водные массы (**ВМ**) формируются на поверхности Мирового океана в определенных климатических зонах под действием основных климатообразующих факторов – теплооборота, влагооборота и общей циркуляции атмосферы. Рассматриваемая в работе долгопериодная изменчивость процессов, протекающих в атмосфере и океане, подразделяется на: сезонную (годовой период и его гармоники), межгодовую (от квазидвухлетней до цикла Брикнера  $35 \pm 7$  лет) и вековую (60-120 лет).

Детальная и достоверная информация о происхождении, распространении и трансформации водных масс Мирового океана имеет значимость для физической климатологии, физики, географии и биологии океана, поскольку ВМ могут рассматриваться как биотопы биогеоценозов (Беклемишев, 1969). На границах ВМ (фронтальных зонах) происходит смена составов гидробионтов, причем, чем больше различаются ВМ по своим свойствам, тем заметнее меняется население вод при переходе от одной ВМ к другой. Следовательно, интерес представляют не только сами ВМ, но и их сочетание и взаимодействие в горизонтальном (структурные зоны – **СЗ**) (Степанов, 1974) и вертикальном (структура вод – **СВ**) (Добровольский, 1961) направлениях. Поэтому изучение динамики ВМ и СВ и их сезонной изменчивости, сопоставление с ними распределения различных показателей биологической продуктивности на акватории Мирового океана позволяют

установить определенные закономерности и составить схему распределения зон различной биологической продуктивности, т.е. решать одну из важнейших проблем промысловой океанологии.

Настоящая работа посвящена крупномасштабной пространственно-временной термохалинной изменчивости вод и формированию зон различной биологической продуктивности собственно Атлантического океана (без учета средиземных морей), а также причинам этой изменчивости.

Наиболее изученной в гидрометеорологическом отношении частью Мирового океана является Северная Атлантика, но даже для нее в океанологической литературе нет единого мнения о ВМ и типах СВ. Так, на поверхности северной части Атлантического океана исследователи выделяют до восьми ВМ (Sverdrup et al., 1942; Зубов, 1947; Мамаев, 1970; Степанов, 1974, 1983; Гершанович, Муромцев, 1982; Дубравин, 1987а), во всем Атлантическом океане – до четырнадцати типов СВ (Степанов, 1965, 1983; Бурков, 1984; Грузинов, 1986; Дубравин, 1989а). Что же касается работ, в которых рассматривались бы гидрологические и гидробиологические условия в Атлантическом океане и их временная изменчивость с позиций единства системы "атмосфера – океан – биосфера", то их до сих пор, по существу, нет.

**Цель и задачи работы.** Основная цель работы: исследование крупномасштабной пространственно-временной термохалинной изменчивости вод Атлантического океана, выяснение причин ее вызывающих, а также рассмотрение связи между гидродинамическим состоянием океана и распределением зон биологической продуктивности на обширном климатологическом материале. Приоритет в подходах отдается изучению процессов в океане с позиций взаимодействия атмосферы и океана.

Для достижения поставленной цели решаются следующие задачи:

- оценка основных факторов, определяющих пространственно-временную (внутри-, межгодовую и вековую) термохалинную изменчивость вод;
- выделение ВМ в пределах структурных зон, определение или уточнение термохалинных (Т,S) индексов их ядер;

- оценка внутригодовой изменчивости поверхностных ВМ Атлантического океана и межгодовой изменчивости поверхностных и промежуточных ВМ умеренной зоны Северной Атлантики;

- выделение типов структуры вод;

- выявление основных абиотических факторов и их внутригодовой изменчивости, определяющей формирование зон различной биологической продуктивности (ЗБП);

- выделение ЗБП и рассмотрение связи их распространения с поверхностными ВМ в Атлантическом океане.

#### **Исходные материалы и личный вклад соискателя в решение проблемы.**

Для оценки основных факторов, определяющих формирование ВМ, использована информация об общей облачности, скорости и направлении ветра, температуре воздуха и воды, атмосферном давлении, испарении, осадках, материковом стоке по данным атласов: Морской атлас т. II, 1953; Атлас климатических данных северной части Атлантического океана, 1959; Monatskarten für den Nordatlantischen Ozean. Deutschen Hydrographisches Institut, 1967; Атлас Мирового водного баланса, 1974; Атлас океанов т. II, 1977; Каталог. Параметры атмосферной циркуляции Северного полушария, 1988, а так же среднемесячные карты атмосферного давления на уровне моря за 1891-1989 гг., составленные в ААНИИ (копии которых любезно предоставил Р.В. Абрамов). Для анализа изменчивости ТПО взяты ее среднемесячные значения за 1881-1967 гг., приуроченные к квадратам Смита (Крындин, 1969) и за 1957-1989 гг. – в узлах пятиградусной сетки для всего северного полушария (Фонды ГМЦ), пересчитанные для квадратов Смита. Для анализа сезонной изменчивости параметров тепло- и влагофизических (температура воздуха  $T_a$  и воды  $T_w$  и удельная влажность  $S$ ) и динамических (атмосферное давление  $P_0$ , общая облачность  $Cl$  и средняя скорость ветра  $Ws$ ) использован массив COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) – среднемесячные значения за 1950-1995 гг. в центрах двухградусной сетки для Северной и Центральной Атлантики в границах от 70° с.ш. до 20° ю.ш. (электронная копия этого массива была любезно предоставлена нам С.К. Гулевым). Для анализа сезонной изменчивости термохалинных характеристик деятельного слоя Атлантического океана послужил многолетний гидрологический массив Национального

Океанографического центра данных США, осредненный по среднемесячным значениям температуры и солёности на регулярной сетке 1x1° (Levitus, Boyer, 1994; Levitus et al., 1994). Для T,S-анализа вод Атлантического океана использованы данные многолетних гидрологических массивов: Института океанологии РАН (Атлас океанов т. II, 1977), ВНИИГМИ-МЦД, Принстонского университета США (Levitus, Oort, 1977; Levitus, 1982), осредненные по одно- и пятиградусным трапециям для сезонов (от 0 до 250 м) и для года (от поверхности до дна) и данные гидрологических наблюдений НИСП ГОИН на стандартных разрезах (1971-1985 гг.) (Барышевская, 1987). Для анализа биопродуктивности исследуемого региона использованы среднегодовые карты распределения сестона (Богоров и др., 1968) и первичной продукции (Кобленц-Мишке и др., 1968) и данные авторов более поздних лет (Чмыр, 1971; Атлас гидрометеорологических и промысловых данных Тропической зоны Атлантического океана, ч. 1, 1972; ч. 2, 1972; ч. 3, 1974; ч. 4, 1974; Грузов, 1973; Атлас океанов т. II, 1977; Виноградов, Шушкина, 1985; Кобленц-Мишке, 1985; Хромов, 1986; Berger et al., 1989); а также среднегодовые карты биогенных элементов в одноградусных трапециях (Conkright et al., 1994).

В нескольких экспедициях (15 рейс НИС "Звезда"; 1 рейс НИС "Дмитрий Менделеев"; 3, 19, 50 и 52 рейсы НИС "Академик Курчатов") автор принимал непосредственное участие.

Результаты, представленные в данной работе, получены лично автором и в соавторстве с сотрудниками Атлантического отделения Института океанологии РАН в рамках подтемы "Долгопериодная изменчивость океана и атмосферная циркуляция в Северной Атлантике и сопредельных районах", выполняемой под руководством соискателя. В работах, выполненных в соавторстве, научные идеи, вошедшие в диссертацию, принадлежат автору.

**Предмет защиты.** На защиту выносятся:

– подтверждение на обширном климатологическом материале достоверности отдельных звеньев цепи соподчиненного влияния долгопериодной изменчивости внешних сил космического и геофизического происхождения на систему «атмосфера–гидросфера–биосфера», а именно: количественные оценки сезонной, межгодовой и вековой изменчивости факторов, определяющих термохалинный

режим вод собственно Атлантического океана; а также оценки связей между этими факторами и внешними силами;

– классификация водных масс Атлантического океана, согласно которой на каждый основной физико-географический (климатический) пояс океана приходится зона формирования одноименной водной массы;

– пространственная структура вод Атлантического океана (14 типов), построенная по генетико-климатическому принципу; типы СВ обладают устойчивостью во времени и пространстве;

– соотношения между среднегодовыми гидрохимическими (фосфор, азот и кремний) и биологическими (биомасса сестона и первичная продукция) параметрами, а также термохалинными и биологическими (количественные оценки);

– классификации зон потенциально биологической продуктивности (ЗПБП) и ЗБП Атлантического океана: высоко-, средне-, малопродуктивные и бедные зоны; их география согласуется со структурой и динамикой вод: внутритроговая циркуляция ВМ тропической зоны определяет распределение промысловых скоплений и их сезонную миграцию.

**Научная новизна.** Основные выводы и количественные соотношения, представленные в диссертации и выносимые на защиту, получены **впервые**. К ним относятся, в первую очередь:

– серия оригинальных карт различных гидрометеорологических и биологических характеристик, позволивших выявить закономерности формирования, пространственного положения и сезонной изменчивости составляющих пресноводного баланса, метеорологического экватора, температуры и солёности деятельного слоя, поверхностных ВМ и продуктивных зон (локально);

– серия оригинальных длинных рядов гидрометеорологических параметров, позволивших выделить квазидвухлетнюю, 3-4-, 5-7 и 11-17-летние и "вековые" периодичности ТПО и квазидвухлетнюю, 3-4-, 5-6-, 7-8-, 10-12- и 18-22-летние и "вековые" периодичности для параметров барических центров и индекса САК и квазидвухлетнюю, 3-4-, 4-5-, 10-11-и 14-летние периодичности переноса вод через Фареро-Шетландский пролив, статистически значимые при уровне 0.80. Совместный их анализ с аналогичными рядами внешних сил (потенциала приливообразующих сил Луны и Солнца, ППОСЛиС, солнечной активности – чисел Вольфа,

W, угловой скорости суточного вращения Земли) позволил утверждать, что квазициклические колебания, по крайней мере, в диапазоне 2-30 лет (а, может быть, и в более низкочастотной части спектра) создаются одновременно под влиянием как механизма взаимодействия системы "океан-атмосфера", так и внешних геокосмических сил. "Вековые" циклы (80-90 лет) ТПО и параметров барических центров над Северной Атлантикой (80-90 лет) имеют солнечнообусловленную природу:

– количественные оценки соотношений между среднегодовыми гидрохимическими (фосфор, азот и кремний) и биологическими (биомасса сестона и первичная продукция) или термохалинными и биологическими параметрами Атлантики.

Кроме того, автором впервые получены или уточнены климатические средние (годовые, сезонные и месячные) значения гидрометеорологических параметров, в том числе кривые трансформации ядер всех ВМ от поверхностных до придонных вод, позволившие определить начальный и конечный T,S-индексы ядер каждой из них.

**Практическая ценность.** Результаты работы могут быть использованы как в теоретических исследованиях (количественные оценки – при разработке и тестировании численных моделей циркуляции океана или взаимодействия океана и атмосферы), так и в практической деятельности: карты атласов пресноводного баланса, гармонических постоянных тепло-, влагофизических и динамических метеоэлементов Северной и Центральной Атлантики, гармонических постоянных T,S-характеристик деятельного слоя, структуры вод и зон биологической продуктивности могут служить справочным материалом для специалистов геофизического, географического, гидрометеорологического и гидробиологического профилей, а также при планировании гидрофизических и рыбопоисковых исследований.

Представленные в работе результаты нашли свое отражение в курсах лекций "Гидрология и промokeанография" и "Гидрология" (для студентов специальности "Ихтиология и рыбоводство") и "Навигационная гидрометеорология" (для студентов специальности "Промышленное рыбоводство"), которые читались автором на кафедре гидрологии Калининградского технического института.

**Апробация работы и публикации.** Основные положения и результаты диссертации докладывались на: I, II и III съездах советских океанологов (Москва, 1977; Ялта, 1982; Ленинград, 1987); V, IX, X и XI конференциях по промышленной океанологии (Калининград, 1979, 1993, 1999; С.-Петербург, 1997); II Всесоюзной конференции по проблеме "Комплексное изучение открытой части Атлантического океана" (Калининград, 1982); IV Всесоюзной конференции по Географии Мирового океана (Калининград, 1989); XII-XV научно-технических конференциях Калининградских ВУЗов МРХ СССР (Калининград, 1984, 1985, 1986, 1987); 3-10 региональных конференциях по "Комплексному изучению бассейна Атлантического океана" (Калининград, 1985, 1987, 1989, 1991, 1993, 1997, 1999, 2001); международной научно-технической конференции, посвященной 40-летию пребывания КГТУ на калининградской земле (Калининград, 1998) международной научной конференции, посвященной 70-летию основания КГТУ (Калининград, 2000); семинарах кафедры Промысловой океанологии РГГМУ (С.-Петербург, 1998, 2001) и Океанологии МГУ (Москва, 1999).

По теме диссертации опубликовано более 50 работ (из которых 29 написаны в соавторстве), в том числе шесть монографий (четыре в соавторстве) и четыре атласа (два в соавторстве) пять монографий и четыре атласа депонированы.

**Структура диссертационной работы.** Диссертация состоит из введения, трех разделов, включающих 9 глав (26 параграфов), заключения и списка литературы из 559 публикаций, в том числе 89 зарубежных. Общий объем работы – 563 страницы, включая 192 страницы текста, содержит 45 таблиц, 126 иллюстраций и 2 Приложения – "Атлас пресноводного баланса" и "Атлас структуры вод и зон биологической продуктивности Атлантического океана", в которые входят 82 листа карт.

## ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

### 1. ФАКТОРЫ, ФОРМИРУЮЩИЕ СТРУКТУРУ ВОД ОКЕАНА

Известно (Добровольский, 1961) что все основные водные массы формируются на поверхности Мирового океана в определенных климатических зонах под действием основных климатообразующих факторов – влагооборота, теплооборота и общей циркуляции атмосферы.

В первой главе дается краткая среднеголетняя характеристика климатообразующих факторов. Теплооборот рассматривается по массивам ТПО. Влагодоборот показан на основе составляющих пресноводного баланса (испарения  $E$ , осадков  $P$ , материкового стока  $R$ , пресноводного баланса  $B$  и меридионального переноса пресной воды  $F$ ) собственно Атлантического океана, кроме того, рассматривается поле поверхностной солености (СПО) и ее взаимосвязь с параметрами пресноводного баланса. Влияние циркуляции атмосферы показано на примере эволюций Северо-Атлантического колебания и миграций метеорологического экватора. Заканчивается глава численными оценками взаимосвязи ТПО и СПО.

**Температура и соленость на поверхности океана.** Созданные нами новые ряды ТПО в квадратах Смеда продолжительностью 109 лет (1881-1989 гг.) были подвергнуты дисперсионному, корреляционному, гармоническому и спектральному анализам. В результате получены различные параметры долгопериодной изменчивости ТПО как для каждого квадрата Смеда, так и для всего района в целом.

Расчеты показали, что среднеголетние значения ТПО в квадратах Смеда меняются от  $2,6 \pm 2,1$  °C (квадрат А) до  $11,3 \pm 2,0$  °C (квадрат N). Среднеголетняя ТПО, осредненная для всех квадратов Смеда, равна  $7,3 \pm 1,9$  °C. Названные характеристики отличаются большой устойчивостью во времени и пространстве, что позволяет объединить их в три района: Северо-Западный (СЗР – квадраты А-С), Центральный (ЦР – квадраты D, E, G, I) и Юго-Восточный (ЮВР – квадраты F, H, J-N). Полученное районирование определяется в основном характером циркуляции верхнего слоя вод Северной Атлантики и СВ этой акватории.

Анализ имеющихся массивов ТПО в Атлантике показал, что наибольшие различия среднеширотных значений ТПО, осредненных за год, достигают  $0,6-0,8$  °C и отмечаются в субтропических широтах ( $25-45^\circ$  с. и ю.ш.), относительная погрешность  $\eta$  не превосходит 3-4%. Отсюда следует, что тепловой фон Северной Атлантики во второй половине XX столетия не существенно отличается от климатического.

Анализ распределения на T,S-плоскости климатических средних температуры и солености (СПО) на поверхности Атлантики для акватории севернее и южнее

метеорологического экватора по данным имеющихся массивов показал, что поверхностным водам Северной Атлантики свойственны три типа распределения T,S-классов: при первом типе (А) высоким значениям температуры  $24-28^\circ$  C соответствуют значения солености от 30,2 до 37,2 ‰. При втором типе (Б) зависимость между температурой и соленостью прямолинейна, т.е. низким значениям температуры соответствуют низкие значения солености. При третьем типе (В) зависимость тоже прямолинейна, но небольшим колебаниям температуры – от 0 до  $9^\circ$  C – соответствуют значительные изменения солености – от менее 30,0 до 34,7 ‰. Поверхностным водам в южном полушарии также свойственны три типа распределения T,S-классов: при первом типе (Г) высоким значениям температуры  $24-28^\circ$  C соответствуют значения солености от 29,6 до 37,1 ‰. При втором типе (Д) зависимость между температурой и соленостью прямолинейна, т.е. низким значениям температуры соответствуют низкие значения солености. При третьем типе (Е) зависимость между температурой и соленостью обратная, т.е. с понижением температуры от 0 до  $-2^\circ$  C растет величина солености от 33,7 до 34,3‰. Распределение T,S-классов первого типа (А и Г) наблюдается в тропической зоне, второго типа (Б и Д) – в субтропических и умеренных широтах и третьего – (В и Е) – в высоких. Ниже будет показано, что в точках пересечения линий А и Б, Г и Д, проведенных по максимумам частот распределения T,S-классов, получим среднегодовые T,S-индексы ядер поверхностных северо- и южноатлантических тропических ВМ, а в точках пересечения линий Б и В, Д и Е – северо- и южноатлантических ВМ умеренных широт. Статистические T,S-диаграммы позволяют также получить средние значения температуры и солености исследуемой акватории. Их анализ показал, что по данным массивов Levitus et al. (1994 а, б) средняя температура поверхности Северной Атлантики равна  $20,2^\circ$  C, Южной –  $15,6^\circ$  C, собственно Атлантического океана –  $17,6^\circ$  C; средняя соленость – 35,60, 35,10 и 35,32‰ соответственно для Северной, Южной и всего океана. Отличия (хотя и не большие) от климатических средних по массиву Levitus, 1982 объясняются не столько временным трендом, сколько сокращением акватории, в которой наблюдения малочисленны или отсутствуют вовсе.

**Пресноводный баланс.** По данным о среднегодовых величинах испарения, осадков, материкового стока и их внутригодовом ходе, построены месячные и

сезонные карты  $E$ ,  $P$  и разности  $E-P$  для собственно Атлантического океана без учета средиземных морей. По значениям  $E$ ,  $P$  и  $E-P$ , снятым в узлах пятиградусной сетки, рассчитаны новые величины: для пятиградусных полос, полушарий (географических и метеорологических) и всего океана в целом – для каждого месяца, сезона и года. Это позволило получить аналогичные величины для  $R$ ,  $V$  и  $F$  (рис. 1). Ход кривых на этом рисунке показывает, что в собственно Атлантическом океане выделяется три области, где океан накапливает влагу; отмечены также и две области, где океан ее теряет. Ниже будет показано, что эти области являются очагами формирования поверхностных ВМ. Кроме того, рис. 1 позволяет отметить соответствие зонального распределения величин эффективного испарения  $E-P$  и солености на поверхности Атлантического океана. Были проведены численные оценки связи (коэффициенты корреляции и уравнения регрессии) между составляющими пресноводного баланса и СПО Атлантического океана. Расчеты выполнены в двух вариантах: в первом для пятиградусных широтных зон для каждого месяца, во втором для пятиградусных трапеций и среднегодовых значений характеристик. Расчеты показали наличие наилучшей связи статистически значимой при уровне 95%-ной обеспеченности как между СПО и составляющими пресноводного баланса, так и составляющими между собой для всех месяцев и года в целом между  $70-15^\circ$  с.ш. и  $10-60^\circ$  ю.ш., причем для Северной Атлантики связи  $S=f(E-P)$  максимальны в ноябре ( $r = 0,98$ ), наиболее слабы – в сентябре ( $r=0,91$ ), для Южной Атлантики – максимальны в июне ( $r=0,99$ ), минимальны – в январе ( $r=0,95$ ).

Подобную работу в среднем для Мирового океана в 1954 г. выполнил Вюст:

$$S\% = 34,47 + 0,0150(E-P) \text{ между } 70 \text{ и } 10^\circ \text{ с.ш.}$$

$$S\% = 34,92 + 0,0125(E-P) \text{ между } 10^\circ \text{ с.ш. и } 60^\circ \text{ ю.ш.} \quad (1)$$

где  $E$ ,  $P$  даны в см/год

Уточнение только для Атлантического океана с учетом новой версии солености (Levitus et al., 1994 б) дает:

$$S = 34,76 + 0,0124(E-P) \text{ между } 70 \text{ и } 10^\circ \text{ с.ш.}$$

$$S = 35,33 + 0,0100(E-P) \text{ между } 10^\circ \text{ с.ш. и } 60^\circ \text{ ю.ш.} \quad (2)$$

Расчеты показали, что в среднем за год для собственно Атлантического океана параметры пресноводного баланса составляют:  $E = 115,32$ ;  $P=97,71$ ;  $R=19,32$ ;

$E-P=17,61$ ;  $V=1,71$  тыс. км<sup>3</sup> и  $F=-0,054$  Св. В том числе для собственно Северной и Южной Атлантики – 67,91 и 47,41; 47,86 и 49,85; 11,80 и 7,52; 20,05 и –2,44; –8,25 и 9,96 тыс. км<sup>3</sup> и 0,261 и –0,315 Св; для северного и южного метеорологических полушарий – 63,33 и 51,99; 38,95 и 58,76; 10,20 и 9,12; 24,38 и –6,77; –14,18 и 15,89 тыс. км<sup>3</sup> и 0,449 и –0,503 Св соответственно. Следует обратить внимание на то, что величина пресноводного баланса для Северной Атлантики оказалась отрицательной в пределах как географического, так и метеорологического полушарий. Этим можно объяснить превышение притока вод из Северного Ледовитого океана над стоком в арктический бассейн в среднем за год на 5,14 Св. Сопоставление среднегодовых оценок пресноводного баланса Добролюбова, Логутова (1997) и Малинина (1994) с нашими позволяет говорить о небольших их отличиях (наши результаты на  $1-1,5 \times 10^3$  км<sup>3</sup> для Северной Атлантики ниже, чем у Добролюбова и Логутова и на  $1-2 \times 10^3$  км<sup>3</sup> для всего океана выше, чем у Малинина).

**Северо-Атлантическое колебание.** Колебание интенсивности барических центров ИМ и АМ и их миграции определяют эволюции САК. За индекс САК принимается абсолютное значение величины барического градиента между центрами ИМ и АМ по ежемесячным данным (увеличенное в 1000 раз). По данным среднемесячных карт ААНИИ атмосферного давления на уровне моря за 1891-1989 годы рассматриваются и обсуждаются основные статистики 99-летнего ряда параметров центров ИМ и АМ и индекса САК. Расчеты показали, что среднемноголетние характеристики – ИМ:  $62,3 \pm 6^\circ 1$  с.ш.,  $27,3 \pm 24^\circ 7$  з.д. и  $1002,1 \pm 6,7$  гПа; АМ:  $35,3 \pm 6^\circ 2$  с.ш.,  $29,2 \pm 13^\circ 1$  з.д. и  $1022,3 \pm 3,6$  гПа; индекса САК:  $700,1 \pm 297,3 \cdot 10^{-3}$  гПа/град.широты. Названные характеристики, как следует из сравнения с другими источниками, отличаются большой устойчивостью во времени и пространстве.

**Метеорологический экватор.** Анализ метеоэлементов в тропической Атлантике по данным Атласа океанов (1977) позволил получить среднегодовое положение термического экватора воды и воздуха, максимумов выпадения осадков и повторяемости сплошной облачности, оси внутритропической зоны конвергенции и экваториальной депрессии. Линия, как среднее из положений этих экстремумов, – метеорологический экватор. В среднем за год метеорологический экватор располагается в северном полушарии примерно на линии соединяющей устье

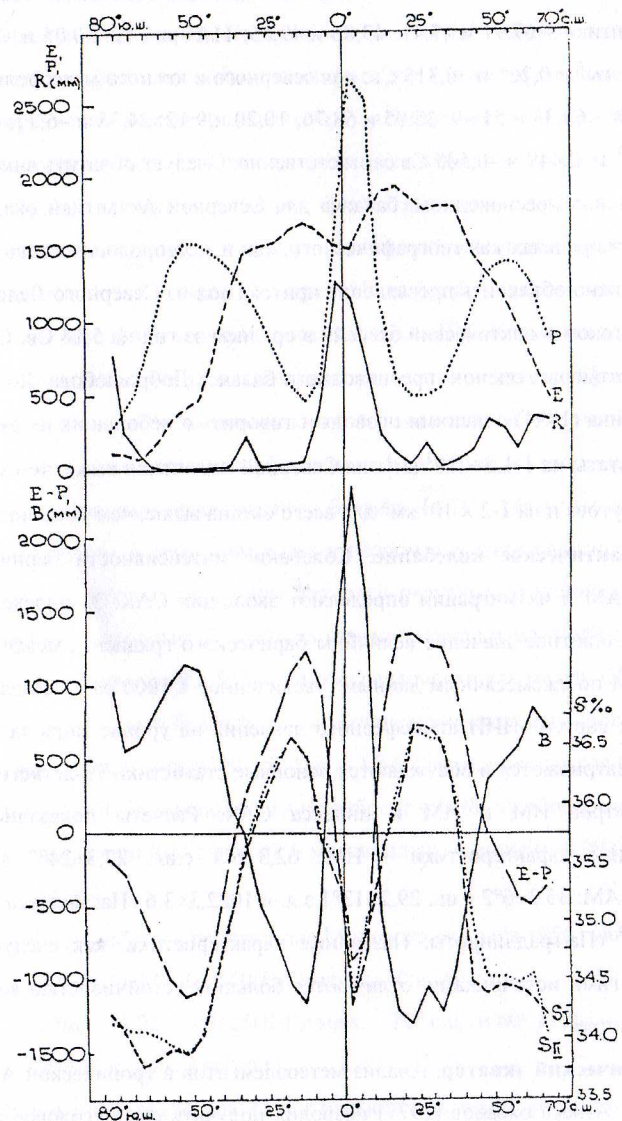


Рис. 1. Среднегодовое зональное распределение составляющих пресноводного баланса и солёности на поверхности Атлантического океана.

р. Амазонки и побережье Сьерра-Леоне (рис. 2). Появление нового массива COADS позволяет не только получить среднегодовое положение метеорологического экватора с меньшим пространственным осреднением, но и картину

его сезонной и межгодовой изменчивости. Анализ среднегодового положения всех рассматриваемых элементов, привлеченных для определения метеорологического экватора, показал, что наиболее тесно они группируются на востоке океана и веерообразно раздвигаются на западе. Сравнение обоих вариантов показало, что положение метеорологического экватора, полученное по данным наблюдений, осредненным за период с 1900 по 1970 гг. и за 1950-1995 гг. совпадает в пределах точности осреднения, а это, в свою очередь, позволяет говорить о большой устойчивости во времени и пространстве циркуляционных процессов над Атлантическим океаном.

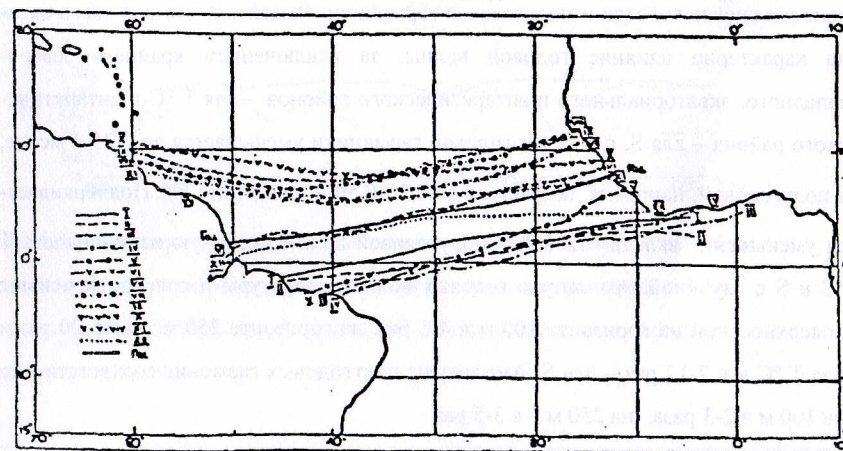


Рис. 2. Среднеголетние месячные положения метеорологического экватора.

Во второй главе рассматривается временная изменчивость процессов, формирующих структуру вод. Исходя из модели временного ряда, предложенной С.С. Лаппо и соавторами (1990), будем считать, что долгопериодная временная изменчивость складывается из нормального (регулярного или климатического) сезонного хода (СХ), нерегулярной внутригодовой (ВИ) и межгодовой (МИ) составляющих. Регулярный годовой ход получается из многолетнего ряда после осреднения значений для каждого месяца за все годы, межгодовая изменчивость – из многолетнего ряда после осреднения за каждый год. Все временные ряды (перечисленные во введении) были подвергнуты дисперсионному, гармоническому и спектральному анализу.



В сезонной изменчивости барических и термохалинных характеристик, как показал гармонический анализ, кроме интенсивности АМ, преобладает годовая волна. Максимум наступает вблизи даты летнего солнцестояния – для долготы ИМ и АМ и интенсивности ИМ, осеннего равноденствия – для широты ИМ и АМ, даты зимнего солнцестояния (т.е. в противофазе с интенсивностью ИМ) – для индекса САК. Сезонный ход давления в центре АМ описывается полугодовой гармоникой с максимумами вблизи дат солнцестояний. Сравнение сезонных миграций ИМ и АМ подтверждает вывод Р.В. Абрамова (1988) о том, что океанические центры действия атмосферы "отслеживают солнце".

Основной вклад в сезонную изменчивость поверхностных температуры и солености вносят годовая и полугодовая гармоники. Выявлено, что для всего океана характерно влияние годовой волны, за исключением крайнего северо-западного, экваториального и антарктического районов – для  $T$  °С и антарктического района – для  $S$ , где вклад годовой гармоники уменьшается до 0,25 и менее, а полугодовой, напротив, возрастает до 0,25-0,50 и более (рис. 3). Подчеркивается уменьшение вклада годовой и полугодовой волн в сезонную изменчивость  $T$  °С и  $S$  с глубиной. Амплитуда годовых волн температуры и солености меньше поверхностной на горизонте 100 м в 4-5 раз, на горизонте 250 м – в 15-20 раз – для  $T$  °С и в 7-12 раз – для  $S$ . Амплитуды полугодовых гармоник соответственно на 100 м в 2-3 раза, на 250 м – в 3-5 раз.

Изменение среднезональных значений годовых гармоник температуры и солености как на поверхности океана, так и на глубинах 100, 250 м и в деятельном слое вдоль меридиана происходит в противофазе.

Гармонический анализ показал, что внутригодовая изменчивость всех составляющих пресноводного баланса характеризуются годовой волной с одним максимумом и одним минимумом, причем максимум для  $E$ ,  $P$  и  $E-P$  приходится на холодное время года своего полушария, для  $B$ ,  $R$  и  $F$  – наоборот, на теплое. В экваториальном районе наблюдается соответствие годового хода метеорологического экватора и экстремумов  $P$ ,  $E-P$ ,  $B$  и  $F$ . Кроме того, анализ показал, что кривые годового хода большинства параметров пресноводного баланса по метеорологическим полушариям имеют более правильную форму, чем те же кривые по географическим полушариям. Это позволило нам сделать вывод о предпочтении в

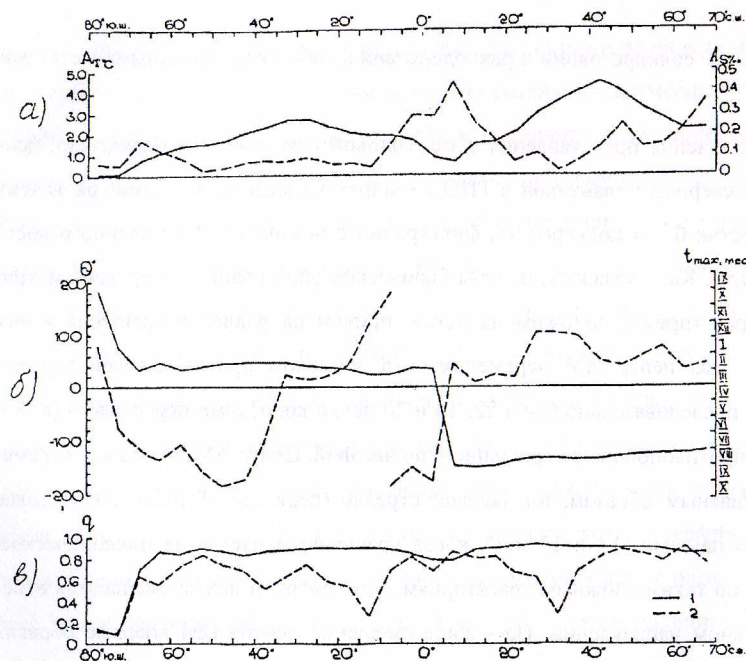


Рис.3. Среднеширотные параметры годовых гармоник температуры – 1 и солености – 2 в Атлантическом океане на поверхности, рассчитанные по данным Levitus (1994): а) амплитуды (°С, ‰); б) фазы и даты наступления максимума; в) квоты.

балансовых расчетах деления океана не по географическому, а по метеорологическому экватору.

Метеорологический экватор крайнего северного положения достигает летом (август-октябрь), крайнего южного – зимой (февраль-апрель), рис. 2.

Анализ годового хода среднезональных значений ТПО и СПО на  $T, S$ -плоскости показал, что на большей части Атлантического океана экстремумы ТПО и СПО наступают в августе-сентябре и феврале-марте. Это позволило нам установить временные границы климатических сезонов: зима (северного полушария) – февраль-апрель; весна – май-июль; лето – август-октябрь и осень – ноябрь-январь. В этом случае характер сезонного хода составляющих пресноводного баланса, параметров барических центров или метеорологического экватора, говорит в пользу выбора сезонов со сдвигом на два месяца относительно календарных

(тогда месяцы солнцестояний и равноденствий являются центральными месяцами сезонов).

Для получения представления о межгодовой изменчивости барических центров над Северной Атлантикой и ТПО в квадратах Смеда многолетние ряды этих характеристик были подвергнуты фильтрации с помощью 11-ти членного косинус-фильтра. Как оказалось, центры барических образований совершают миграции по траекториям, похожим на петли, причем направление вращения в них меняется. Так, центр ИМ перемещается в основном против часовой стрелки (периоды последовательно были 22, 16 и 20 лет) с короткими перерывами (8, 8 и 7 лет) на противоположное вращение – по часовой. Центр АМ, наоборот, перемещается, главным образом, по часовой стрелке (периоды 35 и 20 лет) с более длинными паузами (14 и 17 лет), когда вращение меняется на циклоническое. Двигаясь по таким сложным траекториям, эти центры в целом смещаются в меридиональном направлении. На южное смещение центра ИМ впервые обратил внимание Абрамов (1966), который и назвал его "вековым южным дрейфом". Максимов, Карклин (1970) выявили "северный дрейф" (примерно за тот же период времени). По нашим расчетам "южный дрейф" ИМ продолжался до 1959 г., что совпадает с результатами Абрамова, а "северный дрейф" АМ закончился в 1944 г., что несколько отличается от расчетов Максимова и Карклина. Затем барические центры начали расходиться, и разошлись, по крайней мере, до конца восьмидесятих годов.

Расчет спектральной плотности позволил выявить преобладающие периодичности в дрейфах барических центров и индекса САК: 14-, 16-18- месячные, квазидвухлетнюю, 3-4-, 5-6-, 7-8-, 10-12- и 18-22-летние, статистически значимые при уровне 0,80. Аналогичные периодичности: 14-, 18- месячная, квазидвухлетняя, 3-4-, 5-7- и 11-17-летняя периодичности, выделены и в 109-летних рядах ТПО для квадратов Смеда.

Большинство этих периодичностей, по всей вероятности, обусловлено воздействием внешних сил космического и геофизического происхождения, в основном положением Луны и Солнца (Дубравин, 1994а). Однако взаимный спектральный анализ возмущений параметров барических центров и ТПО и внешних сил: ППОСЛиС (Воробьев, 1967) и W (Витинский, 1963) показал, что статистиче-

ски достоверные связи проявляются не для всех элементов и не на всех диапазонах. Кроме того, следует иметь в виду, что на различных временных участках 109-летнего ряда ТПО преобладают различные цикличности, квазипостоянными из которых являются 2-, 3-4-, 5-7-, и 11-17-летние (Потайчук, 1972; Суставов, 1991). Такие же периодичности присущи и другим гидрометеорологическим элементам (уровню океана во Флоридском проливе (Суховай, 1977); интенсивности Северо-Атлантического течения (Монахов, 1973); расходам воды, тепла и солей через Фареро-Шетландский (Янес, 1989) и Датский проливы (Тягунова, 1978); индексу циркуляции Г.Я. Вангенгейма (Алексеев, 1991) в этом регионе}, однако, мнения относительно причин их порождающих, у исследователей расходятся. Одни авторы (Дружинин, 1970; Максимов, 1970) изменчивость термики вод океана объясняют воздействием внешних сил космического и геофизического происхождения на крупномасштабные процессы, протекающие в океане и атмосфере Земли; другие (Дуванин, 1968, 1983; Корт, 1976) эти периодичности связывают, в основном, с автоколебательными процессами в системе "океан-атмосфера"; третьи (Абрамов, 1966; Серяков, Гулов, 1970), не отрицая воздействия внешних сил (низкочастотная часть полученного спектра, с периодом 5-6 и более лет), считают, что квазипериодичности около двух и 3-4 лет характеризуют собственные колебания системы "океан-атмосфера". Нами (Дубравин и др., 1996а, б) разделялась последняя точка зрения, однако, в дальнейшем расчет кросс-спектра рядов ТПО в умеренных широтах Северной Атлантики и внешних сил дал основание полагать, что квазциклические колебания, по крайней мере, в диапазоне 2-30 лет (а, может быть, и в более низкочастотной части спектра), создаются одновременным влиянием как механизма взаимодействия океана и атмосферы, так и внешних геокосмических сил, т.е. подтверждается гипотеза Г.К. Ижевского (1964).

Показано существование "векового" цикла в изменчивости ТПО и в изменениях положения барических центров и их интенсивности с периодом около 80-90 лет. Существует мнение (Абрамов, 1967; Максимов, 1970), что "вековой" дрейф центров действия атмосферы имеет солнечнообусловленную природу. Причем, в эпохи "вековых" максимумов солнечной активности центры ИМ и АМ сближаются, меридиональные градиенты давления над Северной Атлантикой (индексы

САК) увеличиваются. В эпохи "вековых" минимумов солнечной активности, наоборот, центры ИМ и АМ расходятся, индексы САК уменьшаются. Сделан вывод, что существование "вековых" циклов циркуляции океана и атмосферы обусловлено, вероятно, влиянием гелиофизических сил – "векового" ритма солнечной активности.

## 2. СТРУКТУРА ВОД АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В третьей главе рассматривается поверхностная структурная зона. Проведенный нами анализ расчетов теплового (по Строкиной, 1989) и пресноводного балансов и распределения среднегодовых значений температуры и солености на поверхности Атлантического океана (Levitus, 1982) позволил выделить восемь главных поверхностных ВМ (по одной в каждой главной климатической зоне): арктическая (А), североатлантическая умеренных широт (САУ), североатлантическая тропическая (САТ), западноатлантическая экваториальная (ЗАЭ), восточноатлантическая экваториальная (ВАЭ), южноатлантическая тропическая (ЮАТ), южноатлантическая умеренных широт (ЮАУ) и антарктическая (Ан).

Для уточнения термохалинных индексов выделенных ВМ была применена методика Кокрейна (Cochrane, 1956), выполнен статистический T,S-анализ поверхностных вод (табл. 1). Географическое деление тропической Атлантики на северную и южную затрудняет статистический T,S-анализ, так как ЮАТ, ЗАЭ и ВАЭ зимой и летом располагаются в обоих полушариях. В таких условиях целесообразно разделить Атлантический океан на северную и южную части по гидрометеорологическим признакам, используя понятие метеорологического экватора.

Границы поверхностных ВМ определялись по линии 50-% содержания процентной T,S-номограммы соответствующего сезона (года).

Расчет процентного содержания ВМ на поверхности Атлантического океана для каждого сезона и года показал, что для южного полушария следует выделить еще три вторичных ВМ: Фолклендского течения (Фолклендская ВМ-Ф), Бенгельского течения (Бенгельская ВМ-Б), и прибрежного экваториального апвеллинга

(ПрЭА); в северном полушарии дополнительно выделяется переходная зона (ПЗ), а в ней смесь, перемешанная примерно в равных пропорциях вод А, САУ и САТ.

T,S-анализ поверхностных вод Северной Атлантики, выполненный нами с использованием разных массивов, о которых было сказано выше, позволил сравнить результаты, полученные с разной степенью пространственного (одно-, двух- и пятиградусное, стандартные разрезы, разовая съемка) и временного (центральные месяцы зимы и лета; сезоны календарные и гидрологические; год) осреднения. Сравнение показало, что ядра вышеперечисленных ВМ обладают устойчивостью во времени и пространстве и в первом приближении не зависят от степени осреднения.

Анализ пространственного распределения поверхностных ВМ показал, что положение границ ВМ и их ядер связано с циркуляцией атмосферы и океана и с их сезонной изменчивостью. Об этом свидетельствует более быстрая трансформация ядер САТ, САУ и ЮАТ, ЮАУ в меридиональном направлении, а водных масс ЗАЭ, ВАЭ и А, Ан – в зональном. При этом существенную роль играет система поверхностных течений Атлантики и ветров над ней. В период развития северо-восточного пассата (СВП) (февраль-март), когда метеорологический экватор занимает свое крайнее южное положение – наблюдается максимальное распространение САТ и ВАЭ. По мере ослабления СВП и усиления юго-восточного пассата (ЮВП), начинается перемещение САТ к северу и одновременное уменьшение акватории ее распространения. В период максимального развития ЮВП (август-сентябрь), когда метеорологический экватор находится на севере, максимальное распространение получают ЮАТ и ЗАЭ, при этом граница САТ достигает крайнего северного положения, а акватория распространения сокращается до минимума. САУ достигает максимального распространения в феврале-апреле, хотя крайние западное и северное положения ее границы (Арктический фронт) устанавливаются в мае-июле. В этот же период максимального развития достигают и воды ПЗ. Водная масса А более развита в ноябре-январе. Сезонную изменчивость ЮАУ и Ан по массиву (Levitus, 1982) проследить не удалось из-за отсутствия данных южнее 60° ю.ш. весной и летом. Тем не менее, следует отметить, что при усилении ЮВП от зимы к лету происходит перемещение границ ВМ к северу, а при усилении СВП от лета к зиме границы ВМ опускаются к югу.

Межгодовая изменчивость поверхностных ВМ рассмотрена на примере умеренных широт Северной Атлантики, по данным съемок ГОИН за 1971-1985 гг. Так, временное изменение среднегодового процентного содержания САТ и САУ в пределах каждого разреза протекает в противофазе.

С помощью спектрального анализа рядов среднегодового процентного содержания САТ и САУ на разрезах выявлены преобладающие периодичности: 2

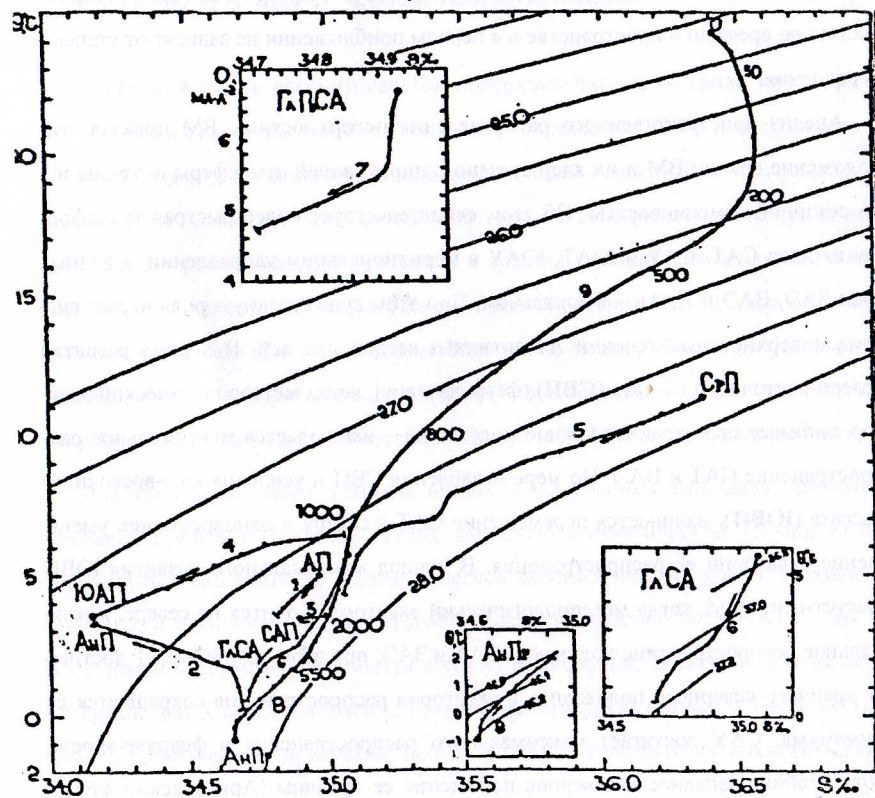


Рис. 4. Обобщённая  $\Theta,S$ -диаграмма ВМ Атлантического океана.

года. 5 и 10 лет. статистически значимые при 80-процентной или большей обеспеченности. Спектральный анализ показал также, что характер межгодовой изменчивости процентного содержания САТ и САУ в умеренных широтах Север-

Таблица 1

$T,S$ -индексы основных поверхностных водных масс Атлантического океана

Водная масса	Темп. (Т°С)	Солен. (S‰)	Сезон (месяцы)
Арктическая (А)	(-1,80)	(33,30)	Зима (II-IV)
	1,00	30,50	Весна (V-VII)
	2,00	31,50	Лето (VIII-X)
	0,00 (0,30)	32,70 (32,00)	Осень (XI-I) год (I-XII)
Североатлантическая умеренных широт (САУ)	6,50	34,75	Зима (II-IV)
	9,00	34,70	Весна (V-VII)
	11,00	34,60	Лето (VIII-X)
	7,50 (8,50)	34,63 (34,67)	Осень (XI-I) год (I-XII)
Североатлантическая тропическая (САТ)	23,00	37,20	Зима (II-IV)
	25,00	37,30	Весна (V-VII)
	26,00	37,40	Лето (VIII-X)
	25,00 (24,75)	37,30 (37,30)	Осень (XI-I) год (I-XII)
Западноатлантическая экваториальная (ЗАЭ)	28,00	32,60	Зима (II-IV)
	27,50	32,70	Весна (V-VII)
	27,00	32,80	Лето (VIII-X)
	27,50 (27,50)	32,70 (32,70)	Осень (XI-I) год (I-XII)

Водная масса	Темп. (Т°С)	Солен. (S‰)	Сезон (месяцы)
Восточноатлантическая экваториальная (ВАЭ)	28,00	32,60	Зима (II-IV)
	27,50	32,70	Весна (V-VII)
	27,00	32,80	Лето (VIII-X)
	27,50 (27,50)	32,70 (32,70)	Осень (XI-I) год (I-XII)
Южноатлантическая тропическая (ЮАТ)	27,00	37,40	Зима (II-IV)
	26,00	37,30	Весна (V-VII)
	24,00	37,20	Лето (VIII-X)
	26,00 (25,75)	37,30 (37,30)	Осень (XI-I) год (I-XII)
Южноатлантическая умеренных широт (ЮАУ)	1,00	33,75	Зима (II-IV)
	(-0,50)	(33,85)	Весна (V-VII)
	-1,00	33,85	Лето (VIII-X)
	-0,50 (-0,25)	33,60 (33,76)	Осень (XI-I) год (I-XII)
Антарктическая (АН)	-1,50	34,00	Зима (II-IV)
	(-1,80)	(34,30)	Весна (V-VII)
	(-1,90)	(34,60)	Лето (VIII-X)
	-1,10 (-1,60)	34,30 (34,30)	Осень (XI-I) год (I-XII)

Примечание: Сезоны указаны для северного полушария. Приближенные величины даны в скобках.

ной Атлантики не остается постоянным, а меняется от региона к региону. Подобное явление отмечалось и для ТПО Северной Атлантики (Суставов, 1991).

**В четвертой-шестой главах** рассматриваются промежуточная, глубинная и придонная структурные зоны. В отличие от термохалинных индексов поверхностных ВМ, которые испытывают непрерывную *зональную трансформацию*, индексы промежуточных, глубинных и придонных ВМ изменяются в процессе перемешивания ВМ с выше и ниже лежащими водами, т.е. подвержены *трансформации смешения* (Мамаев, 1987). Исходя из этого для анализа промежуточных, глубинных и придонных ВМ был использован "метод ядра" Вюста (Wüst, 1935). Для анализа промежуточных ВМ применялся также и "метод аномалий солёности" Гелланд-Ганзена и Нансена (Helland-Hansen, Nansen, 1926). Для всех ВМ, кроме глубинно-придонной водной массы Северной Атлантики (ГлПрСА), применяется Т,S-анализ в соответствии с методикой, предложенной В.Б. Штокманом (1943) и О.И. Мамаевым (1970); для ГлПрСА – O<sub>2</sub>,T- и O<sub>2</sub>,S-анализ. Для всех ВМ рассмотрены очаги образования, характеристики ядер (температура, солёность, процентное содержание), пути распространения и степень трансформации, а для промежуточных ВМ умеренных широт Северной Атлантики – также и сезонная и межгодовая изменчивость. Характеристики промежуточных: арктической (АП), антарктической (АнП), североатлантической (САП), южноатлантической (ЮАП) и средиземноморской (СрП); глубинных: глубинной североатлантической (ГлСА) и глубинно-придонной Северной Атлантики: придонных: антарктической (АнПр) и моря Баффина (БПр) вод и кривые трансформации их ядер представлены в таблице 2 и на рис. 4.

**В седьмой главе** рассматриваются типы структуры вод Атлантического океана. Анализ пространственного распределения ВМ по сезонам показал, что положение их границ и ядер связано с атмосферной циркуляцией и ее сезонной изменчивостью таким образом, что ВМ и их границы перемещаются вслед за солнцем (от зимы к лету – в сторону полюса, от лета к зиме – в сторону экватора). Поэтому для каждой поверхностной ВМ можно выделить районы, где в течение года происходит попеременно смена ВМ. Районам, в которых сочетание ВМ по вертикали в течение года остается неизменным, предлагается давать название одноименное с названием главной поверхностной ВМ (или главной климатической зоны). К названию районов, в которых сочетание ВМ по вертикали меняется (в основном, из-за смены ВМ на по-

верхности), предлагается давать приставку "суб" (по аналогии с генетической классификацией климата Б.П. Алисова (1952)). В Атлантическом океане нами выделены следующие четырнадцать типов СВ: **антарктический (I); субантарктический (II); южноатлантические: умеренных широт (III), субтропический (IV), тропический (V); восточноатлантические: субэкваториальный (VI), экваториальный (VII); западноатлантические: экваториальный (VIII), субэкваториальный (IX); североатлантические: тропический (X), субтропический (XI), умеренных широт (XII); субарктический (XIII), арктический (XIV)**. В зависимости от топографии и рельефа дна, общеокеанической циркуляции с ее локальными отличиями во всех типах СВ, кроме субантарктического и восточноатлантического экваториального, могут быть выделены подтипы (табл. 3, рис. 5).





Рис. 5. Типы структуры вод Атлантического океана.

Таблица 2

Характеристики ядер промежуточных, глубинных и придонных ВМ

Структурные зоны	№	ВМ	Границы ВМ		Вертикаль- ная мощность	Глубина	Характеристики ядра				Условная	
			верхняя	нижняя			Θ, S - индексы		плотность σ <sub>θ</sub>			
							начальный	конечный	нач.	конеч.		
			Θ °С	S‰			Θ °С	S‰	Θ °С	S‰		
Промежуточная	1	АП	50-200	300-750	350-500	300-700	5,00 <sup>1</sup>	34,96 <sup>1</sup>	3,50	34,80	27,66	27,70
Ная	2	АнП	150-500	250-1500	100-600	200-800	3,20 <sup>1</sup>	34,16 <sup>1</sup>	0,20	34,68	27,22	27,86
	3	САП	300-1750	1500-3000	1500-2000	1000-2500	3,45 <sup>1</sup>	34,89 <sup>1</sup>	3,55	34,99	27,78	27,84
	4	ЮАП	100-750	1000-1500	1000-1200	300-1000	3,50 <sup>1</sup>	34,15 <sup>1</sup>	6,40 <sup>1</sup>	35,05 <sup>1</sup>	27,18	27,56
Глубинная	5	СрП	200-900	1000-3200	400-2300	300-1750	11,40 <sup>1</sup>	36,36 <sup>1</sup>	4,30 <sup>1</sup>	35,05 <sup>1</sup>	27,78	27,81
	6	ГлСА	250-1500	2000-3500	1200-2200	300-3000	5,65	35,07	0,50	34,69	36,73 <sup>2</sup>	37,16 <sup>2</sup>
Придонная	7	ГлПрСА	1500-3500	2500-4500	1000-3000	2500-4000	6,65 <sup>3</sup>	34,93	4,70 <sup>3</sup>	34,72	-	-
	8	АнПр	1500-4500	4000-5500	500-3500	4000-5500	-0,90	34,65	2,00	34,92	46,01 <sup>2</sup>	46,22 <sup>2</sup>
	9	БПр	1000	2000-3000	1000-2000	2000-3000	-0,50	34,50	-	-	46,12 <sup>2</sup>	-

Примечание: <sup>1</sup> - Уточненные Θ, S - индексы.

<sup>2</sup> - Для ГлСА, АнПр и БПр дается потенциальная плотность *in situ*.

<sup>3</sup> - Для ГлПрСА приведен не Θ, а O<sub>2</sub> - индекс, мл.л<sup>-1</sup>.

Типы структуры ВМ Атлантического океана

Таблица 3

№	Типы: подтипы СВ	Поверхностная СЗ	Промежу- точная СЗ	Глубинная СЗ	Придонная СЗ
I	Антарктическая:				
1	прибрежный	Ан	-	-	АнПр
2	основной	Ан	АнП	ГлСА	АнПр
II	Субантарктическая <sup>1</sup>				
		ЮАУ/Ан	АнП	ГлСА	АнПр
III	Южноатлантическая умеренных широт <sup>2</sup>				
		ЮАУ	АнП	ГлСА	АнПр
IV	Южноатлантическая субтропическая <sup>1</sup>				
1	аргентинский	ЮАТ/ЮАУ	ЮАП	ГлСА	-
	фолклендские:				
2с	северный	Ф, ЮАТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
2ю	южный	Ф, ЮАУ	ЮАП	ГлСА, -	АнПр
3	основной	ЮАТ/ЮАУ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
4	бенгельский	Б, -	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
V	Южноатлантическая тропическая <sup>2</sup> :				
		ЮАТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
VI	Восточноатлантическая субэкваториальная <sup>1</sup> :				
1	северный	ВАЭ/САТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
2	южный	ВАЭ/ЮАТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
3	прибрежного экваториального апвеллинга	ПрЭА/ЮАТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
VII	Восточноатлантическая экваториальная				
		ВАЭ, ЮАТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
VIII	Западноатлантическая экваториальная:				
1	северный	ЗАЭ/САТ	-	-	-
2	южный	ЗАЭ/ЮАТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
IX	Западноатлантическая субэкваториальная <sup>1</sup> :				
1	северный	ЗАЭ/САТ, ЮАТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
2	южный	ЗАЭ/ЮАТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр

№	Типы: подтипы СВ	Поверхностная СЗ	Промежу- точная СЗ	Глубинная СЗ	Придонная СЗ
X	Североатлантическая тропическая:				
1	северо-западный	САТ, САУ	-	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
2	средиземноморский	САТ, САУ	СрП, САП	- , ГлПрСА	АнПр
3	карибско-мексиканский	САТ, САУ	ЮАП	ГлСА, -	-
4	юго-западный	САТ, САУ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
5	юго-восточный	САТ, САУ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
XI	Североатлантическая субтропическая <sup>1</sup> :				
1	западный	ПЗ, САУ	САП	- , ГлПрСА	АнПр
2	центральный	САТ/САУ	САП	- , ГлПрСА	АнПр
3	средиземноморский	САТ/САУ	СрП, САП	- , ГлПрСА	АнПр
XII	Североатлантическая умеренных широт:				
1	лабдорско-гренландский	САУ	АП, САП	- , ГлПрСА	-
2	нюфаундлендский	ПЗ	САП	- , ГлПрСА	-
3	североатлантический	САУ	САП	- , ГлПрСА	АнПр
4	центральный	САУ	САП	- , ГлПрСА	АнПр
	средиземноморский:				
5с	северный	САУ	СрП, САП	- , ГлПрСА	-
5ю	южный	САУ	СрП, -	- , ГлПрСА	АнПр
XIII	Субарктическая <sup>1</sup> :				
1	северный	САУ/А	АП, САП	- , ГлПрСА	-
2	южный	ПЗ/А	АП, САП	- , ГлПрСА	АнПр
XIV	Арктическая:				
1	южный	ПЗ	АП, САП	- , ГлПрСА	АнПр
2	основной	А	АП, САП	-	ГлПрСА
3	Баффиново море	А	АП, -	-	ГлПрСА
XV	Норвежская				
		САУ	-	-	АП

Примечание. <sup>1</sup> – В поверхностной СЗ в числителе показаны поверхностные ВМ в теплый, знаменателе – холодный сезон своего полушария.

<sup>2</sup> – Подтипы данного типа характеризуются одним и тем же сочетанием ВМ по вертикали, но отличаются степенью их трансформации.

### 3. БИОГЕОГРАФИЯ ОКЕАНА

В восьмой главе рассматриваются океанологические основы формирования зон биологической продуктивности. Биологическая продуктивность водоема зависит от его природы, т.е. от всего комплекса абиотических условий (факторов) (Марти, Мартинсон, 1969). Основными из которых являются: освещенность, концентрация биогенных элементов, термические условия и плотностная стратификация (Берникова, 1980; Елизаров, 1981, Парсон и др., 1982). Используя данные о величине относительной прозрачности в Атлантическом океане для февраля и августа (Атлас Океанов, 1977) и таблицу соответствия между величиной условной (относительной) прозрачности  $d$  и глубиной компенсационной силы света (нижней границей эуфотического слоя)  $D_k$  (Раймонт, 1983), построены карты топографии нижней границы эуфотического слоя для центральных месяцев холодного и теплого сезонов и среднего года. Эти карты могут служить косвенным показателем биологической продуктивности вод открытого океана, поскольку там, где биологическая продуктивность низка, велика относительная прозрачность, а, следовательно, и толщина эуфотического слоя.

Известно, что в процессе фотосинтеза растения активно поглощают биогенные элементы, которые на определенном этапе могут оказывать лимитирующее воздействие. Одним из важных элементов, определяющих интенсивность фотосинтеза фитопланктона, является фосфор.

Сопоставление карт распределения фосфатов в Атлантическом океане, составленных Б.В. Волостных (1977) для двух сезонов или построенных нами по данным Национального Океанографического центра данных США (Conkright et al., 1994) для среднего года, и картами топографии нижней границы эуфотического слоя и использование лимитирующего количества содержание фосфатов для холодноводных видов – 0,50 мкг-ат P/л, а для тепловодных – 0,30 мкг-ат P/л (Волковинский, 1968; Раймонт, 1983) позволило выделить в океане области с лимитирующим фотосинтез содержанием фосфатов для тепловодных и холодноводных видов фитопланктона в феврале, августе и для среднего года. На большей части Атлантики (умеренные и высокие северные и южные широты и восточная часть тропической зоны) содержание фосфатов в эуфотическом слое превышает названные выше лимитирующие значения. Районы лимитирующего содержания для тепловодных видов отмечаются в прибрежной зоне в

западной части Центральной Атлантики и в открытом океане в восточной части субтропической зоны Южной Атлантики. Район лимитирующего содержания фосфатов для холодноводных видов значительно шире – вся Центральная Атлантика, за исключением восточной части тропической зоны. Сезонная динамика районов лимитирующего содержания фосфатов выражена достаточно слабо. От февраля к августу увеличиваются области лимитирующего содержания фосфатов для тепловодных видов (прибрежная – вдоль восточных берегов Северной и Южной Америки и океаническая – восточная часть субтропической зоны Южной Атлантики) и уменьшается регион для холодноводных (восточная граница на  $5-7^\circ$  отступает на запад). По данным (Conkright et al., 1994) области лимитирующего содержания для холодноводных видов несколько больше, а для тепловодных видов – значительно больше (на порядок и более), чем по данным Волостных (1977). Аналогичные карты лимитирующего содержания для среднего года получены по азоту и кремнию.

Проведенный кластерный анализ между осредненными за год в  $5^\circ$ -х трапециях гидрохимическими (фосфор P, азот N и кремний Si на глубине компенсационной силы света  $D_k$  – нижней границе эуфотического слоя) и биологическими (биомасса сестона – B в слое 0-100 м и первичной продукции – PP в слое 0- $D_k$ ) параметрами, позволяет утверждать, что стехиометрические соотношения P:N:SI в океане меняются от района к району, что находится в соответствии с результатами ряда авторов для отдельных регионов (Сапожников, 1995; Семина, 1974; Richards, 1958). Не остаются постоянными также и величины лимитирующего фотосинтез содержания биогенов, предложенные В.В. Волковинским (1968). Для северных высоких и умеренных широт эти критерии вполне приемлемы. Для Центральной Атлантики величины лимитирующего фотосинтез содержания биогенов по В.В. Волковинскому оказались в 3-4 раза ниже, а для южных умеренных и высоких широт, наоборот, в 3-4 выше объективно полученных нами. Кроме того, кремний не является лимитирующим элементом к северу от  $35^\circ$  с.ш., что подтверждает такую точку зрения Буркальцевой и Пономаревой (1976); а фитопланктон к северу от антарктической конвергенции наименее обеспечен азотом, что подтверждает достоверность результатов Сапожникова (1995).

В девятой главе рассматривается биологическая продуктивность океана и схемы распределения зон различной биологической продуктивности. На основании среднегодовых карт распределения биомассы сестона (Богоров и др., 1968) и первичной



продукции (Кобленц-Мишке и др., 1968) и данных более поздних лет (Богоров и др., 1973; Грузов, 1973; Фомин, 1973, Чмыр, 1971) в Атлантическом океане выделены четыре типа зон биологической продуктивности: **высоко-, средне-, малопродуктивные и бедные** (Дубравин, 1993б). Появление новых, не учтенных нами ранее данных (особенно для Атлантической части Антарктики) по распределению первичной продукции (Шуляковский, 1985а-д; Berger et al., 1989) и биомассы мезо- (Воронина, 1984; Хромов, 1986) и макропланктона (Любимова, 1985; Парфенович, 1982; Шнар, 1998) позволили уточнить нашу схему (рис. 6). Кроме того, синтез годовых карт лимитирующего содержания биогенов позволил выявить зоны различной потенциально биологической продуктивности (**ЗПБП**) (их также четыре типа). В географии ЗПБП и ЗБП отмечаются два типа зональности: широтная (Богоров, 1974) и циркумконтинентальная (Гершанович, 1976, 1979). Первый четко проявляется в последовательной смене зон от бедной до высокопродуктивной с продвижением от тропических широт к полярным. Второй, характеризуется увеличением продуктивности с приближением к побережьям материков, приурочен к Тропической Атлантике.

Первопричиной формирования ЗБП выступают факторы гидродинамические. Высокопродуктивные районы приурочены к участкам с восходящими потоками, наиболее мощными во фронтальных зонах – границах ВМ, а малопродуктивные и бедные – к участкам с нисходящими потоками – центрам антициклональных вихрей с вертикальной осью (Доманевский, 1998; Елизаров, 1986). Поэтому неудивительно, что при сопоставлении схем распределения ВМ и ЗБП на поверхности Атлантического океана выявляется определенное их соответствие. В самом деле, бедные зоны наблюдаются в центрах САТ и САУ; малопродуктивные зоны отмечаются, в основном, на периферии САТ и САУ, а также связаны с Ан; среднепродуктивные встречаются вблизи берегов и в открытом океане – на периферии фронтальных зон; наконец, высокопродуктивные зоны приурочены к арктической, субарктической, северной и южной полярным и западной и восточной экваториальным фронтальным зонам. Однако для исключения субъективных оценок связи был проведен кластерный анализ между термохалинными (ТПО и СПО) и биологическими (биомасса сестона – В в слое 0-100 м и первичной продукции – РР в слое 0-D<sub>к</sub>) параметрами, осредненными за год в 5°-х трапециях, подтвердивший количественные оценки характеристик, выделенных с помощью статистического T<sub>s</sub>-анализа ВМ. Кроме того, можно утверждать, что объединение дан-

ных распределения первичной продукции и биомассы мезопланктона в слое 0-100 м в общую схему биологической продуктивности Атлантического океана вполне правомерно; что процессы продуцирования в Атлантическом океане в разных районах протекают по-разному в соответствии с распределением ВМ и их взаимодействием в горизонтальном и вертикальном направлениях.

В целом Южная Атлантика, лучше обеспеченная биогенными элементами, имеет значительно большую потенциальную продуктивность, чем Северная. По нашим оценкам, годовая продукция фитопланктона для собственно Атлантического океана составила  $7,21 \times 10^9$  т (3,70 и 3,51 Гт соответственно для северной и южной его частей) или в среднем за год  $81,9 \text{ г С} \times \text{м}^{-2} \times \text{год}^{-1}$  (87,4 и 76,8  $\text{г С} \times \text{м}^{-2} \times \text{год}^{-1}$ ); для Атлантического океана с северной границей по 70° с.ш. составила –  $7,39 \times 10^9$  т (3,88 и 3,51 Гт) или в среднем за год  $82,9 \text{ г С} \times \text{м}^{-2} \times \text{год}^{-1}$  (89,4 и 76,8  $\text{г С} \times \text{м}^{-2} \times \text{год}^{-1}$ ). По нашим оценкам, осредненная за год величина биомассы – запас мезопланктона в слое 0-100 м для собственно Атлантического океана в сыром весе составляет  $1,01 \times 10^9$  т (0,53 и 0,48 Гт), или  $11,46 \text{ т} \times \text{км}^{-2}$  (12,55 и 10,45  $\text{т} \times \text{км}^{-2}$ ); для Атлантического океана с северной границей по 70° с.ш. –  $1,04 \times 10^9$  т (0,56 и 0,48 Гт), или  $11,64 \text{ т} \times \text{км}^{-2}$  (12,88 и 10,45  $\text{т} \times \text{км}^{-2}$ ). Таким образом, хотя Южная Атлантика и имеет значительно большую потенциальную продуктивность, ее реальная биологическая продуктивность все же ниже, чем Северной как по абсолютным величинам, так и отнесенным к единице площади.

В настоящее время получить четкую картину распределения ЗБП по сезонам затруднительно. Тем не менее, можно утверждать, что сезонные особенности ЗБП связаны в основном с сезонной изменчивостью гидрометеорологических процессов (Аржанова, Буркальцева, 1986; Дубравин, Зубин, 1997). Так, например, для восточной тропической Атлантики нами ранее было показано, что наименьшие значения биологических характеристик (величина первичной продукции, численность и биомасса фито- и зоопланктона) в экваториальной и южной тропической зонах открытого океана наблюдаются в теплый сезон (декабрь-май). С усилением ЮВП (июнь-июль) наблюдаются максимальные значения указанных характеристик. С ослаблением пассатного потока (конец октября-ноябрь) они понижаются. В северо-восточной тропической Атлантике сезонность биологических процессов сдвинута по фазе на полгода, и максимальные значения биологических характеристик наступают в период усиления

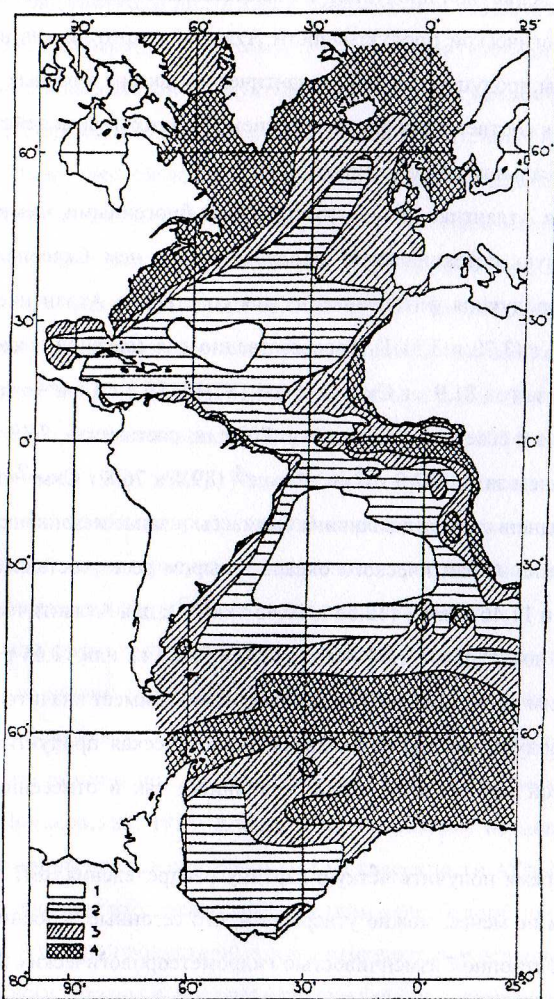


Рис. 6. Зоны различной биологической продуктивности: 1 - бедные, 2 - мало-, 3 - средне-, 4 - высокопродуктивные.

северо-восточного пассата (январь-февраль). С сезонной изменчивостью циркуляции ВМ связано также распределение промысловых скоплений рыб и их сезонная миграция. Перемещения фронтальных зон вызывают перемещения областей восходящих движений вод, к которым приурочены районы высоких значений численности и био-

массы фито- и зоопланктона, за которыми следуют планктофаги, а вслед за ними и хищники.

### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

1. Главные факторы, определяющие пространственно-временную термохалинную изменчивость вод собственно Атлантического океана – составляющие пресноводного баланса, температура (ТПО) и соленость (СПО) поверхности океана, Северо-Атлантическое колебание (САК) и метеорологический экватор – рассмотрены на обширном климатологическом материале, даны количественные оценки их долгопериодной изменчивости, а именно:

– В сезонной изменчивости основных факторов, кроме интенсивности Азорского максимума (АМ), как показал гармонический анализ, преобладает годовая волна. Сезонный ход (СХ) давления в центре АМ описывается полугодовой гармоникой с максимумами вблизи дат солнцестояний. Сезонная изменчивость ТПО и СПО почти повсеместно, исключая экваториальный, арктический и антарктический районы, определяется годовой волной, вклад которой с глубиной уменьшается. Амплитуда годовых волн температуры и солености меньше поверхностной на горизонте 100 м в 4-5 раз, на горизонте 250 м – в 15-20 раз – для  $T$  °С м и в 7-12 раз – для S. В исключительных районах преобладает полугодовая волна, с той же тенденцией по глубине, что и годовая.

– Сезонная изменчивость ТПО в Атлантическом океане играет определяющую роль в низкочастотных колебаниях. Вклад СХ в дисперсию исходного ряда по данным COADS в среднем для Северной Атлантики  $\geq 80\%$  и отличается большой устойчивостью во времени (последние 100-120 лет). Такая же устойчивость СХ отмечена и для атмосферного давления, не только в центрах ИМ и АМ, но и для всего Атлантического океана.

– Характер связи между годовым ходом гидрометеозлементов между собой и годовым ходом внешних сил: потенциала приливообразующих сил Луны и Солнца (ППОСЛиС) и угловой скорости суточного вращения Земли (Lod) подтверждает точку зрения, ставшую уже классической, о том, что сезонные колебания ТПО создаются, прежде всего, годовым ходом солнечной радиации, а также изменчивостью вертикальной и горизонтальной циркуляции вод, а сезонные колебания СПО определяются

рядом физико-географических процессов, связанных с составляющими пресноводного баланса и циркуляцией атмосферы и океана. Но теперь это утверждение подкреплено количественными оценками связей между сезонной изменчивостью гидрометеорологических параметров и внешних сил.

– Межгодовая изменчивость (МИ) ТПО Северной Атлантики обладает невысокой долей энергии в спектре низкочастотных колебаний. Вклад МИ в дисперсию исходного ряда по данным COADS в среднем для Северной Атлантики ~ 5%.

– Соотношения между вкладами сезонной и межгодовой изменчивости в дисперсию исходного ряда в Северной и Центральной Атлантике находятся в обратной зависимости, причем максимальные относительные значения дисперсии СХ (минимальные относительные значения дисперсии МИ) достигаются в районах, где минимальна роль адвективных факторов. Сравнение полученных оценок составляющих низкочастотной изменчивости ТПО Северной Атлантики по данным кораблей погоды с оценками в двух- и пятиградусных трапециях показало, что увеличение пространственного осреднения на большей части акватории уменьшает дисперсию как исходных рядов, так и сезонной и межгодовой изменчивости, однако относительный вклад СХ при этом возрастает, а вклад МИ меняется мало.

– Оценки межгодовой изменчивости ТПО Северной Атлантики, полученные разными авторами и нами, свидетельствуют об устойчивости во времени и пространстве межгодовых колебаний за последние 100-120 лет.

– Наиболее характерными масштабами МИ для параметров барических центров и индекса САК являются квазидвухлетняя, 3-4-, 5-6-, 7-8-, 10-12- и 18-22-летние периодичности, статистически значимые при уровне 0,80. Для внешних сил и ТПО в квадратах Смеда с помощью фильтра Баттерворта выделены квазицикличности 2-, 4-, 7- и 11-летние, присутствующие повсеместно. Квазипятилетние циклы имеют место в квадратах Смеда (А, В, Е, I, J, К и N). Для внешних сил и переноса вод через Фареро-Шетландский пролив выделены квазицикличности 2-, 4- и 5-летние, присутствующие в переносах на север, юг и результирующем, 11-летние – в переносах на север и результирующем, 14-летние – в переносе на юг.

– Наибольшими амплитудой, вкладом дисперсии в межгодовую изменчивость отличаются квазипятилетние цикличности переноса вод на север и квазидвухлетние – результирующего и переноса на юг. Наименьшими амплитудой и дисперсией харак-

теризуются квазичетырехлетние колебания переносов на север и на юг и квазиодинадцатилетние – результирующего. Для ТПО в квадратах Смеда наибольшие амплитуда и дисперсия – в квазипятилетних периодичностях, наименьшие – в квазидвухлетних.

– Для спектральных составляющих внешних сил (W, ППОСЛиС и Lod), а также для переноса вод через Фареро-Шетландский пролив и ТПО в квадратах Смеда характерно наличие пульсаций, т.е. чередование периодов наибольших изменений амплитуды и почти полного их затухания. При этом моменты наибольших изменений и затухания в разных циклах не совпадают, как в пределах одной квазицикличности, так и отдельного переноса или одного квадрата. Выделенные характерные квазицикличности, по крайней мере, в диапазоне 2-30 лет (а, вероятно, и в более низкочастотной части спектра), создаются одновременным влиянием как механизма взаимодействия океана и атмосферы, так и внешних геокосмических сил, т.е. подтверждается гипотеза Г.К. Ижевского (1964).

– Показано присутствие "вековых" циклов изменения положения барических центров, колебания их интенсивности, а также ТПО и СПО в Северной Атлантике с периодом около 80-90 лет. "Вековые" циклы циркуляции атмосферы и океана связываются, главным образом, с "вековым" ритмом солнечной активности.

2. На акватории Атлантического океана основными водными массами являются:

– Поверхностные – арктическая (А); североатлантические: умеренных широт (САУ) и тропическая (САТ); экваториальные: западноатлантическая (ЗАЭ) и восточноатлантическая (ВАЭ); южноатлантические: тропическая (ЮАТ) и умеренных широт (ЮАУ); антарктическая (Ан) ВМ.

– Промежуточные – антарктическая (АнП), южноатлантическая (ЮАП), североатлантическая (САП), средиземноморская (СрП) и арктическая (АП) ВМ.

– Глубинные – глубинная североатлантическая (ГлСА) и глубинно-придонная североатлантическая (ГлПрСА) ВМ.

– Придонные – антарктическая (АнПр) и водная масса Баффина моря (БПр).

3. Временная изменчивость поверхностных и промежуточных ВМ Атлантики характеризуется основными причинно-следственными связями:

– Положение поверхностных вод определяется атмосферной циркуляцией и ее сезонной изменчивостью. В период развития юго-восточного пассата (ЮВП) (август)

наблюдается максимальное распространение ЗАЭ, ЮАТ, ЮАУ; во время развития северо-восточного пассата (СВП) (март) – А, САТ, ВАЭ и Ан. САУ занимает максимальную площадь в мае-июле. При усилении ЮВП от марта к августу происходит перемещение границ всех поверхностных водных масс к северу. При усилении СВП – к югу.

– Положение ядер вышеперечисленных поверхностных ВМ является устойчивым во времени и пространстве и, в первом приближении, не зависит от масштаба осреднения термохалинных характеристик. Это подчеркивает объективность предложенной нами классификации поверхностных ВМ для всей Атлантики: соответствие географической действительности (по данным разных массивов с помощью статистического T,S-анализа получают аналогичные распределения) и не противоречие взглядам Свердруп (1942) или О.И. Мамаева (1960) («центральная» ВМ – результат смешения умеренных и тропических вод), но отличается от них более корректной географической терминологией.

– СрП максимального распространения достигает в сентябре-ноябре, а САП – в марте-августе. Наименьшую акваторию СрП занимает в июне-августе, САП – в сентябре-ноябре.

– Для рядов среднегодового процентного содержания поверхностных (САТ и САУ) и промежуточных (САП и СрП) ВМ выявлены квазидвухлетняя, 5- и 10-летние периодичности, статистически значимые или близкие к значимости при уровне 0,80 (подобные цикличности отмечались и для СПО в Северо-Восточной Атлантике (Becker et al., 1997). Характер межгодовой изменчивости процентного содержания этих ВМ меняется от региона к региону, как и ТПО Северной Атлантики.

4. Структура вод Атлантического океана в результате подробного анализа представлена так:

– Пространственное взаимодействие водных масс формирует четырнадцать типов структуры вод (СВ) – антарктический; субантарктический; южноатлантические: умеренных широт, субтропический, тропический; восточноатлантические: субэкваториальный, экваториальный; западноатлантические: экваториальный, субэкваториальный; североатлантические: тропический, субтропический, умеренных широт; субарктический; арктический.

– Во всех типах СВ, кроме субантарктического и восточноатлантического экваториального, в зависимости от топографии и рельефа дна, общеокеанической циркуляции с ее локальными отличиями, выделены подтипы.

– Устойчивость всех типов СВ Северной Атлантики во времени и пространстве является их неотъемлемым свойством.

5. Биопродуктивность вод Атлантического океана рассмотрена во взаимосвязи с термохалинными характеристиками океана:

– На картах-схемах распределения зон различной потенциально биологической продуктивности (ЗПБП) и биологической продуктивности (ЗБП), выделены высоко-, средне-, малопродуктивные и бедные зоны. В географии ЗПБП и ЗБП на схемах отмечаются два известных типа зональности: широтная (Богоров, 1974) и циркумконтинентальная (Гершанович, 1976). Первый тип четко проявляется в последовательной смене зон от бедной до высокопродуктивной с продвижением от тропических широт к полярным. Второй – характеризуется увеличением продуктивности с приближением к побережьям материков, приурочен к Тропической Атлантике. В целом Южная Атлантика имеет значительно большую потенциальную продуктивность, чем Северная. Годовая продукция фитопланктона для собственно Атлантического океана составила  $7,21 \times 10^9$  т (3,70 и 3,51 Гт соответственно для северной и южной его частей), или в среднем за год  $81,9 \text{ гС} \times \text{м}^{-2} \times \text{год}^{-1}$  (87,4 и  $76,8 \text{ гС} \times \text{м}^{-2} \times \text{год}^{-1}$ ). Осредненная за год величина биомассы – запас мезопланктона в слое 0-100 м для собственно Атлантического океана в сыром весе составляет  $1,01 \times 10^9$  т (0,53 и 0,48 Гт), или  $11,46 \text{ т} \times \text{км}^{-2}$  (12,55 и  $10,45 \text{ т} \times \text{км}^{-2}$ ). Южная Атлантика, несмотря на значительно большую потенциальную продуктивность, имеет реальную биологическую продуктивность ниже, чем Северная, как по абсолютным величинам, так и отнесенным к единице площади.

– Кластерный анализ между осредненными за год в  $5^\circ$ -х трапециях параметрами гидрохимическими (фосфор P, азот N и кремний Si на глубине компенсационной силы света  $D_k$  – нижней границе эуфотического слоя) и биологическими (биомасса сестона – В в слое 0-100 м и первичной продукции – PP в слое 0- $D_k$ ) показал, что стехиометрические соотношения P:N:SI в океане меняются от района к району. Не остаются постоянными также и величины лимитирующего фотосинтез содержания биогенов, предложенные В.В. Волковинским (1968). Если для северных высоких и умеренных широт эти критерии вполне приемлемы, то для Центральной Атлантики величи-

ны лимитирующего фотосинтез содержания биогенов по В.В. Волковинскому оказались в 3-4 раза ниже, а для южных умеренных и высоких широт, наоборот, в 3-4 раза выше объективно полученных нами. Кроме того, кремний не является лимитирующим элементом к северу от 35° с.ш. (подтверждается точка зрения Буркальцевой и Пономаревой, 1976), а фитопланктон к северу от антарктической конвергенции наименее обеспечен азотом (подтверждается достоверность результатов Сапожникова, 1995).

– Кластерный анализ между термохалинными (Т и S) на поверхности океана и биологическими (биомасса сестона – В в слое 0-100 м и первичной продукции – РР в слое 0-D<sub>к</sub>) параметрами, среднегодовыми в 5°-х трапециях, подтвердил количественные оценки Т,S-соотношений и Т,S-индексов ВМ, выделенных с помощью статистического Т,S-анализа. Показана правомерность объединения карт распределения первичной продукции и биомассы мезопланктона в слое 0-100 м в общую схему биологической продуктивности Атлантического океана. Процессы продуцирования в Атлантическом океане в разных районах протекают по-разному, в соответствии с распределением ВМ и их взаимодействием в горизонтальном и вертикальном направлениях.

– Сезонность биологических процессов для восточной тропической Атлантики проявляется так: в южной части (к югу от метеорологического экватора в открытом океане) наименьшие значения биологических характеристик (величина первичной продукции, численность и биомасса фито- и зоопланктона) наблюдаются в теплый сезон (декабрь-май). Максимальные значения указанных характеристик наблюдаются в июне-июле в связи с усилением ЮВП. С ослаблением пассатного потока (конец октября-ноябрь) биологические показатели понижаются. В северо-восточной тропической Атлантике (севернее метеоэкватора) сезонность биологических процессов сдвинута по фазе на полгода, и максимальные значения биологических характеристик наступают в период усиления СВП (январь-февраль).

– Распределение промысловых скоплений рыб и их сезонная миграция также связаны с сезонной изменчивостью циркуляции ВМ. Перемещение фронтальных зон вызывает перемещение областей восходящих движений вод с приуроченными к ним районами высоких значений численности и биомассы фито- и зоопланктона, за которыми следуют планктофаги, а вслед за ними и хищники.

В целом, проведенное нами исследование крупномасштабной пространственно-временной термохалинной изменчивости вод Атлантического океана и причин, ее

вызывающих, а также рассмотрение связи между гидродинамическим состоянием океана и распределением зон биологической продуктивности на обширном климатологическом материале, позволило количественно подтвердить достоверность отдельных звеньев в схеме последовательной соподчиненности влияния долгопериодной изменчивости внешних сил космического и геофизического происхождения на систему «атмосфера-океан-биосфера»: солнечные и другие космические факторы → движение Земли по годовой орбите → изменение скорости суточного вращения Земли  $Lod$  → появление относительного момента импульса атмосферы  $h$  → изменчивость циркуляции атмосферы → изменчивость термохалинных характеристик на поверхности океана → изменчивость циркуляции океана → изменчивость экологических процессов (биологических характеристик – первичной продукции, численности и биомассы фито- и зоопланктона).

#### *Основные публикации по теме диссертации:*

1. О водных массах Юго-Восточной части Атлантического океана. Океанология, 1972, Т. 12, Вып. 5, с. 780-786 (соавтор С.Е. Навроцкая).
2. Характеристика термохалинной структуры вод в юго-восточной части Атлантического океана. Тр. ИОАН, 1973, Т. 95, с. 39-59 (соавторы Е.И. Баранов и С.Е. Навроцкая).
3. Структура вод юго-восточной тропической Атлантики. I съезд советских океанологов. Физика океана. Морская техника. Тез. докл. Вып. I. М.: Наука, 1977, с. 58.
4. Сезонная изменчивость поверхностных водных масс Юго-Восточной Тропической Атлантики и промысел. Вопросы промысловой океанологии Мирового океана. Тез. докл. V Всес. конф. Калининград, 1979б, с. 30-31.
5. Циркуляция вод и зоны повышенной биологической продуктивности в Юго-Восточной Тропической Атлантике. II Всес. съезд океанологов. Биология океана. Тез. докл. Вып. 5, ч. I. Севастополь, 1982, с. 58-60.
6. Поверхностные водные массы тропической Атлантики. Океанология, 1984, Т. 24, Вып. 6, с. 880-888 (соавтор С.Е. Навроцкая).
7. Поверхностные водные массы Атлантического океана. Комплексное изучение открытой части Атлантического океана. Л.: ГО СССР, 1986. с. 36-40.
8. Поверхностные водные массы Атлантического океана. III съезд Сов. океанологов. Физика и химия океана. Климат, взаим. океан-атмосфера. Тез. докл. Л.: Гидрометеоиздат, 1987а, с. 112-113.

9. Глубинные воды Атлантического океана. Комплексное изучение природы Атлантического океана. Тез. докл. 4 обл. конф. Геогр. об-ва СССР. Калининград, 1987б, с. 47-48.

10. Особенности распространения подповерхностного максимума солености в тропической зоне Атлантического океана. Океанология, 1987, Т. 27, Вып. 2, с. 197-203 (соавтор С.Е. Навроцкая).

11. Структура вод Атлантического океана. Комплексное изучение природы Атлантического океана. Тез. докл. 5 обл. конф. Геогр. об-ва СССР. Калининград, 1989а, с. 65-66.

12. Придонные воды Атлантического океана. Комплексное изучение природы Атлантического океана. Тез. докл. 5 обл. конф. Геогр. об-ва СССР. Калининград, 1989б, с. 72-73.

13. Сравнительная характеристика динамики вод в ЮВ тропической части Атлантического и Тихого океанов. География Мирового океана на службе рационального использования морских ресурсов. Тез. докл. IV Всес. конф. по геогр. Мирового океана. Ленинград, 1989, с. 44-45 (соавтор И.С. Берман).

14. Водообмен через северную границу Атлантического океана. Комплексное изучение природы Атлантического океана. Тез. докл. 6 регион. конф. Рус. геогр. об-ва. Калининград, 1991, с. 61-62.

15. Зоны биологической продуктивности и структура вод Атлантического океана. Тез. докл. IX науч. конф. по пром. океанологии. М.: ВНИРО, 1993, с. 25-26.

16. Об эволюциях Северо-Атлантического колебания. М.: Деп. ВИНТИ № 183-В 94, 1994а, 56 с.

17. Атлас структур вод и зон биологической продуктивности Атлантического океана. М.: Деп. ВИНТИ № 1146 – В 94, 1994б, 95 с.

18. О промежуточных водных массах Северо-Западной Атлантики. Проблемы физической и экономической географии Калининградского региона. Калининград, 1995, с. 110-116 (соавтор С.Е. Навроцкая).

19. Долгопериодная изменчивость температуры поверхности океана (ТПО) умеренной зоны Северной Атлантики. М.: Деп. ВИНТИ № 675 – В96, 1996а, 102 с. (соавторы В.Д. Егорихин, А.Б. Зубин, С.Е. Навроцкая).

20. Долгопериодная изменчивость характеристик поверхностных и промежуточных водных масс умеренной зоны Северной Атлантики. М.: Деп. ВИНТИ № 3017-В96, 1996б, 62 с. (соавторы В.Д. Егорихин, А.Б. Зубин, С.Е. Навроцкая).

21. Зоны биологической продуктивности океана в связи с долгопериодной изменчивостью гидрометеорологических характеристик. X международная конференция по промысловой океанологии. Тез. докл. М.: ВНИРО, 1997, с. 47 (соавтор А.Б. Зубин).

22. Атлас пресноводного баланса Атлантического океана. М.: Деп. ВИНТИ № 2668-В97, 1997, 138 с.

23. Биологическая продуктивность Атлантического океана // Международная научно-техническая конференция посвященная 40-летию пребывания КГТУ на калининградской земле и 85-летию высшего рыбохозяйственного образования в России (17-19 ноября 1998 г.): сб. тез. докл. Ч. 1. – Калининград, 1999, с. 84-85.

24. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Атлантического океана – Деп. в ВИНТИ № 1195-В99, 1999, 93 с. (соавторы В.Д. Егорихин и С.Е. Навроцкая).

25. Взаимосвязь солености и составляющих пресноводного баланса на поверхности Атлантического океана. Тр. РГГМУ, 1999, Вып. 122, с. 18-31.

26. Потенциально продуктивные зоны Атлантического океана. XI Всероссийской Конференции по промысловой океанологии: Тез. докл. М.: ВНИРО, 1999, с. 19-20.

27. Атлас гармонических постоянных сезонной изменчивости термохалинных характеристик деятельного слоя Атлантического океана – Деп. в ВИНТИ № 211-В99, 1999, 146 с. (соавтор С.Е. Навроцкая).

28. Меридиональный перенос пресноводной составляющей в Атлантическом океане и его внутригодовая изменчивость. Океанология, 2000, Т. 40, № 1, с. 5-14.

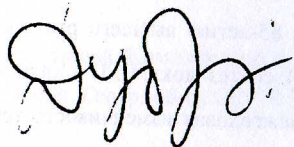
29. Метеорологический экватор в Атлантическом океане и его долгопериодная изменчивость. Международная научная конференция посвященная 70-летию основания Калининградского государственного технического университета (17-19 октября 2000 г.): Материалы ч. I, Калининград, 2000, с. 373-375.

30. Водообмен через Фареро-Шетландский пролив и его долгопериодная изменчивость – Деп. ВИНТИ № 2126-В00, 2000, 113 с. (соавтор С.Е. Навроцкая).

31. Особенности долгопериодной изменчивости гидрометеорологических элементов над Северной и Центральной Атлантикой. Тез. докл. 10-й региональной конференции. Калининград, 2001, с. 14. (соавтор С.Е. Навроцкая).

32. Атлас гармонических постоянных сезонной изменчивости гидрометеорологических элементов Северной и Центральной Атлантики. Деп. ВИНТИ № 1701-В01, 2001, 217 с. (соавтор С.Е. Навроцкая).

33. Поверхностные водные массы и формирование зон биологической продуктивности Атлантического океана. СПб.: Гидрометеиздат, 2001, 116 с.



Владимир Филиппович Дубравин

КРУПНОМАСШТАБНЫЙ ТЕРМОХАЛИННЫЙ РЕЖИМ ВОД И  
ФОРМИРОВАНИЕ ЗОН БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ  
АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

25.00.28 – ОКЕАНОЛОГИЯ

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени  
доктора географических наук

Подписано в печать 24.01.02 г. Формат 60x90 1/16.

Бумага для множительных аппаратов. Ризограф. Усл. печ. л. 3,0.

Уч.-изд. л. 2,6. Тираж 100 экз. Заказ № 465.

Калининградский государственный технический университет

236000, г. Калининград, Советский пр-т. 1.