

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

*Вян
99*

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ
ПРОЦЕССЫ В ПРОМЫСЛОВЫХ
РАЙОНАХ СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ
АТЛАНТИКИ

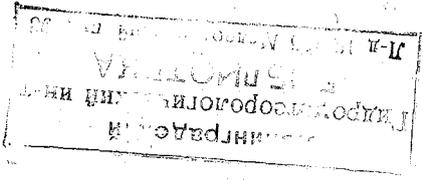
СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ
(международный)

343453

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1987

© Ленинградский гидрометеорологический институт (ЛГМИ), 1987



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: проф. Н. П. Смирнов, ответственный редактор (ЛГМИ); Ю. В. Сулягов (ЛГМИ); М. Н. Масловский (ЛГМИ); К. В. Кондратович (ЛГМИ); Г. И. Лука (ЛГМИ); В. Н. Яковлев (ЛГМИ); А. С. Аверкиев, ответственный секретарь (ЛГМИ).

205

В сборник вошли статьи, посвященные методам расчета и прогноза гидрометеорологических условий и состояния промысловых объектов в Атлантическом океане. Рассмотрены возможности и перспективы развития взаимодействия ЛГМИ и организаций Министерства рыбного хозяйства СССР по гидрометеорологическому обеспечению рыболовства. Сборник рассчитан на научных сотрудников, аспирантов и студентов гидрометеорологических институтов, инженеров-океанологов и других специалистов, работающих в области обеспечения морского рыбного промысла. Изд. 39, Табл. 17, Вып. 152.

Гидрометеорологические процессы в промысловых районах Северной и Южной Атлантики. Сборник научных трудов (межвузовский). — Л., изд. ЛГМИ, 1987, вып. 99, 157 с. (ЛГМИ).

УДК 551.465

135

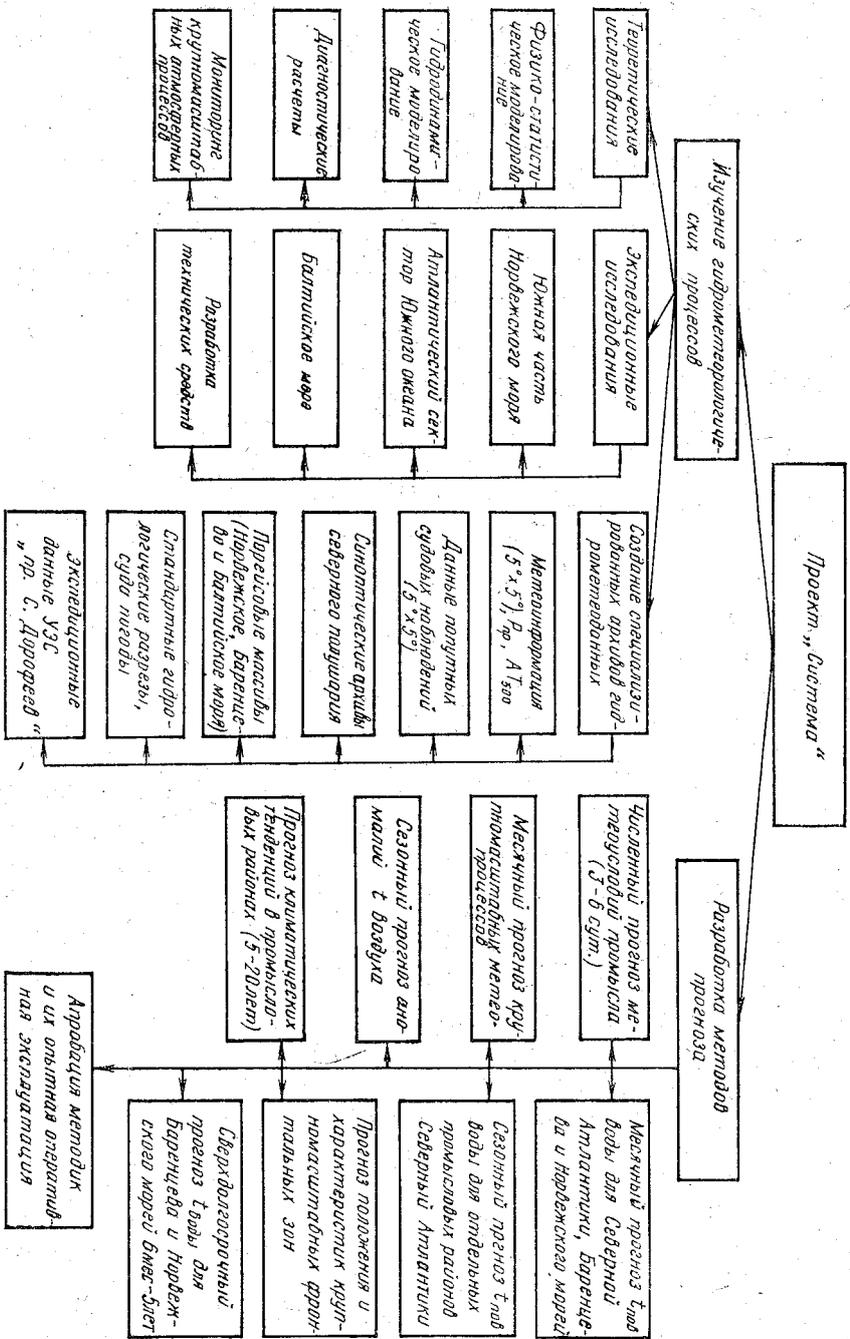
06
178

ПРЕДИСЛОВИЕ

На протяжении многих лет в Ленинградском гидрометеорологическом институте проводились исследования метеорологических и океанологических процессов на акватории Атлантического океана и прилегающих морей Северо-Европейского бассейна. Значительная часть этих исследований велась на основе хозяйственных договоров, тематика которых определялась интересами научно-производственных организаций различного ведомства и носила в определенной степени фрагментарный характер, что не могло не сказаться на эффективности проводимых институтом научных исследований в этом направлении. Однако, благодаря созданию к началу 80-х годов научному заделу и сформировавшемуся научному коллективу, стало возможным пересмотреть полученные результаты в рамках единой научной концепции в связи с задачей формирования гидрометеорологического режима океанских и морских акваторий и прогнозирования его развития на перспективу и разработать комплексную программу научных исследований с учетом реальных технических и кадровых возможностей. Программа получила название «Теоретические и экспериментальные исследования взаимосвязи гидрометеорологических процессов в энергетических и биопродуктивных районах Мирового океана, разработка методов и проведение расчетов и прогнозов элементов режима этих районов с целью повышения эффективности гидрометеорологического обеспечения отраслей народного хозяйства» и включена самостоятельным заданием в программу исследований Мирового океана под шифром Проект «Система».

Основная идея Проекта состоит в проведении исследований по всему диапазону масштабов изменчивости гидрометеорологических процессов в районах Северной Атлантики и сопряженных Норвежского, Баренцева, Балтийского и Черного морей и Атлантике-теории формирования метеорологических и гидрологических режимов, методов прогнозирования развития процессов и путей различных масштабов, в том числе сверхдлительной (несколько лет) заглавремениности. Общее представление о характере и региональной принадлежности выполняемых работ по проекту дает прилагаемая ниже блок-схема.

В первом разделе исследователейской части Проекта предполагается изучить крупномасштабные гидрометеорологические процессы в Северной Атлантике, формирующие Норвежскую энтро-



активную зону (температура воды и воздуха, характеристики об-мена океана с атмосферой, волнового багаса атмосферы, облачно-сти, оптические свойства безоблачной и облачной атмосферы), а также особенности формирования биопродуктивных районов Северной Атлантики и примыкающих морей во взаимосвязи с из-меняемостью пропусков в Норвежской энергетической зоне на основе теоретических и экспериментальных исследований.

Второй раздел исследовательской части Проекта направлен на исследование особенностей гидрометеорологических процессов в биопродуктивных районах Южного океана (полярная фронтальная зона, циркуляция в Атлантической части Южного океана, ре-жим в районе островов и банок) и включает: изучение изменчиво-сти макромасштабных метеорологических процессов; проведение теоретических и экспериментальных исследований гидрологиче-ских условий и взаимодействия океана с атмосферой в отдельных биопродуктивных районах Атлантики и примыкающих морей Южного океана.

Техническая часть Проекта предполагает разработку гидрофи-зического комплекса для зондирования толщи вод в малогабарит-ном исполнении, а также комплекса приборов для изучения спектральной прозрачности и угловой структуры яркости безоб-лачной атмосферы и оптической толщины облаков над океаном.

Методическая часть Проекта направлена на создание системы методов метеорологических и гидрологических прогнозов и бес-печение их опытного и оперативного проведения для основных биопродуктивных районов Северной Атлантики и примыкающих Норвежского, Баренцева, Балтийского и Черного морей.

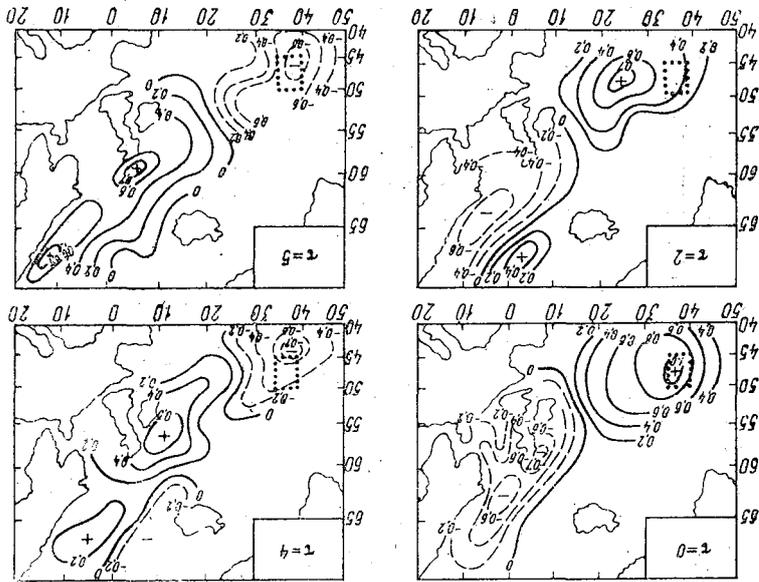
В разработке Проекта принимают участие Полярный научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ПИНРО), АтланТИРО, Управление Сербьбпротмразведки и Запрьбпротмразведки.

Настоящий выпуск содержит первые результаты исследований, полученные в различных учреждениях по итогам работ 1986 г.

ния (рис. 1) и в 34 пятиградусных квадратах, охватывающих всю систему теплых течений от Большой Ньюфаундлендской банки до северной части Норвежского моря. Данные о температуре воды предварительно прошли цифровую фильтрацию по методике, изложенной в [6]. С помощью комбинации двух сглаживающих фильтров (полосовой фильтр) в исходных рядах были сохранены колебания с периодами от 7 до 16 мес. и почти полностью подавлены короткопериодные флуктуации и тренд.

Трансформированные таким образом ряды аномалии температуры воды (новые ряды обозначим символом $(\Delta T^m)^{\Phi}$) характеризуют колебания температуры с нестационарным периодом от 7 до 16, которые, согласно [9], преобладают на исследуемой акватории и были отнесены нами к крупномасштабным колебаниям

Рис. 1. Распределение значений взаимно корреляционной функции аномалии температуры воды при различных временных сдвигах. Точками выделен исходный район — центр корреляции



Чтобы ответить на вопрос о целесообразности учета двоеклин температуры в методах долгосрочного прогноза теплового режима океана представляется важным проследить динамику крупномасштабных аномалий температуры воды в главных течениях, хотя бы косвенными методами. В настоящей работе для этой цели были вычислены взаимно корреляционные функции средних месячных аномалий температуры воды ΔT^m в одном из пятиградусных квадратов, лежащих в начале Северо-Атлантического тече-

ной и трипательной корреляции. Синхронная корреляция $(\Delta T^{(w)})_{\Phi}$ в исходном квадрате с $(\Delta T^{(w)})_{\Phi}$ позволяет выделить две области одородных крупномасштабных аномалий с характерными размерами до 2000—3500 км. Первая из них выражена очаром положительной корреляции, центр которой формируется как аномалия одного знака в Нью-фаундлендской энергетической зоне, захватывая большую часть Северо-Атлантического течения. Вторая область одородных аномалий температуры (трипательная корреляция) расположена в восточной части Северо-Атлантического течения и в Норвежском море, что свидетельствует о формировании в этой зоне аномалий с противоположным, по сравнению с началом Северо-Атлантического течения, знаком. Таким образом, крупномасштабные колебания температуры воды в Ньюфаундлендской и Норвежской энергетических зонах в среднем климатическом находятся в противофазе, что соответствует выводу работы [2], где исследовались взаимно корреляционные функции без разделения года на сезоны и месяцы.

При длине $\tau = 1$ мес. прослеживается лишь деформация области положительной корреляции: заметно перемещение изокорреляции в направлении течения, что связано с большой тепловой инерцией океана и малой скоростью течения (карта не приводится). Но уже при $\tau = 2$ центр очара положительной корреляции смещается из исходного квадрата в генеральном направлении Северо-Атлантического течения на 850 км, т. е. со средней скоростью смещения за 2 мес. до 16,5 см/с. Этот факт можно объяснить перемещением вместе с течением аномалий температуры, формирующихся в Ньюфаундлендской энергетической зоне.

На картах для $\tau = 3; 4; 5$ мес. отмечается дальнейшее продвижение очара положительной корреляции на северо-восток, и при $\tau = 5$ мес. его центр оказывается в Фареро-Шетландском проливе. Отсюда средняя скорость смещения температуры аномалий от исходного квадрата до пролива составляет 26,6 см/с. Это значение находится в довольно близком соответствии с оценками скорости Северо-Атлантического течения, выполненными в работе [4] (линия мическим методом, с использованием данных, полученных в период MIT. Результаты этой работы показывают, что в зоне Северо-Атлантического течения географическая циркуляция представляет собой один поток со скоростью около 30 см/с. В работе [5], на основании океанических съемок Северо-Атлантического течения показано, что это течение состоит из двух основных потоков. При этом в одном потоке, шириной 320 км, скорость составляет 24,0—26,5 см/с, а в другом (104 км) — примерно 33,0 см/с. Некоторые расхождения результатов этой работы с приведенными оценками можно объяснить известными погрешностями динамического метода и очевидной приблизительностью наших оценок.

Таким образом, обнаруженный в данной работе факт перемещения по течению положительного очара взаимной корреляции

с характерными для этого района скоростями позволяет констатировать существование аномалий температурных аномалий из Ньюфаундлендской энергоактивной зоны в Норвежское море. Такой механизм формирования локальных аномалий температуры в Северо-Атлантическом и Норвежском течениях, конечно, объясняет лишь часть суммарной дисперсии температуры (примерно 40% [9]), однако именно эта часть дисперсии относится к крупномасштабным межгодовым колебаниям, остальная приходится на тренд (40%) и короткопериодные флуктуации (20%) [9, 10].

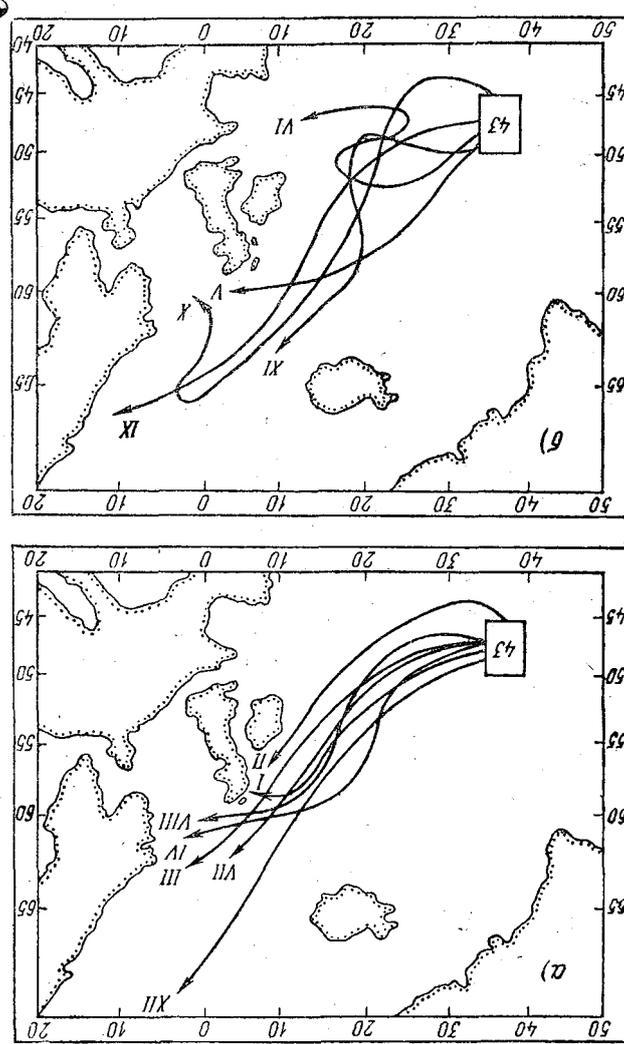
Карты на рис. 1 позволяют также уточнить модель формирования крупномасштабных колебаний температуры воды в системе теплых течений Северной Атлантики.

Отметим, что при $t=5$ мес. распределение положительной и отрицательной областей корреляции полностью противоположно первоначальной картине ($t=0$). Подобное перераспределение происходит постепенно; вместе с перемещением положительной области в Норвежское море формируется новая отрицательная область в Ньюфаундлендской зоне, в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне. Эта область окончательно оформляется при сдвиге $t=5$, что составляет примерно половину периода крупномасштабных колебаний ΔT^w . Следовательно, распределение областей корреляции при $t=0$ и $t=5$ характеризуется наличием двух основных типов распределения ΔT^w . В первом из них $\Delta T^w > 0$ расположен в Северо-Атлантическом течении, а $\Delta T^w < 0$ — в Норвежском море. Во втором типе распределение аномалий обратное. Между основными типами поля ΔT^w довольно длительное время наблюдается переходное состояние, которое отмечается на картах для $t=2$ и $t=4$ мес. Переходные типы распределения ΔT^w по-прежнему, менее определены и устойчивы, чем основные, что подчеркивается значением коэффициентов взаимной корреляции в центре области положительной корреляции. В начале цикла смены аномалий ($t=0$, 1) эти значения весьма велики — от 0,8 до 1,0, затем при $t=3$, 4 они уменьшаются до 0,4—0,5, а в середине цикла при $t=5$, когда снова достигнуто одно из двух основных состояний температурного поля, вновь повышаются до 0,7.

Все выводы, полученные в результате анализа карт распределения коэффициентов взаимной корреляции для февраля (как на начальном месяце отчета), справедливы и для большинства других месяцев года. Исключение составляют лишь пять месяцев, которые можно отнести к переходным сезонам года, — это май — июнь и сентябрь — ноябрь. Для этих месяцев характерны крайние неустойчивые и довольно слабые взаимно корреляционные связи, быстро затухающие с увеличением t . Это означает, что очаги ΔT^w сформировавшиеся в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне, практически не распространяются по Северо-Атлантическому течению, т. е. адекватный фактор в данных месяцах выражен слабо.

ся годовым ходом тепловых процессов в деятельном слое. В сезон май — июль происходит образование верхнего квазиподобного слоя (ВКС), а решающими факторами его температурного

Рис. 2. Траектории положительного очуга взаимной корреляции аномалий температуры воды в различные месяцы года: а) основные сезоны года; б) переходные сезоны года



Зависимость проявления алевтивного фактора формирования аномалий температуры воды от сезона года, очевидно, объясняет-

режима являются поглощение солнечной радиации и штормовое перемешивание. В сезоне сентябрь—ноябрь в результате осеннего охлаждения наблюдается быстрое заглужение нижней границы ВКС. Эти процессы маскируют действие адвективных факторов. Роль адвекции становится достаточно заметной в сезонах со стабильным режимом ВКС.

Представляется интересным рассмотреть траектории положительных областей корреляции для всех месяцев года, отожествляя перемещение этих областей с адвекцией аномалий температуры. При этом сезонные различия траекторий будут в определенной мере характеризоваться изменчивостью положения основной струи Северо-Атлантического течения.

Анализ траекторий областей положительной корреляции (очагов ΔT^w) для основных сезонов года, когда адвективные процессы выражены отчетливо (рис. 2, а), позволяет отметить в целом незначительную межлунную изменчивость положения и формы траекторий. Все траектории выявляются довольно гладкими и лежат в одной зоне, совпадающей с климатическим положением Северо-Атлантического течения [1]. В переходных месяцах (рис. 2, б) из-за слабой взаимной корреляции (ΔT^w)^ф в данное время и по-зволяет предположить, что хотя траектории этих месяцев и отражают генеральное направление переноса водных масс, но они в значительной мере случайны вследствие большой роли других факторов формирования аномалий температуры воды.

Положение траекторий для холодного сезона (ноябрь—апрель) характеризуется определенной закономерностью. Так, в ноябре, относясь к переходному осеннему сезону, траектория еще не устойчива. В декабре она принимает генеральное направление Северо-Атлантического течения и занимает наиболее северное положение среди других траекторий холодного периода. Очаги ΔT^w перемещаются в Норвежском море не по основной ветви Северо-Атлантического течения через Фареро-Шетландский пролив, а севернее Шетландских островов, где проходит вторая, более слабая ветвь течения [6]. В январе и феврале траектории очагов ΔT^w последовательно отходят к югу. Самое южное положение занимают траектории февраля. В марте и апреле траектории занимают, так же как и в летний период, промежуточное положение. При этом в апреле, последнем месяце холодной части года, траектория снова приобретает черты неустойчивости. Учитывая малое количество данных о сезонной изменчивости течения, полученные в работе результаты могут быть полезны для изучения внутрисезонной динамики Северо-Атлантического течения.

Выполненный в данной работе анализ адвективных факторов формирования крупномасштабных аномалий температуры воды ΔT^w позволяет в какой-то мере обобщить схему влияния теплых течений северной части Атлантического океана на структуру и изменчивость поля ΔT^w :

1. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. — Изд. ГИИО МО, 1977.
2. Беренбейм Д. Я., Угрюмов А. И. Пространственно-временная изменчивость температуры воды в системе теплых течений Северной Атлантики. — В кн.: Океанологические факторы в промысловом прогнозировании. — Калининград, АтлантНИРО, 1984.
3. Талалова М. Г., Скриптунова Л. И. Прогноз температуры воды в океане. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979.
4. Грязинов В. М. Географические течения зоны субполярного фронта северной части Атлантического океана. — Океанология, 1964, т. 4, вып. 2.
5. Ерофеева Е. С. Географические течения северо-восточной части Атлантики. — Труды ГИИО, 1972, вып. 114.
6. Кольман О. В. Гидрологический режим Датского пролива у прибрежной акватории. — Обнинск, изд. ВНИИМИ МГУ, 1971.
7. Сераков Е. И. Долгосрочные прогнозы тепловых процессов в Северной Атлантике. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979.
8. Скриптунова Л. И. Методы морских гидрологических прогнозов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
9. Угрюмов А. И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981.
10. Угрюмов А. И., Виноградская А. А. Долгосрочный прогноз некоторых характеристик поля температуры поверхности воды Северной Атлантики. — Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 147.

ЛИТЕРАТУРА

— колебания температуры поверхности воды с нестационарным периодом от 7 до 16 мес., которые в данном районе Северной Атлантики являются основным видом крупномасштабной изменчивости поля ΔT^w , формируют очаги ΔT^w вблизи Ньюфаундлендской энергетической зоны (вопрос о причинах формирования этих очагов в указанном районе выходит за рамки данной работы);

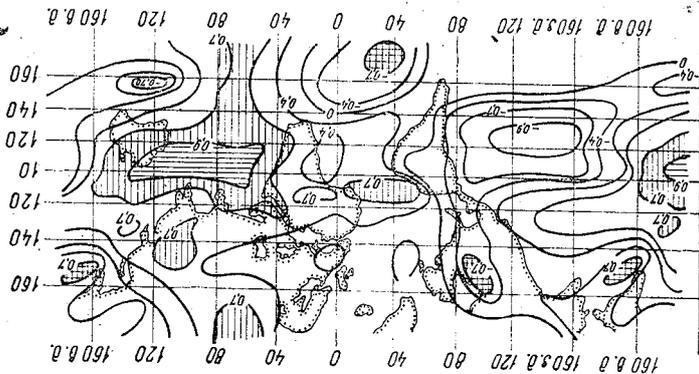
— крупномасштабные очаги ΔT^w из исходного района перемещаются по Северо-Атлантическому и Норвежскому течениям, вызывая локальные адекватные изменения температуры воды с соответствующими периодами;

— отмечаются два основных типа пространственного распределения очагов ΔT^w в системе теплых течений, соответствующие различным фазам развития крупномасштабных колебаний ΔT^w . В первом типе обширная область $\Delta T^w > 0$ охватывает начало и среднюю часть Северо-Атлантического течения, а восточную его часть и все Норвежское море заняты аномалиями $\Delta T^w < 0$. Второго типа противоположен первому. Переход между основными типами осуществляется постепенно в силу адекватности очагов аномалий-скорости переноса водных масс;

— формирование крупномасштабных очагов ΔT^w адекватно характеру происходящих в основные сезоны года (декабрь—март) и июль—август), когда режим верхнего квазигоризонтального слоя океана достаточно стабилен. В переходные месяцы (апрель—июнь и сентябрь—ноябрь), когда отмечаются резкие изменения температуры и стратификации деятельного слоя, адекватный перенос аномалий выражен слабо.

Существенно иной характер имеет ЮК, если рассматривать географическую локализацию областей, в которых в наибольшей мере проявляется «опозиция» в измененных атмосферного давления. На рис. 1 приведена карта изокоррелят месячных значений атмосферного давления с индексом Южного колебания [7, 8]. Предложено несколько индексов ЮК, простейший из них — раз- ния атмосферного давления между Таити (10° ю. ш., 150° з. д.) и Дарвином (12° ю. ш., 131° в. д.). Указанные пункты располо- жены в центре обширных областей с высоким уровнем отрица- тельной корреляционной связи изменений давления в Индийском и Тихом океанах. Исследования последнего времени показали, что ЮК связано с другими крупномасштабными явлениями: квази- двухлетней циклическостью ветра в стратосфере тропической зоны и явлениям Эль-Ниньо [7, 8, 10—12].

Рис. 1. Карта изокоррелят месячных значений атмосферного давления с индексом Южного колебания



В годовом ходе интенсивность циклонического и антициклониче- ского ЦДА находится в оппозиции: зимой усиливается циклониче- ский, летом — антициклонический. Однако есть и другой вид колебаний, в котором интенсивность обоих ЦДА изменяется син- фазно: чередуются периоды усиления и ослабления циркуляции, возрастания и ослабления барических градиентов в соответствующем секторе океана. Европейские метеорологи в большей мере исследовали особен- ности атлантической циркуляции, поскольку атмосферные макро- процессы в европейском секторе непосредственно с ней связаны. Ежедневные и средние месячные барические поля в Северной Ат- лантике были типизированы рядом авторов [2, 4] и в каждой ти- пизации представлены случаи ослабленной и усиленной цирку- ляции.

Внимание широкой научной общестственности к выявлению Эль-Нино привлекли работы Я. Бьеркнеса [5, 6], показавшего, что повышение температуры воды в восточном секторе экваториальной зоны Тихого океана не только региональный феномен гидрометеорологических процессов, но и фактор крупномасштабных изменений атмосферной циркуляции.

Схема Я. Бьеркнеса сводится к следующей цепи причинных утверждений. Причиной повышения температуры экваториальных вод является ослабление пассатов и связанного с ними альбедина. Соответствующее повышение температуры воды вызывается более длительным их пребыванием в экваториальной зоне и поглощением солнечной радиации. Как известно, прогрев вод в экваториальной и тропической зонах в годовом ходе сопровождается увеличением кучевой облачности, активизацией тропических циклонов и появлением тайфунов. Максимальное развитие указанных явлений наблюдается осенью, когда радиационный нагрев поверхности вод выражен наиболее четко. Соответственно меняется в годовом ходе и облачность внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Усиление конвективных явлений в тропической зоне сопровождается, как утверждает Я. Бьеркнес, увеличением интенсивности циркуляционной ячейки Гауля, обеспечивающей перенос тепла, влаги и количества движения из тропических районов в зону умеренных широт.

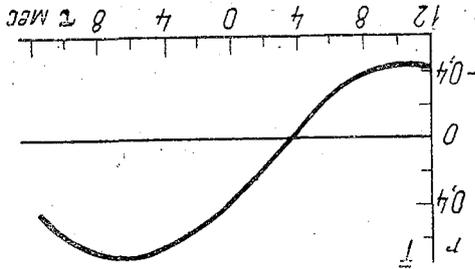
Согласно оценкам переноса массы, полученным по данным ветрового зондирования, в северном полушарии ячейки Гауля мой переносят около $230 \cdot 10^6$ т. с⁻¹ воздуха. Летом ячейка Гауля смешается к северу примерно на 20° и ослабевает (перенос массы порядка $30 \cdot 10^6$ т. с⁻¹). Явление Эль-Нино обычно возникает в декабре и развивается зимой в северном полушарии и, следовательно, происходит усиление мощной циркуляции Гауля.

В зоне пассатов за счет трения подстилающая поверхность создает в атмосфере запасы углового момента количества движения. Непрерывный перенос этих запасов в зону умеренных широт с преобладающим у земной поверхности западным переносом поддерживает баланс углового момента количества движения в атмосфере.

Тропическая зона Тихого океана является самым мощным источником тепла, водяного пара и углового момента количества движения для атмосферы. В простейшем временном отсчете она сопряжена с источниками тепла над Южной Америкой и в районе Австралии и Индонезии. Поэтому повышение температуры воды в «ключевом районе» в восточном секторе экваториальной зоны Тихого океана является характеристикой изменений мощности циркуляционной ячейки Гауля и связанных с ними тенденций развития общей циркуляции атмосферы [7, 8, 11]. Связь ЮК с явлением Эль-Нино придает последнему характер глобального процесса, проявляющегося в аномальных походах в ряде крупных регионов.

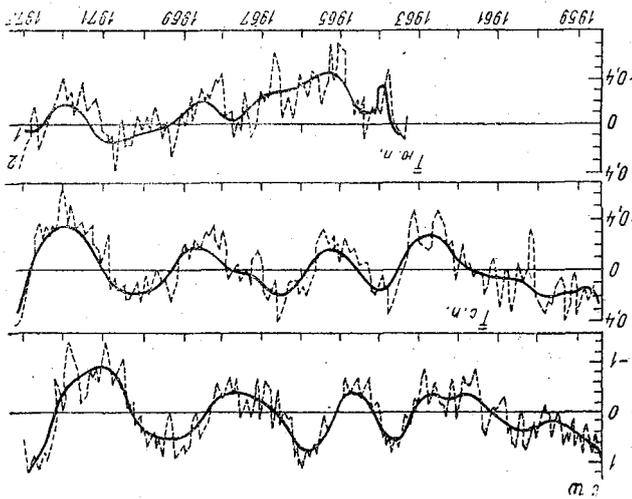
Гидрометеорологический институт
 Ленинградский филиал
 № 1-И

Рис. 3. Корреляционная связь (r) между температурами воздуха северного полушария и температурой воды в «ключевом районе» Тихого океана в различные времена года



В 1982—1983 гг. положительные аномалии температуры воздуха в ключевом районе были экстремальными и в отчётные месяцы превышали 5°. Крупные изменения режима атмосферной цирку-

Рис. 2. Связь аномалий температуры воды в «ключевом районе» Тихого океана (2,5° ю. ш., 130° з. д.) ΔT_{∞} и средней температуры воздуха в северном ($T_{с.п.}$) и южном ($T_{ю.п.}$) полушариях: 1 — осреднённые значения температуры 2 — фактические значения



343453

На рис. 2 воспроизводятся графики связи между температурой воды в ключевом районе (5° ю. ш., 135° з. д.) и значениями средней температуры воздуха северного и южного полушарий. Показательно, что средняя температура воздуха обоих полушарий следует за изменениями ΔT_{∞} ключевого района. Связь асинхронная и достигает максимума ($r=0.6$) при сдвиге в 6 мес. (рис. 3).

В качестве потенциальных предикторов брались градиент ЗВН и ЗНН. Объектом прогноза, имеющим первоепенное значение при метеорологическом обслуживании морского промысла, является поле атмосферного давления на уровне моря. В южном

полосе объективно выделить противоположные фазы Южного ко-
нормы» (НН) и «значительно ниже нормы» (ЗВН) позволяют
ше нормы» (ЗВН), «выше нормы» (ВН), «норма» (Н), «ниже
густ). Градиент индекса ЮК для этого сезона «значительно вы-
индекса «ЮК» для зимы южного полушария (июнь — июль — ав-
На рис. 4 воспроизведена интервальная кривая обеспеченности

океанологии [4].

объекта наиболее значимого для большинства задач промысловой
внимание уделяется прогнозу поля давления на уровне моря как
димо выявить перспективные тест-предикторы. При этом главное
ко-статистических моделей прогноза. На первом этапе необхо-
полученных в ЛПМИ, исследования нацелены на создание синонти-
вые схемы месячного прогноза погоды для лета. В работах, вы-
Л. Ю. Рыжакова, Г. Б. Савицкого, С. В. Рабевиич получены пер-
лпционного метода («метода ААНИИ»). Благодаря исследованиям
с разработкой схем прогноза на основе положений макроцирку-
более наступательной. Один из подходов к проблеме ЛМП связан
долгосрочными метеорологическими прогнозами становится все
районов, и необходимость обеспечения деятельности судов МРХ
в южном полушарии существует несколько рыболовецких
нах Индийского океана и Тихого с индексами ЮК. Как известно,
ском отношении связей изменений давления в определенных райо-
В ЛПМИ осуществляется поиск перспективных в прогностиче-

ственно проявляется.

лостей южного полушария, находившихся в зоне, где ЮК неопред-

В первую очередь, это справедливо в отношении обширных об-

неского прогноза представляется актуальным.

ЮК в качестве предикторов в схемах долгосрочного метеорологи-
15 лет. В свете сказанного вопрос об использовании характеристик
зала неудачным, при том самым неудачным за последние 10—
1982 г. холодную зиму на территории США. Однако прогноз ока-
стратосферным аэрозолем. Американские метеорологи ожидали в
похолодания лежит в ослаблении прямой солнечной радиации
длущих лет будут холодными. Физическая причина временного
аэрозоля, ряд метеорологов предположили, что несколько после-
в ходе которого в стратосфере попало значительное количество

Как известно, после извержения вулкана Эль-Чичон в 1981 г.,

равае нанесли ущерб более 3 млрд. долларов.

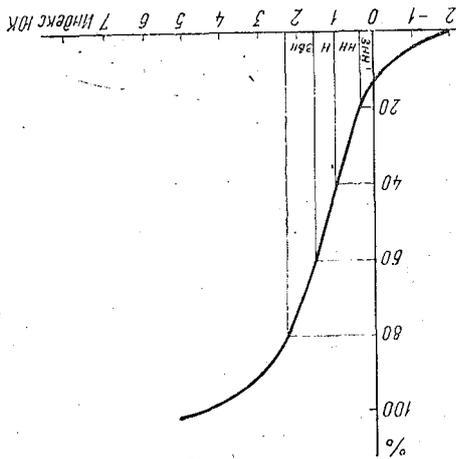
нения в Южной Бразилии, Северной Аргентине и Восточном Па-
крупным геофизическим событием XX века» [12]. Только навод-
побудили одного из метеорологов назвать это явление «самым
странии и Африки и сопутствующим им аномалии макропогоды
лянии в тропических регионах Тихого и Индийского океанов, Ав-

Исходным событием — предиктором — является градиция ЗНН или ЗНН Южного колебания в одном из календарных сезонов. Для сматривалась длительная «цепочка» месяцев, каждый из которых характеризовался определенной градицией давления на опорной станции.

Если предиктор неэффективен, то повторяемость каждой из 5 градиций в отобранной группе лет не будет существенно отличаться от 20%.

В некоторых месяцах такие отличия имеют место и определены в некоторой мере инфорлативности предиктора может служить статистическая энтропия, рассчитываемая по формуле $E = -\sum_{i=1}^n p_i \ln p_i$. Здесь p_i — эмпирическая повторяемость градиции предиктанта. В рассматриваемом случае у нас 5 градиций ($i=1, 2, \dots, 5$). Максимальное значение энтропии E_k будет, когда все градиции повторяются в 20% случаев. Если расчеты E по формуле производятся со значеннями логарифма, взятыми при основании 2, то снижение

Рис. 4. Выделение пяти равновероятных градиций индекса ЮК по кривой интегральной обеспеченности



получили сравнительно мало станций с длительными и непрерывными рядами метеорологических наблюдений. По материалам известного сборника «Мировая погода» [15] было выбрано несколько «опорных» станций. Месячные значения атмосферного давления на опорных станциях использованы для построения гистограмм, интегральных кривых обеспеченности и выделения равновероятных градиций.

1. Лирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и дождя в гидрометеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоназдат, 1971. — 280 с.
2. Лирс А. А., Кондратович К. В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеоназдат, 1978. — 343 с.
3. Дуванин А. И. О модели взаимодействия между макропроцессами в океане и атмосфере. — Океанология, 1968, т. 8, вып. 4, с. 571—580.
4. Кондратович К. В. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы в Северной Атлантике. — Л.: Гидрометеоназдат, 1977.
5. Bierknes I. The possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, p. 820—829.
6. Bierknes I. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon Wea. Rev.* 1969, 97, p. 163—172.
7. Horel I. D., Wallace I. M. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 1981, 109, p. 813—829.
8. Keshavamurti R. N. Response of the atmosphere to sea surface temperature anomalies over the equatorial Pacific and the teleconnections of the Southern Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 39, p. 1241—1259.
9. Namias I. Long range Weather forecasting-history, current status and outlook *Bull. Ame. Met. Soc.*, 1968, vol. 49, № 5, p. 438—470.
10. Rasmusson E. M., Carpenter T. H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with Southern oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 1982, 110, p. 354—384.
11. Rowntree P. R. The influence of tropical east Pacific Ocean temperature on the atmosphere. *1972, Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 98, p. 290—321.

ЛИТЕРАТУРА

антропии $\Delta E = \Delta \epsilon$ является непосредственной количественной характеристикой информативности предиктора в битах. Можно считать, что величина $\Delta E = -0,5$ представляет интерес для прогноза. В этом случае мы как бы переходим к системе, имеющей меньший уровень неопределенности.

Наряду с использованием ЮК в качестве предикторов в регионе ДМП по региону северного полушария. А. Намхай получил ряд статистических схем прогноза аномалий температуры воздуха и атмосферных осадков по территории Монгольской Народной Республики. В число тест-предикторов был включен и индекс ЮК. После процедуры пошаговой множественной регрессии, включающей малонинформативные предикторы, индекс ЮК остался в пересеченных схемах прогноза в качестве информативного предиктора.

Следует, однако, заметить, что в теплое время года территория МНР нередко находится под воздействием синоптических процессов, связанных с летним азиатским муссоном. Как уже говорилось, области азиатского муссона входят в обширное пространство, оцененное процессом ЮК. Поэтому информативность ЮК для района МНР не представляется неожиданной. Открытым остается вопрос о взаимодействии ЮК и явления Эль-Нино с другими колебаниями (Северо-Атлантическим, Северо-Тихоокеанским) и преобразованиями атмосферных процессов в северном полушарии в целом.

при наличии определенных предпосылок для возможности долго-срочного предсказания. Такие предпосылки существуют далеко не везде. Поэтому представляется, что более оправдано разрабатывать прогнозные метеорологические методы, исходя из фактической обстановки района. При этом задачу отбора основных влияющих факторов можно решать на основе более конкретных физических соотношений.

Оправдываемость долгосрочных метеорологических прогнозов пока невелика и не позволяет на их основе успешно предсказывать температурный режим океана. Практическое знание при долго-срочном прогнозировании t^{∞} могут иметь лишь методы, использующие фактическую информацию о предшествующем развитии гидрометеорологических процессов, имеющуюся на момент составления прогноза. Для решения вопроса о принципиальной возможности такого прогнозирования важно знать степень зависимости от тепловое состояние океана от текущего термодинамического состояния атмосферы на период прогноза. Очевидно, что в случае быстрого приспосабливания поверхности моря температуры к резко меняющимся атмосферным процессам невозможно долгосрочное предсказание t^{∞} только по данным о предшествующих условиях.

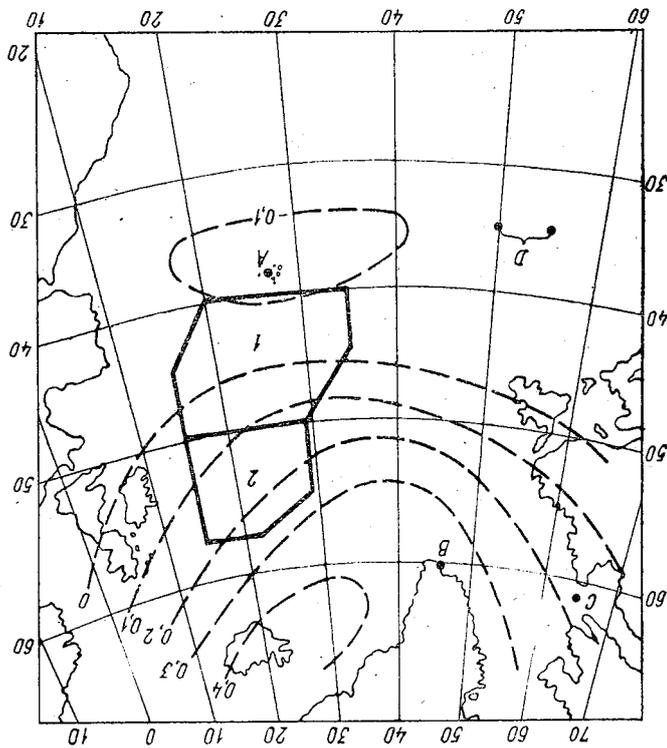
Важные результаты с точки зрения прогнозирования на длительную перспективу получены Р. В. Лавриком [3], показавшим, что термобарические атмосферные поля зимнего периода Арктики в течение двух последующих лет. Температурный фон океана в зимний сезон оказался мало зависимым от атмосферных процессов непосредственно предшествующего периода и связан лишь с зимними условиями предыдущего года. Длительное запаздывание температуры реакции относительно атмосферных воздействий может наблюдаться лишь у достаточно мощного слоя океана, сравнимого по толщине с деятельным слоем. Температура поверхности океана лишь в зимний период характеризуется тепловое состояние всего деятельного слоя и, следовательно, именно в этом сезоне имеет максимальную потенциальную предсказуемость с большой заблаговременностью.

В пользу предсказуемости зимнего теплового фона океана свидетельствует и выявленное нами по данным о температуре воды в отдельных 5-градусных квадратах и на станции погоды / (52,5° с. ш., 20° з. д.) усиление течоты автокорреляционных связей t^{∞} для зимних месяцев на сдвигих, близких к одному году. Холодный период на поверхности океана могут проявляться зимой и сохраняться в глубинном слое.

Принципиальная возможность и заблаговременность прогнозирования гидрометеорологических процессов в большой степени определяются их пространственными и временными масштабами. Рассчитывать на получение надежных методов долгосрочного

В связи с этим в качестве первого шага при разработке прогноза можно лишь для областей преимущественного распространения крупномасштабных и устойчивых во времени Δt^w . Для горочный прогноз температурного поля океана наиболее целесообразно представлять в виде обобщенных характеристик теплового фона для отдельных, достаточно крупных, районов.

Рис. 1. Однородные районы в Северо-Восточной Атлантике и информативные станции, используемые в прогностической схеме:
 1, 2 — однородные районы; информативные станции: А — Лон-та-Делгада; В — Нанортлик; С — о. Резольюшен; Д — точки, по которым определяется $p^{a_{12}}$; изолинии (пунктир) — и естественной составляющей полей Δp^a в западной части VI сектора



В связи с этим в качестве первого шага при разработке прогноза можно лишь для областей преимущественного распространения крупномасштабных и устойчивых во времени Δt^w . Для горочный прогноз температурного поля океана наиболее целесообразно представлять в виде обобщенных характеристик теплового фона для отдельных, достаточно крупных, районов.

Добых колебаний t^w в зимние месяцы. Район 1, отличающийся колебаниями t^w наиболее крупного пространственного масштаба (по площади равен примерно семи 5-градусным квадратам), расположен на северо-восточной периферии антициклонического круговорота вод. Он охватывает зону распространения восточной ветви Северо-Атлантического течения, а также лежащие к югу от нее центральные атлантические водные массы. Район 2 по площади равен примерно четырем 5-градусным квадратам и располагается в зоне центральной ветви Северо-Атлантического течения, идущей на северо-восток.

Однородные районы были выделены в [2] на основе массива Δt^w в узлах сетки, снятых с карт Гидрометцентра СССР за январь, февраль и март 1973—1983 гг. Однородность выделенных районов подтвердилась и на 27-летних рядах среднемесячной t^w , определенной по 5-градусным квадратам (данные за 1957—1974 гг. брались из [9], а за 1975—1983 гг. восстановивались по картам Гидрометцентра СССР). Периодичность однородных ситуаций в каждом из районов за 27-летний период составила не менее 90%. Выявлена также большая межмесячная устойчивость Δt^w в районах 1 и 2 в зимнем сезоне. Таким образом, эти районы характеризуются крупными пространственными и временными масштабами межгодовых колебаний температуры воды в зимний период.

Из всего вышеизложенного можно сделать вывод о принципиальной возможности долгосрочного прогнозирования зимнего температурного состояния океана в выделенных нами в СВА 1-м и 2-м однородных районах. Оценка заблаговременности и степени надежности такого прогнозирования может быть получена из анализа взаимно корреляционных связей термичности этих районов с показателями определяющих атмосферных процессов.

Результаты многолетних исследований указывают на следующие основные механизмы, которые могут играть решающую роль в колебаниях температурного режима вод СВА:

1) колебания переноса тепла Северо-Атлантическим течением, определяемые начальной интенсивностью Гольфстрима, степенью трансформации его вод в дельте, неравномерностью распределения вод Гольфстрима между его южной ветвью и Северо-Атлантическим течением [1, 13];

2) аномалии интенсивности теплоотдачи в атмосфере и действующим обычно аномально с ними аномалии адвекции тепла дрейфовыми течениями, возникающие вследствие межгодовых колебаний атмосферных переносов в умеренных широтах [12].

В качестве информативных показателей этих процессов были опробованы характеристики среднемесячных барических полей над Северной Атлантикой — величины давления и азорских максимумов и островных минимумов, характеризующие направление и интенсивность атмосферных переносов над отдельными «ключевыми

ной стороны, ускоряет трансформацию исходной водной массы подолжающих с северо-запада к району дельты Гольфстрима, с од- ливом. Усиление напора холодных вод Лабрадорского течения, составляющей от режима ветров над Левисовым про- шой степени определяется мощностью его западноатлантической объяснит тем, что интенсивность Лабрадорского течения в боль- тбрь с опережением на 1,5 года. Механизм этой связи можно жима в 1-м районе он оказался при осреднении за июль — сен- талик (δp^a). Наиболее информативным для температурного ре- шийся как разность p^a между станциями о. Резольюшен и Нанор- 2). Градиент давления над Левисовым проливом, рассчитываю- глубинных вод к поверхности океана.

нического круговорота, влияющего на скорость подъема холодных ното переноса, так и степень завихренности атмосферного цикло- показателем характеризует как интенсивность западного атмосфе- лебаний p^a в исландском минимуме и азорском максимуме. Этот ной циркуляции над Северной Атлантикой — противозональность ко- рис. 1) четко отражает основную особенность зимней атмосферы- объясняется тем, что распределение 1-й е. с. в VI секторе (см. два года ($B_{VI}^{(XII-1)-2}$). Информативность этого коэффициента торе, осредненный за период с ноября по февраль при сдвиге в VI сек- 1). Коэффициент разложения при 1-й е. с. полей Δp^a в VI сек-

1-го района были включены следующие предикторы. дря информативных признаков в протостатистическую схему для 5 мес. в 2-м районе. В результате отбора независимых друг от дужены лишь на сдвигах не менее 9 мес. в 1-м районе и не менее менностью. Статистически значимые корреляционные связи обна- ния t^w на зимний сезон в данных районах с большой заблаговре- от нулевого до 36 мес., подтвердила возможность прогнозирова- рассчитывавшаяся на 26-летнем ряду (1957—1982 гг.) для сдвигов (Δt^{w-III}). Взаимная корреляция их с барическими показателями, квадратам, которые целиком входят в однородные районы нормированные аномалии t^w , осредненные по тем 5-градусным

В качестве предикторов выступали зимние среднесезонные лантика и Северная Америка. Америка, VI — Северная Атлантика и Европа, VII — Северная Ат- следующие сектора: I — Северная Атлантика, V — Северная полушария. Нами использовались коэффициенты разложения в лись в Гидрометцентре СССР для отдельных секторов северного ками. Е. с. полей Δp^a и коэффициенты разложения рассчитыва- ления (Δp^a) над Северной Атлантикой и прилегающими матери- ственным составляющим (е. с.) полей аномалий атмосферного дав- атмосферной циркуляции, как коэффициенты разложения по есте- влечены и такие обобщенные характеристики крупномасштабной пропессов в отдельных районах. Помимо них к анализу были при- го локального воздействия на океан определенных атмосферных «ми» зонами океана. Эти показатели служат индикаторами прямо-

$$\Delta t_{\text{в-л-ш}}^{\text{в-л-ш}} = 0,06 B_1^{\text{в-л-ш}} - 0,10 p^{\text{в-л-ш}} \Delta z + 0,50 \Delta t_{\text{в-л-ш}}^{\text{в-л-ш}} + 1,28; \quad (1)$$

а) для района I с $\Delta t_{\text{в-л-ш}}^{\text{в-л-ш}} = 0,06 B_1^{\text{в-л-ш}} - 0,10 p^{\text{в-л-ш}} \Delta z + 0,50 \Delta t_{\text{в-л-ш}}^{\text{в-л-ш}} + 1,28$; у предикторов опускаются) временность. Они имеют вид (обозначения периодов осреднения включают по три предиктора и обеспечивают 9-месячную забла-

пературных аномалий поверхностного слоя в районах I с и I ю. Уравнения множественной регрессии для прогноза зимних температурных аномалий поверхностного слоя в районах I с и I ю в-градусных квадрата, по данным которых и были рассчитаны ряды предиктантов $\Delta t_{\text{в-л-ш}}^{\text{в-л-ш}}$ за 1957—1982 гг.

Уравнения множественной регрессии для прогноза зимних температурных аномалий поверхностного слоя в районах I с и I ю в-градусных квадрата, по данным которых и были рассчитаны ряды предиктантов $\Delta t_{\text{в-л-ш}}^{\text{в-л-ш}}$ за 1957—1982 гг. В каждый из этих подрайонов входят пеликом по три и южный (I ю), расположенные соответственно к северу и югу от схемы район I был разделен на два подрайона — северный (I с) и южный (I ю), расположенные соответственно к северу и югу от хожением к северу от 45° с. ш. восточной ветви Северо-Атланти-ческого течения. В связи с этим при разработке прогностической модели северной и южной частей, связанные прежде всего с про-района, существуют оптимальные различия в гидрологическом режи-зы межгодовых колебаний поверхностной $t_{\text{в}}^{\text{в}}$ в пределах всего I-го. Несмотря на выявленную пространственную однородность фа-45° с. ш., 15—25° з. д.) за период с февраля по апрель ($\Delta t_{\text{в-л-ш}}^{\text{в-л-ш}}$).

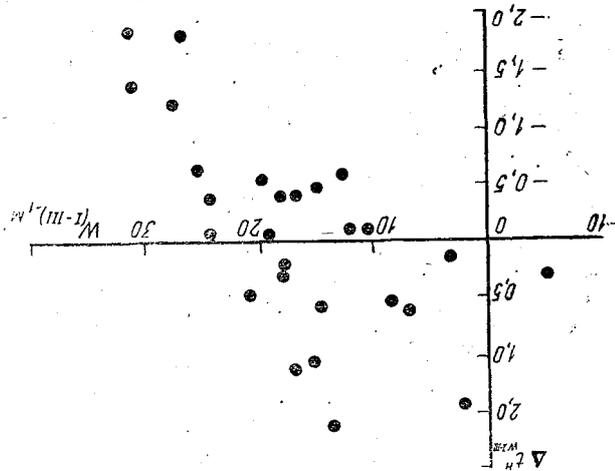
на оказались аномалии $t_{\text{в}}^{\text{в}}$ на юго-востоке этого района (40—предшествующего года. Наиболее информативными для I-го райо-дикторов характеристик тепловое состояние океана за зиму диктует необходимость использования в качестве одного из пре-лих аномалий $t_{\text{в}}^{\text{в}}$ в СВА, являющаяся результатом большой инер-периодического режима в глубоководной части дельтыного слоя, уже отмечавшаяся значительная межгодовая связанность зим-поверхности океана на больших акваториях. Траекторий должны повлечь за собой колебания теплоотдачи с нимия положений основных траекторий циклонов. Сдвиги этих в западном отроге субтропического максимума связаны со смеще-океанической, а атмосферную циркуляцию. Аномалии давления говорят, что воздействие на термику вод осуществляется не через говорота вод при усилении Гольфстрима. Но можно предполо-типотезы Анселина о радиальном сжатии антициклонического кру- [13], авторы которой объясняют данную связь на основе известной ной Атлантике и индексом пассатных ветров, полученной в работе ная зависимость генетически родственна обратной корреляцион-Связь ее с $\Delta t_{\text{в-л-ш}}^{\text{в-л-ш}}$ оказалась отрицательной. Очевидно, что дан-вод СВА в последующую зиму. Обозначим эту величину $p^{\text{в-л-ш}}$. ствия состояния азорского максимума на температурный режим ма, осредненное за январь — март по точкам 35° с. ш., 50° з. д. и 35° с. ш., 50° з. д., оказалось информативным показателем воздей-

3). Давление в области западного гребня азорского максиму-падной половине дельты [1]. ма на восток и способствующий уходу части его вод на юг в за-ности, препятствующий в какой-то мере продвижению Гольфстри-Гольфстрима, а с другой, усиливает горизонтальный перенос лит-

носа указывалось Беркнесом [12]. Наши расчеты показали, что синхронная корреляция зимней среднесезонной Δt_w^w во 2-м районе с величиной W значительно слабее, чем с этой же характеристикой со сдвигами в год и полгода.

Активизация западного переноса зимой вызывает аномальное выхолаживание верхнего слоя океана путем отдачи тепла в атмосферу, и в конце зимы в мощном однородном слое конвекции формируются отрицательные Δt_w^w , которые могут сохраниться в глубоких слоях до начала следующей зимы. Важную роль при этом может играть и усиление притока холодных субарктических вод с запада, при котором ускоряется трансформация вод Северо-

Рис. 2. График связи зимней среднесезонной величины Δt_w^w во 2-м районе с показателем интенсивности западного переноса W при сдвиге в один год



1. Барышевская Г. И. Разделение Гольфстрима южнее Большой Нью-фаундлендской банки. — Метеорология и гидрология, 1982, № 11, с. 70—75.
2. Булаева В. М. Районирование акваторий по синхронности межгодовых колебаний температуры воды. — Труды ЛТМИ, 1986, вып. 93.
3. Гаврилюк Р. В. О возможности сезонного прогноза температуры воды в Северной Атлантике. — Метеорология и гидрология, 1981, № 4, с. 75—83.
4. Гетман И. Ф. Оценка качества прогнозов температуры воды поверхности океана (Северная Атлантика). — Метеорология и гидрология, 1984, № 8, с. 84—90.
5. Марчук Г. И. и др. Программа «Разрезы» и мониторинг Мирового океана. — Метеорология и гидрология, 1984, № 8, с. 9—17.
6. Мелешко В. П., Соколов А. П. Влияние аномалий температуры воды в Северной Атлантике на циркуляцию, термический режим и влагооборот в атмосфере северного полушария. — Метеорология и гидрология, 1982, № 2, с. 51—62.
7. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3, ч. 3, 1982.
8. Семёнов В. Г. Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на ЕТС. — Л.: Гидрометеозидат, 1960.—148 с.
9. Средние месячные ежегодные значения гидрометеорологических элементов в Северной Атлантике. Вып. 1.—Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1980.—111 с.
10. Чистякова Е. А. Развитие макропроцессов при различных типах распределения аномалий температуры воды в Северной Атлантике. — Труды Гидрометцентра СССР, 1983, вып. 257, с. 23—29.
11. Шевченко А. В. Сопряженность крупномасштабных изменений гидрометеорологических условий и биологической продуктивности в Северо-Восточной Атлантике. — Природная среда и биологические ресурсы морей и океанов. Тез. докл. Всес. конфер. Л., 1984, с. 176—177.

ЛИТЕРАТУРА

Таким образом, проведенное исследование выявило физические предпосылки для прогнозирования с большей заблаговременностью зимнего теплового фона океана в северо-восточных районах Атлантики и показало возможность успешной реализации прогнозных схем, основанных на использовании информации о предшествующем развитии определяющих атмосферных процессов.

Примечание. R — коэффициент множественной корреляции; s/σ — отношение стандартной ошибки проверочных прогнозов к среднему квадратическому отклонению величин Δt_{20}^{1-III}

| Район | Номер уравнения | R | s/σ | Обеспеченность, % | Эффективность, % |
|-------|-----------------|------|------------|-------------------|------------------|
| 1 с | 1 | 0,86 | 0,51 | 92 | 27 |
| 1 ю | 2 | 0,78 | 0,62 | 85 | 16 |
| 2 | 3 | 0,89 | 0,46 | 100 | 33 |
| 2 | 4 | 0,87 | 0,50 | 100 | 48 |

Оценка качества и эффективности прогнозных уравнений на зависимом материале

району 2 — на 1985 г. Ошибки всех независимых прогнозов не выходили за пределы допустимых порешностей.

Неравномерность наблюдений на акватории Мирового океана является основным лимитирующим фактором, не позволяющим получать оценки текущего состояния гидрологического режима водных масс по большинству его районов. В большей степени это касается прогнозирования развития процессов на перспективу, поскольку здесь требуются не просто наблюдения, а их непрерывные временные ряды, отвечающие соответствующим требованиям по дискретности и продолжительности наблюдений. Это обстоятельство делает особо актуальной задачу изучения характера сопряженности развития гидрометеорологических процессов на пространных для соответствующих масштабов их изменениях в различных временных циклах и взаимосвязи этих параметров как для отдельных регионов океана и сопряженных с ним морей, так и для Мирового океана в целом. Поскольку, как уже отмечалось ранее [8], понимание характера сопряженности позволяет экстраполировать временной ход развития гидрологических процессов с тех акваторий, где хорошо изучены их свойства на слабоисследованные (или неисследованные) районы. Постановка на эту задачу пока не решается по всему каскаду изменчивости из-за отсутствия соответствующих синхронных наблюдений особенно для высокочастотной (от нескольких часов до нескольких суток) частоты спектра, изменчивость в которой может существенно влиять на основной фон развития гидрометеорологических процессов на бассейне, как это имеет место, например, в Балтийском море [5]. В какой-то степени этим заданием отвечают специализированные полигонные наблюдения, но они всегда ограничены пространным. В то же время для долготерпидных колебаний (месяц и более) такая задача для многих районов океана может быть решена уже сегодня. Настоящая статья является продолжением исследований, начатых авторами [8] в связи с изучением сопряженности развития процессов в районе Северо-Европейского рыбопромыслового бас-

О СОПРЯЖЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНАХ БАЛТИЧЕСКОГО И НОРВЕЖСКОГО МОРЕЙ

Ю. В. СЫСТАВОВ, И. П. КАРПОВА (ЛТМ)

УДК 551.463

12. Bjerknes J. Atlantic air-sea interaction. — *Advances in Geophysics*, 1964, № 10, p. 1—82.
13. Colebrook J. and Taylor A. Year to year changes in sea-surface temperature, North Atlantic and North Sea, 1948—1974. — *Deep-Sea Research*, 1979, vol. 26A, p. 825—850.

себя в рамках дологопериодных (месяц, год) изменений. Здесь мы попытаемся проанализировать характер сопряженности в дала- зоне еще более дологопериодных колебаний (30 мес., 5 лет, 11 лет и более). Конечная цель все та же: поиск путей использования технологии сверхдолгосрочного прогноза тепловых условий по направлению к Норвежскому морю. Однако прежде несколько общих соображений о формировании теплового режима региона и не- которых гипотезах.

Сегодня нет необходимости доказывать, что полициклическость в изменчивости гидрометеорологических процессов в исследуемом регионе является характерным свойством его гидрологического режима [2, 3, 5, 6, 8, 10] и что колебания в различных циклах мо- гут иметь различную природу, например, изменения адвекции или теплового взаимодействия с атмосферой. И хотя в природе ясно, что оба эти источника всегда и повсеместно присутствуют одно- временно, неравнозначность их воздействия по амплитуде и фазе в различных циклах изменчивости и по акватории [2, 7] приводит к сложной картине структуры и динамики интратеральной изменчи- вости океанологических процессов любого океанического или мор- ского региона. Подробно с анализом количественных соотношений эти вопросы рассмотрены на Баренцевом море [7], в частности, на примере годового хода температуры воды в адвективной компо- ненте и компоненте взаимодействия моря с атмосферой. Показано, что фаза в результате воздействия этих процессов разнесена в итовом ряду более чем на четыре месяца, хотя в спектре коле- баний температуры воды пик на годовом цикле колебаний, есте- венно, один. Сказанное убеждает нас в том, что рассмотрение еди- ного исходного ряда гидрологического параметра, не разделяя адвективную и компоненту взаимодействия с атмосферой, может привести к су- щественным порешностям, а возможно, и ошибкам в определении характера и количественных соотношений сопряженности разни- тий гидрометеорологических процессов на различных акваториях. В этой связи интересно проанализировать некоторые выходы, полу- ченные ранее по данной проблеме.

Многочисленные исследования теплового состояния вод Барен- цева и Норвежского морей приводят к выводу о том, что основ- ным источником изменений их энталпии является изменчивость адвективной компоненты. Роль изменений радиационного баланса существенно меньше, особенно в зонах теплых течений. Выпол- ненные оценки для станции погоды (с. п.) М по материкам на- глядений, среденным за 20-летний период [9], показали, что приход радиационного тепла составляет около трети от тепла, при- носимого Норвежским течением.

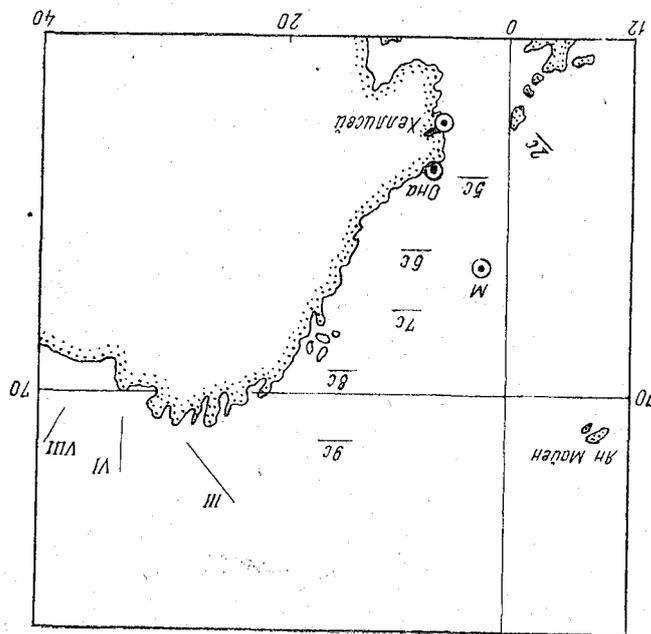
Вопросам сопряженности колебаний термических характеристик Баренцева и Норвежского морей посвящен ряд работ, крат- кий обзор которых приведен в статье Ю. А. Бочкова и Л. Р. Со- лоничиной [1]. Из этого обзора наибольший интерес представляет

| № разреза | Синхронный Максимальный Сдвиг, мес. | Длина ряда, годы |
|-----------|---|------------------|
| 9с | 0,71 | 14 |
| 8с | 0,30 | 10 |
| 7с | 0,28 | 5 |
| 6с | 0,40 | 9 |
| 5с | 0,40 | 9 |
| 2с | 0,11 | 27 |

Коэффициенты корреляции (r) между аномалиями температуры воды в слое 0—200 м на стандартных разрезах Норвежского моря в июне и на VI разрезе Баренцева моря

за использования температуры за все месяцы, что явилось основой для определения «времени добегания» — оптимального временно-го сдвига, которому соответствовал максимальный коэффициент корреляции. Некоторые результаты А. Г. Кислякова приведены в таблице.

Рис. 1. Географическое положение района исследований с указанием разрезов основных положительных позиций станций



работа А. Г. Кислякова [4], в которой рассмотрены связи между средней температурой слоя 0—200 м на стандартных разрезах Норвежского моря и аналогичной температурой VI разреза Баренцева моря с учетом «времени добегания» водных масс. Для всех разрезов Норвежского моря использованы результаты июньских съемок с 1951 г. по 1965 г., исключая разрез 2 с, по которому имелись материалы наблюдений с 1934 г. (рис. 1). Для VI разрез-

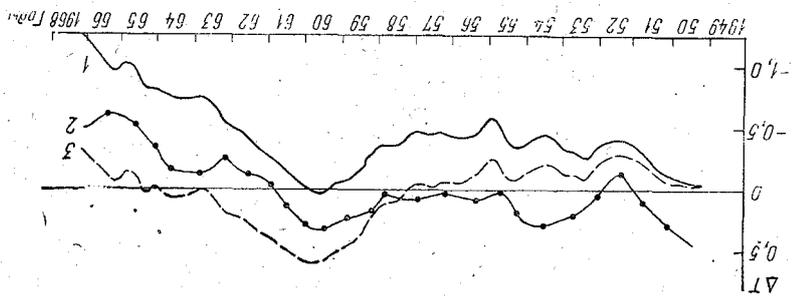
В целом коэффициенты корреляции довольно высокие, но, как пишет сам автор, малый ряд наблюдений, имевшийся к моменту написания работы, «не отражает всех возможных изменений... процессов теплообмена моря с атмосферой» [4, с. 151]. Так, для разрезов 8с и 7с при использовании более продолжительных рядов в 14 и 11 лет соответствующие коэффициенты корреляции уменьшились до 0,43 (разрез 8с при том же сдвиге) и 0,38 (разрез 7с, сдвиг 6 мес.) [4]. В целом синхронная связь с удалением от VI разреза закономерно уменьшается, а сдвиг для 7 максимален и увеличивается. Представляет интерес обратная связь между температурой в Фареро-Шетландском проливе и на VI разрезе, т. е. чем выше температура на разрезе 2с, тем ниже она должна быть в Баренцевом море в следующем году. В то же время максимальный коэффициент корреляции между температурой разрезом 2с и VI для тех же 9 лет, которые использованы при анализе связи на 8с, оказалась положительной и равным 0,56. Таким образом, очень интересная по идее и прогнозическая на правленности работа А. Т. Кислякова не дает полного ответа о связи колебаний температур в двух морях из-за отраженности исходного материала. Это отмечено и в работе [1]: расчеты по прогностическим уравнениям, предложенным А. Т. Кисляковым, на основе полученных связей, дали ошибки, превышающие допустимые пределы.

Аналогичные расчеты провели авторами работы [1] за период с 1961 по 1974 г. Выявлена достаточно высокая связь июня-ских температур слоя 0—200 м на стандартных разрезах 8с, 9с, 10с с температурой VI разреза и отсутствие тесной связи для разреза 6с. Средняя скорость переноса аномалий температуры в Баренцевом море составила по оценкам авторов около 100 миль/мес. [1]. Хорошая связь (более 0,8) отмечена между колебаниями температур воды на III, VI и VIII разрезах Баренцева моря.

Выбор только июньской температуры в качестве реферной на стандартных разрезах Норвежского моря обусловлен отсутствием непрерывных рядов ежемесячных наблюдений. Естественно, что при проведении подобных исследований желательнее выявить наиболее информативный месяц при нахождении связей температур воды в этих морях для составления прогностического уравнения. Кроме того, изменение средних месячных температур воды является следствием влияния большого числа термодинамических процессов с относительно небольшим преобладанием тех или иных в отдельные периоды и характеризуются существенной нелинейностью связей. Именно этим обусловлено то обстоятельство, что полученные на небольших рядах линейные связи, характеризующиеся достаточно высокими коэффициентами корреляции, не всегда дают приемлемые результаты в последующие отрезки времени. В то же время полициклический характер колебаний тепловых характеристик дает основание предположить, что отдельные циклическости,

Основной крупномасштабный тепловой фон определяется длительными колебаниями. С целью выявления сопряженности этого вида колебаний была выполнена оценка связи, так называемых трендовых составляющих аномалий температуры воды с. п. M (ΔT_M^I) и III разреза (ΔT_M^{III}), путь получения которых указан в работе [7] (рис. 2). Синхронная связь между этими составляющими трендовых составляющих исследования догоняющей величины различных гидрометеорологических характеристик показала наличие существенных колебаний с периодами 5—7 лет, ок. 11 лет, ок.

Рис. 2. Временной ход трендовых составляющих аномалий температуры воды на с. п. M (1) и III разрезе (2). Кривая (3) получена по зависимости [1]

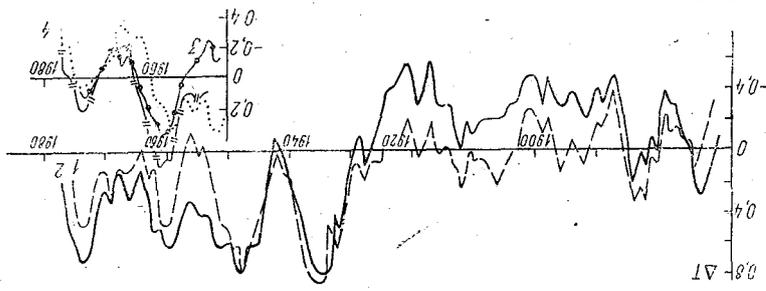


обусловленные влиянием различных по масштабу процессов, будут характеризоваться неодинаковой степенью сопряженности и устойчивости связи.

В настоящей работе проведено исследование сопряженности колебаний ежесезонных значений температуры воды в слое 0—200 м на станции погоды M в Норвежском море (T_M^I) и на III разрезе Баренцева моря (T_M^{III}), а также поверхностных температур на станциях Опа и Хелгисей (рис. 1). Расчет коэффициентов корреляции непосредственно между T_M^I и T_M^{III} за двенадцатипятилетний период (1949—1968 гг.) без исключения годового хода показал наличие связи, характеризующейся коэффициентом корреляции, равным 0,66. Это обусловлено четко выраженным сезонным ходом средних месячных температур воды в слое 0—200 м. В то же время коэффициент корреляции аномалий этих температур оказался небольшим ($r_{\Delta T_M^I, \Delta T_M^{III}} = 0,17$). Расчет асинхронных связей между ΔT_M^I и ΔT_M^{III} не привел к существенному увеличению коэффициента корреляции. Это и неудивительно, так как географическое положение с. п. M и III разреза различается по широте примерно на 6° и воды Норвежского моря по мере продвижения на северо-восток могут изменить даже знак своей аномалии за счет перемешивания с окружающими водами, теплообмена с атмосферой, изменений в скорости переноса.

температуры воды, связанных с температурой воздуха на станции порога М
 не менее, отдаленно привлекены за имеющийся период аналогичные
 изменения аномалий температуры воды слоя 0—200 м на с. п. М. После исклю-
 чения квазипятилетних колебаний в значительной мере спектре хо-
 рошо прослеживаются квазидвадцатилетние колебания, а пос-
 ле исключения последних — квазидвадцатилетние, а также общая
 тенденция изменений с минимумом в девятые годы нашего
 столетия и максимумом в тридцатые — пятидесятые годы нашего
 века. Похожий результат, но для меньшего периода наблюдений
 на станции Хеллисей (1900—1970 гг.), получен в работе [10]. Со-
 гласованность изменений кривых, представленных на рис. 3 для
 станций Она и Хеллисей характеризуется коэффициентом корреля-
 ции 0,79, а для этих станций и ΔT_M коэффициент корреляции
 превышает 0,5. Количественную характеристику долгопериодных
 (квазидвадцатилетних) изменений температуры воды слоя 0—200 м
 можно получить, рассмотрев средние за каждое двадцатилетие
 значения температуры воды на VI вековом разрезе в Баренцевом
 море (T_{VI}); 1900—1920 гг. $T_{VI}=3,56^\circ\text{C}$; 1921—1940 гг.
 $T_{VI}=4,07^\circ\text{C}$; 1941—1960 гг. $T_{VI}=4,09^\circ\text{C}$; 1961—1981 гг.
 $T_{VI}=3,72^\circ\text{C}$; таким образом, амплитуда колебаний превышает

рис. 3. Временной ход среднелетовых аномалий температуры воды, слоя-
 женных путем скользящего пятилетнего осреднения
 1 и 2 — поверхностная температура воды на станциях Она и Хеллисей
 соответственно; 3 и 5 — температура воды в слое 0—200 м на станции
 порога М и III разрезе; 4 — температура воздуха на станции порога М



70 лет, 70—90 лет. Последнюю цикличность исследовать наиболее
 сложно ввиду отсутствия рядов наблюдений необходимой длины.
 Анализ колебаний поверхностной температуры воды на станциях
 Она и Хеллисей, по которым имеются более чем столетние ряды
 наблюдений, приводит к аналогичным выводам о присутствии цик-
 лических изменений с квазидвадцатилетним и квазивековым
 периодами. Согласно временного хода средних годовых
 аномалий температуры воды на станциях Она и Хеллисей харак-
 теризуется коэффициентом корреляции 0,88, аналогичная согласо-
 ванность между аномалиями температур воды на этих станциях
 и ΔT_M характеризуется соответственно коэффициентами 0,39 и
 0,51. На рис. 3 представлены ряды средних годовых значений

0,5°С. Это необходимо иметь в виду, сопоставляя ряды тепловых характеристик в аномалиях, рассчитанных от «норм», полученных за разные интервалы времени по продолжительности или хронологическому периоду. Реальность долготермических колебаний гидрометеорологических параметров не требует доказательств, так как это отчетливо прослеживается в рядах поверхностных температур воды и температур воздуха в слое 0—200 м (рис. 3), в климатических изменениях средней годовой температуры воздуха северо-полюшария за почти полуторавековой период, в межгодовых изменениях площади ледяного покрова в Северном Ледовитом океане и других [2, 3]. Интересно подчеркнуть два момента, во-первых, вывод авторов вышеуказанных работ об увеличении амплитуды колебаний аномалий годовых температур воздуха от низких к высоким широтам, во-вторых, некоторое отставание в моменте наступления квазивекового максимума аномалий температуры воды от аналогичного хода аномалий температуры воздуха. Так, для широтной зоны 17,5—37,5°С с. ш. амплитуда годовых колебаний температуры воздуха не превышает 1°С за период с 1880 до 1980 г., а для широтной зоны 57,5—72,5°С с. ш. она превышает 2°С [2]. Увеличение амплитуды колебаний температуры воздуха с широтой, а также тот факт, что над Норвежским морем расположена самая северная ЭАЭО, должны обусловить большое влияние долготермических колебаний температуры воздуха на аналогичные изменения тепловых условий моря.

Судя по рис. 3, пятидесяти-шестидесятилетние периоды к наиболее ветви квазивекового периода изменения аномалий годовых значений температуры воды. Была выполнена оценка обшей тенденции изменений ΔT_M за рассматриваемый период, понижение температуры воды составило около 1°С. С учетом этого понижения была сформирована следующая ряд аномалий температуры воды: $(\Delta T_M^i)' = (\Delta T_M^i) - 0,00468$, где $i = 1, 2, 3, \dots, N$ (N — число членов ряда). Связь между $(\Delta T_M^i)'$ и (ΔT_M^i) характеризуется коэффициентом корреляции, равным 0,90, что свидетельствует о сопряженности долготермических колебаний T_M и T_M' , не связанных с особенностями местного теплообмена. Хорошая корреляция в тридцатимесячном цикле обнаружена также в колебаниях T_{III} и солёности придоновых слоев южной части Балтийского моря [5].

Таким образом, один из путей при разработке схем долготермических прогнозов тепловое состояние воды Норвежского моря может основываться на выявлении пиклонностей и поисках связей между долготермическими составляющими аномалий температуры воды. Длительные и непрерывные ряды наблюдений на стандартных разрезах в Баренцевом море могут служить основой для прогноза фоновых изменений температуры воды в Норвежском море на основе выявления сопряженности колебаний гидрологических характеристик этих морей.

1. Бочков Ю. А., Соколицына Л. Р. Сопряженность изменений температуры водных масс Норвежского и Баренцева морей. — Труды ПИНРО, 1978, вып. 40, с. 45—54.
2. Винников К. Я. Изменения климата. — Л.: Гидрометеоназдат, 1986. — 224 с.
3. Винников К. Я., Гройсман П. Я. и др. Изменения средней температуры воздуха северного полушария за 1941—1985 гг. — Метеорология и гидрология, 1987, № 1, с. 45—55.
4. Кисляков А. Г. О связи термичности вод Норвежского и Нордкапского течений. — Труды ПИНРО, 1968, вып. 23, с. 143—156.
5. Проблемы исследования и математического моделирования экосистем Балтийского моря. Вып. 2. Изменчивость экосистем и динамика вод. Л., Гидрометеоназдат, 1984, с. 207.
6. Су스타вов Ю. В. Северное море. География Мирового океана, т. 3. Атлантический океан. — Л.: Наука, 1984, с. 202—205.
7. Суस्ताвов Ю. В. Физико-статистический метод прогноза температуры воды в Баренцевом море. — В сб.: Исследование взаимодействия океана и атмосферы в энергоактивных зонах. — Л.: изд. ЛПИ, 1985, вып. 91, с. 52—76. (ЛПИ).
8. Суस्ताвов Ю. В., Карпова И. П., Жвановатый В. Т. Океано-логические основы физико-статистического метода прогноза гидрологических условий в Северо-Борнейском промысловом бассейне. — В сб.: Исследование крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике. — Л.: изд. ЛПИ, 1987, вып. 93. (ЛПИ).
9. Характеристики энергообмена океан — атмосфера. — Л.: Гидрометеоназдат, 1984, с. 79.
10. Ljude R. Sxire R. Long term hydrographic variation off Southern Norway. — 1978, Rapport. Proc-verb. reum. cons. int. explor. mer, vol. 172. — p. 345—349.

УДК 639.2.05.001.5 : 341.225.8

Ю. В. ЧУКСИН, В. И. САУСКАЯ, В. Н. ЯКОВЛЕВ, В. П. АНИСИМОВ

(АтлантИРО)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И ИЗУЧЕНИЕ ЖИВЫХ МОРСКИХ РЕСУРСОВ В НОВЫХ МЕЖДУНАРОДНО-ПРАВОВЫХ УСЛОВИЯХ

В истории развития мирового рыболовства выделяются три периода, обусловленные техническим прогрессом. Первый из них связан с использованием парусных рыболовных судов, второй — с паровыми, а позже — дизельными траулерами, третий — с введением синтетических сетематериалов, средств механизации промысловых процессов, новой поисковой техники, созданием кормовых морозильных траулеров. Отмечено, что кривые роста мирового улова в эти периоды являются логистическими с пределами роста 1—2 млн. т, 20 и 90 млн. т соответственно. Продолжительность первого «логистического роста» уловов сокращалась, второй пе-

| Сравнительные данные о возможностях увеличения уловов | | Объекты промысла | |
|---|-------------------------------|----------------------|----------------------|
| Предельное увеличение потребности к 2000 г., млн. т | Потенциальные ресурсы, млн. т | Развивающиеся страны | Развивающиеся страны |
| 1,0—10,0 | 3,0—17,0 | 22,5 | 5,9 |
| 3,0—5,0 | 5,0 | | |
| 1,0 | 1,0 | | |
| 5,0 | 5,0 | | |
| Всего | | 13,0—38,0 | 28,4 |

продолжился примерно 70 лет, а третий — немногим более 30 лет [9]. В 70-х годах нынешнего столетия быстрое развитие мирового рыболовства, сопровождавшаяся беспрецедентной эскапацией экспедиционного промысла, натолкнуло на ресурсный барьер, и темпы годовых приростов улова упали в среднем с 6 до 1%. В 1979—1983 гг. средний головной прирост улова был примерно 2%, и только в 1984 г. с рекордным уловом 80 млн. т прирост составил около 5%.

В 70-х годах сократились ресурсы многих из 20 основных промысловых видов, формирующих мировую улов, и в том числе атлантической селди, южноафриканской сардины, атлантической трески, атлантической скумбрии. В некоторых регионах произошли крупные структурные перестройки ихтиоценозов.

Особенно заметные качественные изменения состава пелагических ресурсов, обусловленные одновременным воздействием на экосистему антропогенного и природного факторов, произошли в 1970—1980-х гг. в Юго-Восточной Лапифике, где отношения макросигнального вылова к минимальному составило для перуанского анчуса 16, испанской сардины — 70, ставриды — 81, скумбрии — 142 [8].

«Жесткие» условия эксплуатации промысловых ихтиокомплексов в 1970—1980 гг. показали, что сокращение численности одних видов сопровождалось ростом других, и таким образом подеривалось определенное динамическое равновесие в ихтиоценозе. По оценкам ФАО, к 2000 г. потребуются дополнительно около 20 млн. т рыбы.

В целом уловы традиционно используемых морских живых ресурсов по сравнению с достигнутым уровнем 1981 г. (62,06 млн. т) могут быть увеличены на 20—30 млн. т, причем примерно на 50% это может быть достигнуто благодаря лучшему управлению ресурсами. Возможности увеличения вылова в Атлантическом океане оцениваются в 6,6—15,7 млн. т, в Тихом — до 14 млн. т.

Сравнительные данные о возможностях увеличения уловов в пищевых целях по сравнению с 1980 г. (50,6 млн. т) и прогноз-уловом спрое на морепродукты приведены в таблице [10].

Дополнительные возможности роста потребления рыбных продуктов кроются в лучшем использовании уловов косячных пелагических рыб (сардин, анчоусов, ставриды, мойвы и др.), годовых вылов которых превышает 30 млн. т. и почти две трети улова направляется на производство муки [10].

Расширение лова нетрадиционных объектов промысла, в частности криля, мелких мезопелагических (макропланктонных) рыб, кальмаров и др., может обеспечить улов до 150 млн. т, а по некоторым оценкам нынешний уровень вылова может быть превзойден в десять раз. Однако такой рост уловов связывается с очередной «эрой» рыболовства, с соответствующими новыми технологиями промысла и обработки улова, новыми конструкциями рыболовных судов, дополнительными инфраструктурами и др. [7, 9]. По нашему мнению, большие резервы увеличения уловов таит в себе открытые районы Мирового океана. Степень изученности их совершенно недостаточна. Свидетельство тому то, что и в открытом океане существуют акватории, отличающиеся высокой биологической продуктивностью.

Из вышеизложенного напрашивается вывод о том, что мировое рыболовство находится на переходном этапе. Отграничены возможности развития рыболовства, основывающегося на традиционных объектах промысла. Новые объекты требуют новых технологий. Но есть и другие свидетельства наступления новой «эры» в мировом рыболовстве. На смену режиму практически неконтролируемого развития рыболовства, которое привело человечество к признанию неоспоримости факта ограниченности живых морских ресурсов, пришла расширенная зона национальной юрисдикции, а затем новый правовой режим сохранения, изучения и использования живых ресурсов Мирового океана, закрепленный новой Конвенцией ООН по морскому праву 1982 г. [4].

Развитие мирового рыбного хозяйства в новых условиях протекает под воздействием противоречивых политических, социальных-экономических и естественнонаучных факторов. Поэтому картина мирового рыболовства, как никогда ранее, многолика, сложна и противоречива. Новая «эра» в мировом рыболовстве ставит перед мировым сообществом исключительно сложные, комплексные проблемы. Надлежащая прибрежная государственная политика и меры для разведки, разработки и сохранения живых ресурсов исключительно важны, закрепляя свободу рыболовства в открытом море, новая Конвенция намечает пути решения двудесяти задач — сочетание интенсификации использования живых ресурсов с их охраной.

Необходимость сохранения живых ресурсов предполагает определение общего допустимого улова (ОДУ) в исключительной экономической зоне и в открытом море, использование имеющихся в распоряжении государств наиболее достоверных научных данных при осуществлении надлежащих мер по сохранению и управлению, направленных «на поддержание или восстановление по-

пятипяти вылавливаемых видов на уровнях или до уровней, при которых может быть обеспечен максимальный устойчивый вылов» (МВБ).

В Конвенции в известной мере нашел отражение экосистемный подход к проблемам управления живыми ресурсами. Заботой о сохранении живой ткани и структуре природных сообществ, сложившихся эволюционно межвидовых взаимодействиях проникнуть положению Конвенции, утверждающие необходимость сохранения взаимозависимости запасов, распространения мер по сохранению на виды, ассоциированные с вылавливаемыми или зависящие от них, в целях поддержания или восстановления популяций таких видов выше уровня, на которых их воспроизводство может быть подвергнуто серьезной опасности (ст. 61 и 119).

При определении МВБ учитываются любые общерекомендованные международные стандарты, субрегиональные, региональные или всемирные. Термин «минимальные стандарты», на наш взгляд, подразумевает необходимость стандартизации показателей круга методов, оценок, измерений, технологий промысла, связанных с мероприятиями по сохранению и управлению ресурсами и направленными на минимизацию единичных норм по географическому признаку. Ориентирами для выделения такого круга норм могут служить формулируемые ФАО цели и направления развития рыбного хозяйства и рыбохозяйственных исследований [6]. Так, например, при определении возможных путей использования ресурсов, выбора технологий и форм организации в числе основных критериев находят социальная целесообразность, экологическая стабильность и предотвращение неравномерного использования ресурсов. В качестве средств для сохранения ресурсов и экологической стабильности рассматривается контроль способов и методов использования ресурсов в целях предотвращения их чрезмерно интенсивной эксплуатации. Очевидна необходимость технологического планирования как средства обеспечения комплексного подхода к развитию рыбного хозяйства, способного свести к минимуму конфликты между мелкомасштабными кустарными промыслами и промышленным рыболовством и сохранить окружающую среду.

Особых подходов требуют исследования живых ресурсов тропических, а также высокоширотных зон, и автоматическое перенесение методов исследований и оценок ресурсов умеренных широт в тропики, субтропики и высокие широты может оказаться неприемлемым.

Таким образом, возможности разработки минимальных норм, включающих опасность чрезмерной эксплуатации живых ресурсов, находят в решении широкого круга проблем — от мониторинга запасов и средств моделирования тактики и стратегии промысла в пределах экономической зоны, субрегиона или региона. Следовательно, понятие минимальных стандартов представляется как необходимость проведения широких исследований с

Целью получения достоверных знаний о запасах и окружающих среде, так и осуществление охраняемых мероприятий, призванных обеспечить сохранение запасов ихтиокомплекса в целом и среды обитания.

Положения и статьи Конвенции наделяют прибрежные государства широкими дискриминационными полномочиями в отношении определения ОДУ, собственных промысловых возможностей, МВБ, излишков (остатка) живых ресурсов. Руководствуясь принципом излишка, прибрежное государство берет на себя обязанность выдавать разрешения на промысел рыбы другим странам. Однако и ОДУ, и МВБ в Конвенции перестают быть чисто биологическими категориями и рассматриваются в широком экологическом, экономическом, а по существу — социальном и даже политическом плане. Так, МВБ определяется с учетом соответствующих экологических и экономических факторов, в экономической зоне учитываются нужды прибрежных рыболовецких общин как в экономической зоне, так и в случае открытого моря — особые потребности развивающихся государств (ст. 61 и 119). Поэтому прибрежное государство получает возможность по различным мотивам зачислять ОДУ и остаток ресурсов от местного рыболовства, устанавливая ограничения на доступ других стран к запасам рыбы. Таким образом, экстерриториальное рыболовство испытывает ограничения вследствие отсутствия международного-правовых гарантий в использовании ресурсов исключительно экономических зон прибрежных государств.

Однако Конвенция ООН по морскому праву фиксирует сложившуюся объективную реальность — существование двух групп государств, взаимодействующих в процессе использования живых ресурсов океана и управления ими — прибрежных «владелец» биоресурсов и неприбрежных — арендаторов. В ряде регионов Атлантике ловы неприбрежных государств упали с 50 до 10%. Но в других регионах, например в Центрально-Восточной и Юго-Восточной Атлантике, доля ловов экстерриториального промысла по-прежнему велика и достигает половины от общего объема добычи [5].

В условиях кризисных явлений в мире, углубляющегося неравенства между развитыми капиталистическими и развивающимися странами, острой нехватки финансовых средств для развития рыбного хозяйства и неспособности многих из развивающихся стран освоить целиком «собственные» живые ресурсы, следует ожидать, что экстерриториальное рыболовство в обозримой перспективе сохранится. На это указывают и процессы активизации экономических связей между двумя группами государств, многочисленные соглашения по вопросам предоставления права доступа в зоны иностранным рыбачкам, свидетельствующие о создании норм междунационального права, действующей только в отношении государств-участников [1]. Перевоз многих запасов в период экспансии мирового

рыболовства обусловил растущий интерес к проблемам управления живыми ресурсами, что нашло отражение и в новой Конвенции.

Управление запасами означает и управление рыболовством. Наличие живых ресурсов предполагает достижение их выделением самых различных целей, в частности, получение конечной продукции высокого качества и продукции определенных морепродуктов на экспорт и т. д. Поэтому процессы управления в настоящее время не ограничиваются рекомендациями по регулированию промысла, основанными на биологических данных, а включают в себя социальные, экономические, политические факторы, а также факторы окружающей среды [3]. Все большее развитие получает концепция экосистемного подхода к управлению, многовидового регулирования.

Управление экосистемой предполагает знание взаимодействия в пределах комплекса видов, этого комплекса и окружающей среды, а также знание потоков энергии и питательных веществ в пределах экосистемы. В настоящее время экосистемы еще недостаточно изучены, чтобы можно было выделить нужные зависимости и осуществлять всеобъемлющее управление ими.

Управление запасами и промыслом осуществляется на национальном и региональном уровнях. Новое отношение к ресурсам своих зон у ряда прибрежных, особенно развитых государств, проявляется в создании специальных государственных органов и служб управления живыми ресурсами, в плановых усилиях по восстановлению запасов и их сохранению, в разработке оптимальной стратегии взятия улова, в привлечении в соответствии с договором срочного провозимания доступных ресурсов на многовидовой основе с долговременным планированием промысла.

В Северной Атлантике и Северной части Тихого океана осуществляется мониторинг и управление большим запасом. Усиливается стремление государств координировать свои действия на региональной основе. Определяющими признаками понятия «регион» применительно к морскому рыболовству является просторное (территориальное), экономическое или экологическое единство. Все большее развитие получает экономический регионализм, основывающийся на тождественности интересов государств. По экономическому и экологическому признакам все чаще пытаются строить свои отношения прибрежные государства, эксплуатирующие общие запасы либо промысловые ихтиокомплексы.

Региональные (субрегиональные) формы сотрудничества в использовании и управления живыми ресурсами рекомендуются в новой Конвенции. Всемирная Конференция ФАО по управлению и развитию рыболовства 1984 г. признала региональные и субрегиональные формы и соответственно региональные механизмы управления рыболовными организациями эффективными механизмом международного сотрудничества. Основываясь на принципах при-

надежности живых ресурсов экономическим зонам прибрежных государств и «опоры на собственные силы» в развитии рыболовства развивающихся стран, Конференция в сфере рыболовства и политики зафиксировала принцип ограничения доступа к региональному сотрудничеству для неприбрежных стран, не входящих в тот или иной регион [2].

В отдельных регионах заметны тенденции направлять сотрудничество по пути создания замкнутых региональных рыбохозяйственных организаций в целях проведения совместных исследований живых ресурсов, согласования доступа к ним и др. Такой подход, подражающий организации экспортного промысла, в конечном итоге сужает возможности использования и изучения живых ресурсов в регионе. И особенно недопустимы попытки создания замкнутых организаций, претендующих на управление живыми ресурсами в районах открытого моря, прилегающих к 200-мильным зонам прибрежных государств региона.

Однако в настоящее время развитие региональных форм сотрудничества носит замкнутый характер. Более того, в целом ряде регионов преобладает национальный подход к использованию живых ресурсов. Проявляется стремление прибрежных государств не распространять информацию о потенциале живых ресурсов своих зон, не объявлять ОДУ и величину остатка.

Одной из острых проблем нового правового режима использования, сохранения и управления живыми ресурсами океана является проблема раздельных экономических зонах запасов, включающая взаимодействие государств-соседей, сотрудничество их отдельные запасы соседних экономических зон, и сотрудничество прибрежных и неприбрежных государств при использовании отдельных запасов экономической зоны и прилегающих к ней районов открытого моря.

В целях получения наибольших выгод прибрежные государства должны иметь качественные и количественные характеристики раздельных элементов запаса, а наилучшей стратегией может быть совместная эксплуатация и управление таким запасом с общим доступом к нему на всей акватории общей промысловой зоны, образуемой зонами государств-соседей.

Особую сложность представляют вопросы эксплуатации единичных запасов экономической зоны и прилегающего района открытого моря. Как и в случае смежных экономических зон, высокие и стабильные результаты рыболовства могут быть получены, если меры регулирования в зоне и в районе открытого моря корпоративны. Это возможно осуществить на основе региональной организации открытого типа с участием заинтересованных прибрежных и неприбрежных государств, на основе двусторонних или многосторонних соглашений.

Проблема управления раздельными зонами запасами органически включает необходимость исследования и обеспечения охраны

нения взаимозависимости запасов, поддержания нормального уровня воспроизводства популяций, ассоциированных с вылавливаемыми или зависимых от них видов. Такой сложный узел проблем в конечном итоге может решаться путем объединения усилий многих стран в области исследования и управления живыми ресурсами, объективно — в рамках региональных организаций. Поэтому активное сотрудничество неприбрежных государств в региональных рыболовных организациях должно естественным образом дополнять их двусторонние соглашения с прибрежными государствами.

В Конвенции ООН по морскому праву наша отраженная заинтересованность международного сообщества в наиболее полных и объективных исследованиях морских живых ресурсов, благодаря которым возможно осуществление мероприятий по сохранению ресурсов и управлению ими.

В Конвенции, а следовательно, и в морском праве закреплен раздельный подход к ресурсным и нересурсным исследованиям. Дифференцированный подход отражился в новых морских научных исследованиях, введенных в Конвенцию: исследования «исключительно в мирных целях и для расширения научных знаний о морской среде и на благо всего человечества» и исследования, имеющие «непосредственное значение для разведки и разработки природных ресурсов».

В соответствии с концепцией обусловленного согласия прибрежное государство должно давать свое согласие на осуществление научно-исследовательского проекта, если он не связан с живыми или минеральными ресурсами. В согласии на проведение ресурсного исследования прибрежное государство «по своему усмотрению» может отказать.

Признание Конвенцией за прибрежными государствами суверенных прав на живые ресурсы и среди них права определять ОДУ и МВВ является гарантией от каких-либо других опенок, которые могли бы быть сделаны посредством научных исследований другими государствами. Поэтому разрешительный режим ресурсных исследований в зонах является логическим следствием предоставления прибрежному государству суверенных прав на живые и минеральные ресурсы.

Концепция раздельного подхода к ресурсным и нересурсным исследованиям, лежащая в основе их режима в экономических зонах, отражает негативное отношение неприбрежных государств к любым попыткам иностранных государств провести в их зонах какие-либо ресурсные и, в частности, рыбохозяйственные исследования, не связанные с желанием и просьбой самого прибрежного государства.

Ужесточение доступа к производству ресурсных исследований неприбрежными государствами в экономических зонах прибрежных стран, ограничение возможности получать и производить информацию о живых ресурсах экономических зон

1. Сняжкова Т. И. Конвенция ООН по морскому праву и последствия ее принятия для режима рыболовства в Мировом океане. Обзорная информация ЦНИИТЭИРХ Сер. Экономические и международно-правовые вопросы мирового рыболовства, 1985, вып. 3, с. 26—44.

ЛИТЕРАТУРА

В соответствии с положениями Конвенции средства и методы производства морских научных исследований должны отвечать современному уровню развития науки и техники. Незабегком существуют конкуренция между странами с экспедиционным рыболовством за право доступа к изобилию живых ресурсов зон предельной ответственности к научно-техническому уровню оборудования, поэтому суда, научное оборудование, методы и методики производства морских рыбохозяйственных исследований должны отвечать передовым мировым стандартам.

В новых условиях регулирования рыболовства в Мировом океане можно выделить следующие направления деятельности организационных, занимающихся исследованиями живых ресурсов: — исследования внутривидовой дифференциации, выделение единицы запаса; изучение изменчивости структуры и численности популяций под влиянием природных факторов и рыболовства; исследование пространственно-временных неоднородностей и изменений в распределении промысловой ихтиофауны; — мониторинг запасов и среды их обитания; — применение экологического подхода, выделение биогеографических комплексов рыболовства, учет и моделирование межвидовых взаимосвязей при селективном и многовидовом промысле, исследование проблем управления, совершенствование эмпирических методов оценки запасов и математических методов теоретического рыболовства; разработка и использование методов и мер управления запасами и промыслом; моделирование тактики и стратегии промысла в пределах экономической зоны, субрегиона или региона; разработка экономического обоснования мер управления промыслом; — оценки загрязнения среды и морских организмов, определение уровня загрязнения, опасных для существования и воспроизводства запасов; — моделирование и оценка ситуации будущего рыболовства в дарств и экотонии живых ресурсов.

Моделирование и оценка ситуации будущего рыболовства в конечном итоге должны формировать непрерывный адаптивный процесс выработки стратегии экспедиционного промысла, обеспечивая ее постоянную коррекцию с частотой, определяемой скоростью происходящих изменений, примерно 1—2 года. Именно это позволит сохранить способность к высокой адаптивной реакции экспедиционного рыболовства на происходящие изменения.

2. ФАО. Отчет о Всемирной Конференции ФАО по управлению и развитию рыболовства 27 июня — 6 июля 1984 г. Рим. ФАО, 1984. — 118 с. (русск.)

3. Dawson C. L. Glossary of Terms and Concepts Used in Fishery Management. — FAO Fish. Rep., 1980, N 236, p. 115—130.

4. Doc. A/CONF. 62/122, 1982, 7 October.

5. FAO. Marine Resources Service, Fishery Resources and Environment Division, Review of the State of World Fishery Resources. — FAO. Fish. Circ., 1985, N 710, Rev. 4, p. 1—61.

6. FAO. Report of the Expert Consultation on Strategies for Fisheries Development (with particular reference to small-scale fisheries). Rome, 10—14 May 1983. A preparatory meeting for the FAO World Conference on Fisheries Management and Development. — FAO Fish. Rep., 1983, N 295, p. 1—35.

7. James D. G. Fish for the future? — Food Sci. and Hum. Welfare. Proc. 6th Int. Congr. Food Sci. and Technol., Dublin, Sept., 1983, vol. 4. Dublin, 1984, p. 34—55.

8. Jordan R. Variabilidad de los recursos pelagicos en el Pacifico Sudeste. — FAO. Fish. Rep., 1983, N 291, vol. 2, p. 113—129.

9. Larraneta M. G. El limite maximo de la producción mundial. — Industrias Pesqueras, 1985, Nums.: 1393—1394, p. 11—14.

10. Robinson M. A. Trends and prospects in world fisheries. — FAO Fish. Circ., 1984, N 772, p. 1—25.

УДК 639.2.053.1

В. Н. ЯКОВЛЕВ, В. Г. КОЛЕСНИКОВ, Н. Ф. ПАЛКИ, С. К. КУДЕРСКИЙ

(Атлантический океан)

ЗАДАЧИ ПРОМЫСЛОВО-ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

Промысловая океанология исторически доказала право на существование своей научно-практической значимостью [3—7, 9, 10, 13 и др.]. На современном этапе использования биологических ресурсов Мирового океана возрастают сложность, ответственность и значение промыслово-океанологических исследований, направленных в конечном итоге на повышение эффективности научного обеспечения океанического рыболовства. С учетом требований постоянного развития промыслового хозяйства необходимо совершенствовать методы исследования и с большей точностью, на современном методическом, информационном и техническом уровнях.

С экологических позиций прямое или косвенное влияние океанологических условий на выживаемость, воспроизводство, устойчивость поколений, динамику численности, поведение и распределение промысловых гидробионтов и доступность их промыслу объективно значимо. Поэтому роль фактической и прогнозной океанологической информации при изучении и использовании биоресурсов и при научном обеспечении промысла в Атлантическом океане в целом принципиально велика.

зависимости между промыслово-биологическими показателями и применением известного метода наложения эпох, автор получил

вечном итоге к депрессии промысла норвежской сельди. Аномалия температуры у берегов Норвегии. Это приводит в ко-
В эпоху минимума солнечной активности увеличивается повто-
римость зональной циркуляции и формируется отрицательная
аномалия температуры у берегов Норвегии. Это приводит в ко-
нечном итоге к депрессии промысла норвежской сельди.

В эпоху максимума солнечной активности усиливается мери-
диональная циркуляция атмосферы, происходит локализация во-
сточных гребней над Европой и вынос теплого воздуха на север и
северо-восток по западной периферии гребней, как результат —
возникают положительные аномалии температуры у берегов Нор-
вегии, улучшаются условия выживаемости икры и личинок сельди,
увеличивается повторяемость ее урожайных поколений, растет об-
щий промысловый запас.

Анализировав описание представляемых в статье закономерно-
стей, можно синтезировать два типа процессов, приводящих либо
к периоду появления урожайных поколений сельди или к периоду
депрессии.

В распоряжении автора были данные общего вылова сельди
Норвегией (с 1773 г.) и относительной урожайности отдельных по-
колений (с 1904 г.), а также данные солнечной активности (числа
Вольфа) (с 1749 г.) на различных опубликованных источниках.

Следует остановиться на исследованных вековой цикличности
в колебаниях распределения, численности и промысла норвежской
сельди, проведенные В. Г. Колесниковым, в результате которых
был составлен успешный прогноз появления ее урожайных поко-
лений с заблаговременностью до 9 лет [9].

В. И. Копытов и В. Н. Яковлев разработали метод фонового
прогнозирования температуры придонных слоев воды в Англий-
ском канале и спрогнозировали высокие уровы сельди и скумбрии
в этом районе в 1971—1977 гг. [15].

В. Е. Алмасов [1] выявил значимые корреляционные связи и
получил прогностические уравнения для предсказания численно-
сти «рекрутов» сельди по повторяемости групп барических полей
над Северным морем (типизация автора) в нерестовые периоды.
Предполагалось, что метод косвенно учитывает перенос личинок
личность циклоничности в районах Северного моря и дан метод
прогнозирования ее на 8,5-летние полуциклы. На основе ука-
занного метода спрогнозированы неблагоприятные условия внеш-
ней среды для промысла сельди в 1973—1974 гг. и благоприятные
в 1975—1983 гг.

под руководством К. В. Кондратовича.
годовые индексы атмосферной циркуляции, вычисленные в ЛПМИ
методом регрессионных моделей служили среднемесячные и средне-
бухан заблаговременностью до 3 лет. При этом в качестве аргу-
ментности 1, 2 и 3 возрастных групп сельдей стад Ланс, Долгер и
моря, получили прогностические уравнения для предсказания чис-

ливости, усиление пассатных ветров и прибрежного апвеллинга) в начале 70-х годов вызвали изменения и в жизни многих водных организмов района. В частности, область распространения европийской сардины расширилась к югу, и этот вид стал доминировать в районе Кап-Блан, т. е. на крайнем юге своего ареала. Океаническая стаярида и морская бекас из открытого океана мигрировали к шельфовой зоне. Границы распространения мерлуз и ставриды Трике сместились в более южные районы шельфа, и численность этих рыб возросла [2].

С сезонным ходом интенсивности прибрежного апвеллинга и температур воды связаны сроки, условия созревания и нерест многих видов рыб, а также условия образования промысловых скоплений.

Так, например, нерест сардины у берегов Западной Сахары проходит при температуре 16—18°C, в период минимума прибрежного апвеллинга, при ослабленной магнитной возмущенности [3]. Ослабление нереста в феврале — марте совпадает с началом разветвления сезонного апвеллинга, а второй пик массового нереста в апреле — мае обычно приходится в период временного снижения интенсивности апвеллинга перед его основным сезонным максимумом. Южные поколения сардины появляются обычно в те годы, когда сезонный ход температуры воды отчетливо выражается, а весеннее потепление происходит энергично, когда апвеллинг умеренно сильный, а геомалитная вошность ослаблена. И, наоборот, небольшая амплитуда сезонного хода температуры, затихшая холодный период и холодная весна приводят к появлению неурожайных поколений сардины.

Интенсивность прибрежного апвеллинга характеризуется величиной экмановского переноса от берега (индекс интенсивности), рассчитанной по пятиградусным квадратам. Исходным материалом для расчета послужили данные по среднемесячным значениям давления атмосферы (Л. Л. Рунперт) за период с 1962 г. по 1986 г.

Большая сезонная и межгодовая изменчивость интенсивности апвеллинга и ее существенное влияние на живую природу океана на тресовали искать пути ее предвидения. К. А. Седых [14] с 1981 г. применяет параллельно два метода предсказания интенсивности апвеллинга с заблаговременностью 4—6 месяцев: скользящий гармонический анализ и оптимальное экстраполирование нестационарных временных рядов (Л. И. Борис, ЛТМИ).

Скользящий гармонический анализ учитывает закономерности изменения во времени амплитуды и фаз годовых гармоник и ее крайних составляющих: 6-, 4-, 3- и 2-месячные волны. Оправданность прогнозов по данному методу варьирует от 56 до 78%. К сожалению, четкой закономерности амплитудной и фазовой модуляции у 3- и 2-месячных волн не проясляется. Оправданность повышается, когда вклад гармоник в суммарное колебание невелик. Оправданность прогнозов по методу Л. И. Борис состав-

дает 54—76%. Хотя оправдываемость прогнозов, составленных К. А. Сельх, не очень велика, она все же превышает оправдываемость климатических прогнозов (33—55%) и, если учесть, что они впервые даются с такой большой заблаговременностью, практически важное место в промыслово-океанологических исследованиях занимает разработка и совершенствование краткосрочных промысловых прогнозов (заблаговременность нескольких суток, что обеспечивает вывод флота на участки с наиболее плотными скоплениями рыбы). Краткосрочные прогнозы учитывают отклонения в общей схеме миграции рыбы, а также сроки и участки обривания скопления рыбы, пути и скорость их перемещения.

Впервые в Атлантике такие работы были выполнены В. Г. Колесниковым на примере селдей Норвежского моря [8], а в дальнейшем их результаты были использованы в других районах Атлантики. Сущность их сводится к следующему.

В пределах любого района промысла рыбы не образуют устойчивых скопления равномерно на всей его акватории, они формируются то на одном, то на другом его участке. В этом случае эффективность работы флота определяется умением постоянно ходить на участки наиболее плотных скопления рыбы. На примере норвежской селди В. Г. Колесниковым было показано, что в пределах синоптического масштаба видимое смещение скопления рыбы в пределах района промысла происходит не в результате смешения самих рыб, а из-за смешения внутри района промысла благоприятных условий внешней среды, которые концентрируют рыбу. Такими концентрирующими факторами оказались циклонические и антициклонические круговороты течений, сопровождающие мезомасштабные фронтовые разломы или круговороты, образующие мезомасштабы фронтовых разломы и участки образования промысловых скопления были приурочены к квазистационарным вихрям и к моментам их активизации за счет влияния полумесечных неравенств прилива и смены режимов ветров. Выявленная закономерность и была положена в основу первых краткосрочных прогнозов.

В районе Новошотландского шельфа Ю. А. Вильям и Ю. В. Чуксинным было отмечено, что скопления рыбы также приурочены к границам теплых и холодных затоков (мезомасштабной зоны Гольфстрима). Последние хорошо прослеживались по данным ежедневных факсимильных карт распределения поверхностной температуры воды, на основе которых давались рекомендации дации флота.

При работе на шельфе северо-западного побережья Африки О. Г. Рабинов, К. Г. Кухоренко, А. Е. Филлипов установили, что промысловые скопления рыбы приурочены к границам «языков» выхода глубинных вод на шельф. Авторами был предложен особый способ повседневной фиксации местоположения этих «языков». Один — два раза в сутки научно-поисковое судно выполняло

С ростом скорости ветра до обычной (4—8 м/с.) предшествующая ситуация с плотной «улаковкой» вихрей восстанавливается, промысловая обстановка улучшается. В случае увеличения скорости ветра свыше 8 м/с основные явления усиливаются, пиклонические вихри объединяются, их масштаб растет, ширина холодной поднывающей воды увеличивается, термоячейки поднимается, анти-

циклонические вихри раздуваются, антициклонические обеды и ныют, и их масштаб растет. Ширина холодной поднывающей воды уменьшается, термоячейки в морской зоне шельфа затупляются. Мембранное сокращается, температурная градиентная зона вытягивается вдоль изобат, скопления рыбы распределяются. При скорости ветра менее 3 м/с. основные явления ослабевают, разнотельные градиенты зоны пересекают изобаты.

При ситуации, когда дует ровный юго-восточный ветер с характерной для него скоростью 4—8 м/с., наблюдается устойчивая система циклонических и антициклонических вихрей «плотной» улаковки с их последовательным чередованием. В этом случае рыба удерживается плотными локальными скоплениями на границе между вихрями. После температуры в горизонтальной плоскости имеет характерный вид: изотермы приобретают форму мейдла на поверхности или замкнуты в центре вихря в глубоководных слоях. Термодатный разрез вдоль 100-метровой изобаты. Это позволяет ежедневно рекомендовать флоту участки наиболее плот-

ных скопления рыб в районе. На примере исследования С. К. Кудерского по району Юго-Восточной Атлантики рассмотрим предполагаемый механизм ковенного влияния ветрового режима на результаты промысла. В районе Намбии существует сильное влияние на промысел рыбы юго-восточного ветра. При относительном постоянстве направления (130—170°) заметно меняется его скорость (0—14 м/с). Исследования показали, что уловы как пелагических, так и дemersальных видов рыб (сардин, ставрида, хек) зависят от скорости этого ветра. Примечательно, что характер установой зависимости для этих рыб одинаков, имеет нелинейный характер и антропоцентрически экстремальным уравнением.

Максимальные уловы имеют место при средней, наиболее характерной скорости юго-восточного ветра (4—8 м/с.). При штиле и мавветрии (скорость ветра менее 3 м/с.) и в случае сильного ветра (скорость свыше 8 м/с.) уловы минимальны. Очевидно, что флукутация скорости юго-восточного ветра в рассматриваемом районе является фактором, оказывающим влияние на изменение динамических процессов в прибрежных водах и в конечном итоге на промысловую обстановку. Специальные океанографические исследования позволили выявить важную роль для динамики промысла синоптических вихрей диаметром 20—60 миль, формирующихся при взаимодействии холодных прибрежных и относительно теплых океанических вод в зоне шельфа.

При ситуации, когда дует ровный юго-восточный ветер с характерной для него скоростью 4—8 м/с., наблюдается устойчивая система циклонических и антициклонических вихрей «плотной» улаковки с их последовательным чередованием. В этом случае рыба удерживается плотными локальными скоплениями на границе между вихрями. После температуры в горизонтальной плоскости имеет характерный вид: изотермы приобретают форму мейдла на поверхности или замкнуты в центре вихря в глубоководных слоях. Термодатный разрез вдоль 100-метровой изобаты. Это позволяет ежедневно рекомендовать флоту участки наиболее плот-

дела, что, в конечном итоге, при определенном временном сдвиге формирует у о. Южная Георгия пониженную биологическую продуктивность и неустойчивую (и даже неудовлетворительную) промысловую обстановку. Слабый вынос уэддлгломорских вод в море Скотия определяет более южное положение фронтальной зоны между этими водами и Антарктическим циркумполярным течением. При этом относительно теплолюбивые промысловые гидробионты проникают далее на юг в море Скотия. Усиленный вынос вод моря Уэддла способствует более северному продвижению относительно холоднотемпературных гидробионтов. В этих разных экологических ситуациях создается своеобразная промысловая обстановка у Южных Шетландских и Южных Оркнейских островов. Пространственно-временная изменчивость Фолклендского течения предопределяет характер распределения и результативности промысла южной путассу.

Прогностическая направленность океанологического обеспечения рыболовства и известное несовершенство существующих методов прогнозирования заставляют промысловых океанологов совершенствовать и разрабатывать нестандартные методы прогнозов. Так, В. Н. Яковлев совместно с Ю. С. Альбином разработал оригинальный метод комплексного прогнозирования, позволяющий объективно выбирать оптимальные параметры прогноза (предикторы, предикторы, заблаговременность) и адаптировать с помощью «либико» вероятностного оценивания реализовать прогноз [18]. Метод успешно апробирован на различных широтах, в том числе: — прогноз среднесуточного положения крошки льда в атлантическом секторе Южного океана с заблаговременностью 1, 6, 12 мес.; — прогноз суточного выноса калымара в Юго-Западной Атлантике по учету индексов атмосферного давления с заблаговременностью несколько суток;

Экспериментальные прогнозы, основанные на данной методике, дают явно лучшие результаты по сравнению с традиционными методами прогнозирования (однофакторная регрессия, множественная линейная регрессия).

Итак, опыт промыслово-океанологических исследований свидетельствует о том, что в их основе лежит изучение широкого диапазона временной изменчивости динамических показателей в характеристике океана как эколого-биологических показателей в более сложных энергетических зонах с учетом разномасштабной пространственной неоднородности этих характеристик. Целевое назначение океанологического обеспечения рыболовства заключается в промыслово-океанологическом прогнозировании с мас-

штабом заблаговременности от нескольких суток до нескольких лет.

В настоящее время информационное обеспечение наших исследований в основном включает научно-исследовательские и научно-поисковые рейсы судов Минрыбхоза СССР. Так, по программам АтлантНИРО и Управления «Запрыбпромразведка» ежегодно проводится до 40 рейсов в различные промысловые районы Атлантического океана. Из Центра океанографических данных по запросу мы получаем результаты глубоководных наблюдений научно-исследовательских судов других ведомств и иностранных экспедиций. Принимаются меры к более полному использованию информации Гидрометцентра СССР и факсимильной информации, передаваемой радиостанциями иностранных государств. Так, Гидрометцентр СССР включает в ежемесячные бюллетени прогнозы погоды по ряду промысловых районов Северной Атлантики. Однако малая заблаговременность этих прогнозов не позволяет использовать при разработке квартальных и годовых промысловых прогнозов, и их применение ограничивается корректировкой условий булущего месяца. Более успешно в квартальных и месячных прогнозах используются прогнозы промысловых предприятий ЛПИИ. Однако официально для годовых и перспективных промысловых прогнозов мы получаем лишь годовые фондовые прогнозы метеорологических условий по Северной Атлантике.

Важное значение для научно обеспечения рыболовства имеет массовая фактическая и прогнозная информация о температуре поверхности океана, например, в виде пентадных карт Гидрометцентра СССР по районам Северной и Тропической Атлантики, в том числе и с учетом спутниковой информации. Однако существующий уровень информационного обеспечения промыслово-океанографических исследований нуждается в совершенствовании. Необходимо оптимизировать сеть стандартных разрезов и реперных станций и добиться регулярного их выполнения. Выполнявшиеся до введения 200-мильных рыболовных зон на шельфе некоторые разрезы и станции оказались практически недоступными. Реализация стандартных океанографических работ в открытой части океана еще ждет своего решения, которое в значительной степени зависит от оснащения судов Минрыбхоза СССР современной океанографической техникой, широкого использования дистанционных средств и методов изучения океана, а также от эффективной международной и международной координации и кооперации. Общие усилия необходимо направить на создание комплексного многоцелевого мониторинга Мирового океана, важной частью которого должна быть служба научно обеспечения рационального использования океанских биологических ресурсов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алмасов Б. Е. Барические поля, гидрологические условия и промысел сельди в Норвежском желобе (Северное море). — Труды АтлантиНПО, 1969.
2. Баркова Н. А., Доманевский Л. Н., Седых К. А., Степкина М. В. Влияние апвеллинга на распределение и некоторые биологические показатели отдельных видов рыб у северо-западного побережья Африки. В кн.: тез. докл. I съезда советских океанологов, вып. 11. Океанологическая комиссия АН СССР. — М.: Наука, 1977, с. 11—12.
3. Баркова Н. А., Седых К. А. Условия нереста и колебания численности европейской сардины в 1968—1983 гг. у берегов Западной Сахары. Комп. лекции промыслово-океанологические исследования в Атлантическом океане. — Труды АтлантиНПО, 1985, с. 65—73.
4. Гершанович Д. Е., Муромцев А. Н. Океанологические основы промысловой продуктивности Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 320 с.
5. Елизаров А. А., Кочиков В. Н., Ржонский В. Б., Оксанологические основы рыболовства. — Л., изд-во ЛГУ, 1983. — 221 с.
6. Ижевский Г. К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей. — М.: Пищепромиздат, 1961. — 216 с.
7. Ижевский Г. К. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб. — М.: ВНИРО, 1964. — 165 с.
8. Колесников В. Г. Океанологические основы рыбопромысловых промыслов в Норвежском море. — Калининград, 1967. — 153 с.
9. Колесников В. Г., Беквава цикличность в колебаниях распределения численности и промысла норвежской сельди. — Труды АтлантиНПО, вып. 72, 1977, с. 57—63.
10. Кудерский С. К. О влиянии геоматинной активности на скорость юго-восточного пассата. — Труды АтлантиНПО, вып. 61, 1975, с. 49—55.
11. Книпович А. М. Гидрология морей и солоноватых вод. — М.: Пищепромиздат, 1938. — 512 с.
12. Левасту Т., Хелла И. Промысловая океанография. Пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 296 с.
13. Саускан В. И. Биологические основы промысла серебристого хека и систематики атлантических видов рода. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата биологических наук. — Калининград, 1966, с. 16—17.
14. Седых К. А. Интенсивность апвеллинга у западного побережья Африки в 1964—1982 гг. и попытки ее прогнозирования. Океанологические факторы в промысловом прогнозировании. — Калининград, 1984, с. 38—54.
15. Яковлев В. Н. Гидрометеорологическое обеспечение океанологического рыболовства. — М.: Пищевая промышленность, 1976. — 232 с.
16. Яковлев В. Н. Методические основы междуведомственных экспедиций по научному обеспечению океанического рыболовства. — Рыбное хозяйство, 1985, № 10, с. 27—30.
17. Яковлев В. Н., Мальков А. С. Влияние гидрометеорологических условий на численность сельди Северного моря. — Труды АтлантиНПО, 1975, вып. 61, с. 95—108.
18. Яковлев В. Н., Альтман Ю. С. Методические рекомендации по прогнозированию промыслово-океанологических характеристик некоторыми статистико-вероятностными методами. — АтлантиНПО, 1985. — 94 с.

океанографических и подводных работ, относящиеся к полигону Балтийск и др.). Ниже излагаются некоторые результаты конспектного, отработка методики совместных работ с судами тепродуктами и тяжелыми металлами, измерение скорости осадков по специальной тематике (исследование степени загрязнения нефтью, в ходе экспедиции выполнялся ряд дополнительных работ районов Лабажи — Курбатс и Салуприва — Айнажи. Кроме зависимости от глубины и характера грунта в прибрежной полосе распространения и процентного состава донных водорослей в зависимости с этим проводились подводные работы по обследованию района часть Рижского залива и в районе о. Рухну (рис. 1). Устье р. Даугава, на разрезе от устья р. Даугава через центральную часть Даугавы выполнялись наблюдения в предустьевом не Салуприва — Лаби с помощью повторных океанографических станции гидрологических элементов на прибрежном полигоне в районе просторного распределения и временной изменчивости. Основной задачей экспедиционных исследований являлось изучение экспедиционных работ с применением учебной практики.

Руководством преподавателей и сотрудников путем совмещения являлись студентами океанологического факультета ЛГУ под водных работ. Сбор данных наблюдений и их обработка обеспечены, передовые для проведения океанологических и под-средств — парусных катамаранов ЛГУ «Ориентс» и «Центау». Все сказанное потребовало использования специфических плав. дению «экологической чистоты» при проведении исследований. значение для названной зоны имеют также требования к сбору следований, чем те, которые проводились до сих пор. Большое протекающих в ней процессов, что требует более детальных исследований судов, так и со сравнительной микромасштабностью происхождения нереста, изучена недостаточно. Это связано как с мел-прилегающая к побережью залива, его островам и банкам, где нереста салаки. До последнего времени зона, непосредственно нове и имели целью изучение условий внешней среды в районах ной части Рижского залива, выполнялись на хозяйственной ос-гельским институтом рыбного хозяйства в 1984—1986 гг. в восточ-меторологическим институтом и Балтийским научно-исследова-Экспедиционные работы, проводившиеся Ленинградским гидро-

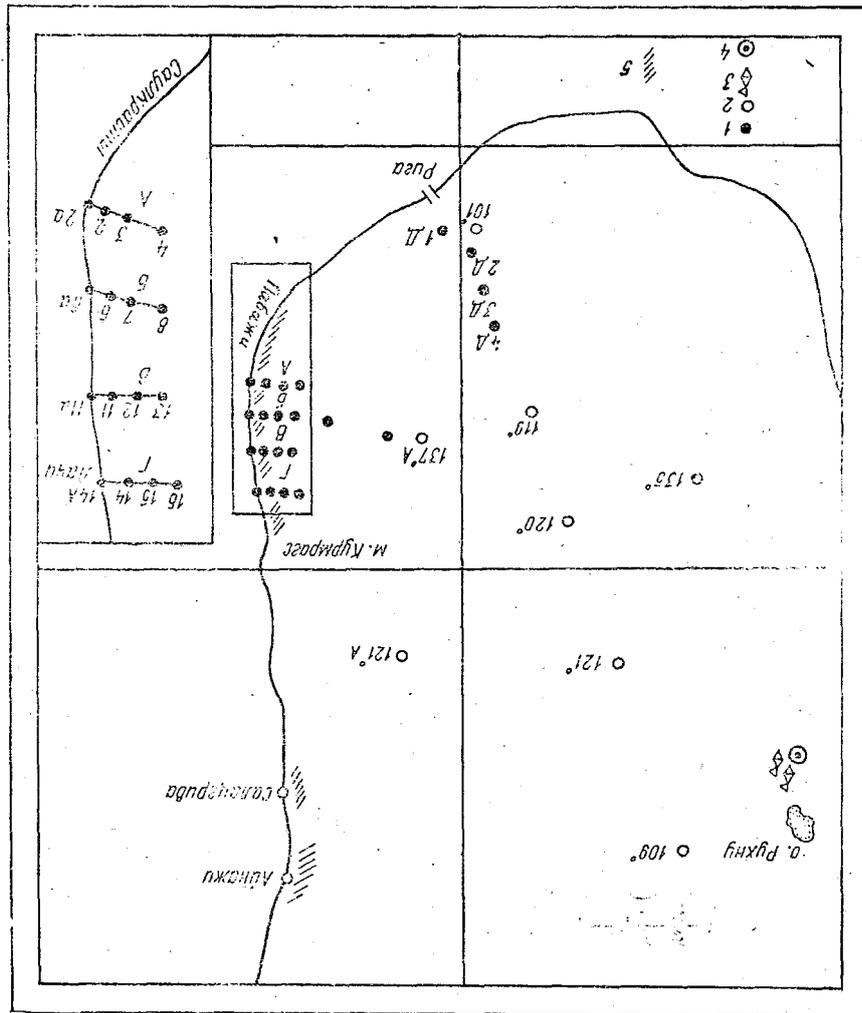
ОСОВБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И ДОННЫХ ВОДОРОСЛЕЙ В РАЙОНЕ НЕРЕСТА САЛАКИ В РИЖСКОМ ЗАЛИВЕ

(ЛГУМИ)

В. И. ГУЛЯЕВ, М. В. КАЛЕНС, А. В. НЕКРАСОВ, И. Д. ШТАКОВА

По классификации В. В. Берзиньша [частное сообщение] время работ на прибрежном полигоне в 1985 г. охватывается периодом ин-

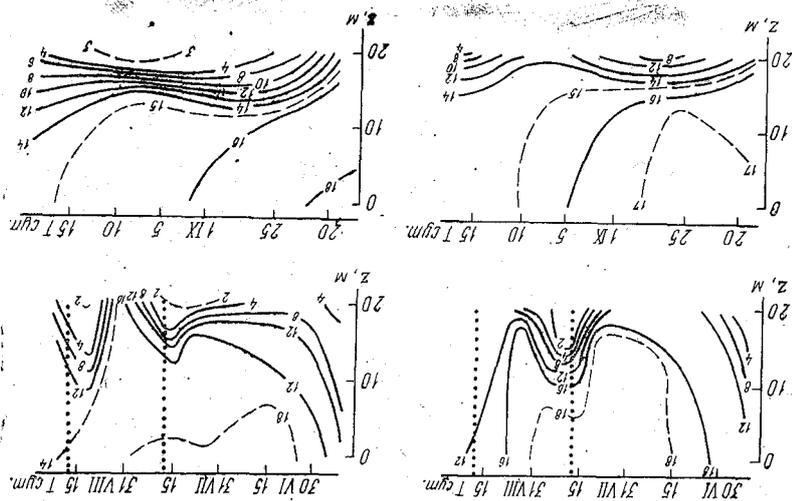
Рис. 1. Район экспедиционных работ. 1 — станции прибрежного полигона; 2 — станции в открытой части залива; 3 — буиковые станции у о. Рухну; 4 — якорная станция «Лета А-3»; 5 — район подводных работ



три (в). Саулкрасти — Лачи (рис. 1). Эти работы проводились в 1984 г. (с 19 августа по 26 сентября) и в 1985 г. (с 19 июня по 24 сен-

станций полигона. Из рис. 2, в частности, следует, что на стыке упомянутых выше 3 и 4 периодов можно попытаться выделить «промежуточный» период, когда приход и расход тепла примерно сбалансированы и локальное теплосодержание сохраняется примерно на одном уровне, испытывая сравнительно короткопериодные колебания, не связанные непосредственно с сезонными изменениями. При этом можно считать, что процесс прорыва поверхностного слоя (с последующим распространением тепла вглубь) наиболее четко выражен примерно до 15—20 июля (на разрезе В — до первых чисел августа). К указанному сроку локальный прорыв практически достигает предельного развития, в ходе которого формируется и обостряется слой скачка. Период, соответствующий прорыву, характеризуется условиями $t_s \gg t_n$ и $q_s > 0$ (здесь t_s — температура поверхности; t_n — придонная температура; q_s — поток тепла через поверхность моря) и относится к периоду 3 (по классификации В. В. Берзиньша). Противоположный процесс охлаждения и устойчивого уменьшения локального теплозапаса (период 4 по В. В. Берзиньшу, характерный для условия $t_s > t_n$, $q_s < 0$) начинается в последней декаде августа с резким ускорением в сентябре. Таким образом, промежуток времени между концом 3-го и началом 4-го периодов составляет около месяца

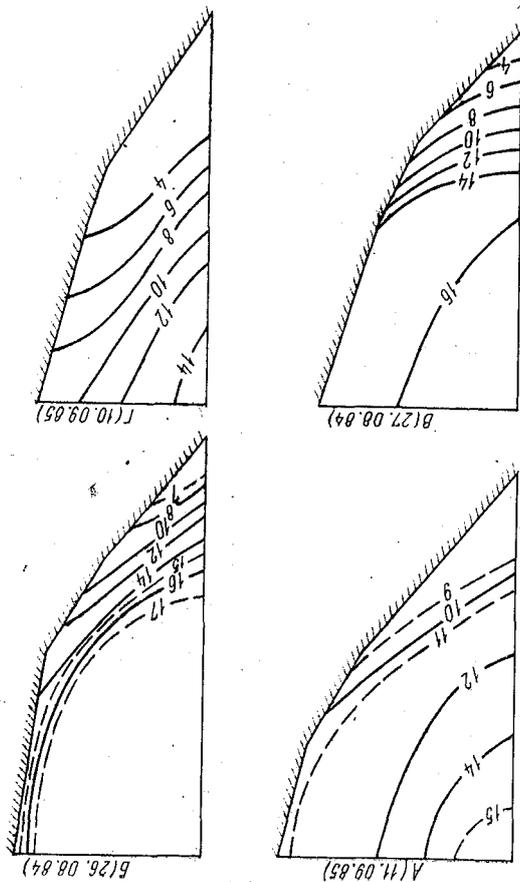
Рис. 2. Изоплеты температуры на станциях 8 и 16 прибрежного полигона в 1984 (снизу) и 1985 (сверху) годах



тенивого прорыва верхнего квазигомогенного слоя и начало периода его охлаждения (периоды 3 и 4 по указанной классификации). Об этом свидетельствует изменение термической структуры воды в данном районе, представленное на рис. 2, где изображены температурные изоплеты для наиболее представительных

колебания сохраняются и в течение 4 периода, но локализуются в слое скачка, пока он продолжает существовать в данной точке, затухая вместе с ним по мере развития осенней конвекции.

Рис. 3. Распределение температуры на разрезах А, В, В и Г



Параметры сравнительно короткопериодных колебаний, не связанных с сезонным ходом, видны значительной и неравномерной дискретности наблюдений можно оценить лишь приближенно. Эти колебания начинают проявляться достаточно четко лишь после формирования слоя скачка, т. е. к концу 3 периода. Во время промежуточного квазиравновесного периода они достигают своего развития, охватывая всю водную толщу до поверхности. Эти $t_s \gg t_H$ и $q_s \approx 0$.

(третья декада июля и первые две декады августа 1985 г.). Для этого «промежуточного» периода характерными являются условия

Примечание. Аяв — наличие апвеллинга; Пдп — наличие подпора; ○ — отсутствие движений в сторону берега; — — данные отсутствуют.

| Этап | Разрез А | | Разрез Б | | Разрез В | | Разрез Г | |
|------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | Дата явления |
| I | Аяв | 20.06.85 | ○ | 19.06.85 | ○ | 20.06.85 | ○ | 20.06.85 |
| II | Аяв | 3.07.85 | Пдп | 2.07.85 | ○ | 2.07.85 | ○ | 2.07.85 |
| III | — | 11.07.85 | — | 10.07.85 | — | 10.07.85 | — | 10.07.85 |
| IV | ○ | 15.07.85 | Аяв | 15.07.85 | ○ | 15.07.85 | ○ | 15.07.85 |
| V | — | 26.07.85 | — | 26.07.85 | — | 26.07.85 | — | 26.07.85 |
| VI | Пдп | 6.08.85 | Пдп | 7.08.85 | ○ | 7.08.85 | Пдп | 7.08.85 |
| VII | Пдп | 17.08.85 | ○ | 16.08.85 | ○ | 18.08.85 | ○ | 18.08.85 |
| VIII | Пдп | 23.08.85 | Аяв | 22.08.85 | ○ | 19.08.84 | ○ | 19.08.84 |
| VIII | ○ | 25.08.84 | ○ | 26.08.84 | Аяв | 27.08.84 | — | ○ |
| IX | Аяв | 3.09.85 | Аяв | 4.09.85 | Аяв | 4.09.85 | ○ | 9.09.84 |
| X | Аяв | 11.09.85 | Аяв | 12.09.85 | Аяв | 10.09.85 | Пдп | 10.09.85 |
| X | Аяв | 15.09.84 | Аяв | 15.09.84 | Пдп | 16.09.84 | Пдп | 16.09.84 |
| XI | Аяв | 25.09.84 | ○ | 22.09.85 | ○ | 22.09.85 | ○ | 22.09.84 |

Характеристики движений глубинных вод, зарегистрированные на разрезах прибрежного полигона в 1984 и 1985 годах

Максимальные вертикальные смещения верхней границы слоев скачка при этом в некоторых случаях превышают 10 м. В тех случаях, когда указанные колебания охватывают всю водную толщу, их фаза ошутимо нарастает с глубиной, причем на горизонтах 15—20 м (в слое скачка запаздывание по отношению к поверхности достигает иногда 2 недели и более при характерных периодах в среднем около месяца). Таким образом, колебания на поверхности и в слое скачка совершаются нередко в противофазе (станции 13 и 16, см. рис. 1). Можно указать, что наблюдения 1984 г., отнесенные к 4 периоду, обнаруживают аналогичные колебания, но с меньшей интенсивностью. Отметим, что в 1984 г. поверхность температуры была ниже, а слой скачка менее резко выражен, чем в 1985 г.

Общий фон временных изменений термических характеристик на остальных станциях полигона, лежащих ближе к берегу, в целом подобен описанному выше, поскольку он определяется условиями для всего района усложненными условиями апвеллинга и теплоотдачи факторами, приводящими к периодическому появлению слоя скачка на нижних горизонтах станций 3, 7, 12 и 15, расположенных на 12-метровой изобате, и к понижению температуры в непосред-

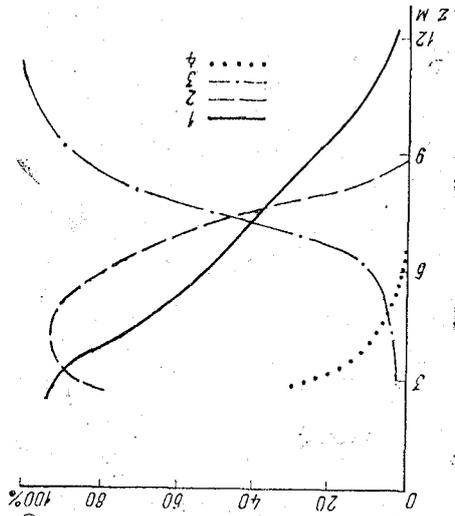
ственной близости от берега. Такие эффекты могут быть связаны с прибрежным выходом глубинных вод на поверхность — альвелингом. Для рассмотрения этого явления обратимся к рис. 3, где показано распределение температуры воды на расположенных нормально к берегу разрезах А, Б, В и Г. Для случая, приведенных на рисунке, температурное поле характеризуется наличием холодного придонного слоя, который в некоторых случаях фиксируется прямыми батометрическими наблюдениями, а иногда устанавливается лишь предположительно (путем экстраполяции по вертикали) при обнаружении аномально холодных вод у самого берега. К этому можно добавить, что наличие аномально низкой температуры в тонком (порядка 0,5—1,0 м) придонном слое прибрежной зоны неоднократно ощущалось водолазами экспедиции во время подводных работ.

С помощью рисунков, подобных рис. 3, можно отобразить всего материала наблюдений случай с заметным продвижением глубинных вод в сторону берега. Для указанных выше периодов экспедиционных работ 1984 и 1985 гг. такие случаи представлялись в таблице. В связи с различной интенсивностью отмененного продвижения все случаи условно разбиты на две группы: альвелинит (Ав), когда глубинные воды у берега выходят на поверхность, и подпор (Пдп), когда глубинные воды заметно продавливаются вдоль склона дна, но поверхности не достигают. Из таблицы видно, что, хотя явление альвелинит распространено по всему рассматриваемому району, оно чаще встречается в южной его части (разрезы А и Б). Сопоставление дат альвелинит и подпора с вертикальными смещениями слоя скачка на глубокководных станциях (рис. 2) не обнаруживает корреляции между ними. По-видимому, непосредственной причиной прибрежного альвелинит считается сгонные эффекты, обусловленные действием ветра, в то время как вертикальные колебания слоя скачка на расстоянии нескольких километров от берега имеют в основном иную природу.

Различные работы для рассматриваемого района позволили зафиксировать участки песчаных полей, валунов и галечника, зоны распространения, а также видовой состав водорослей (фукусы, фурацеллярии, кладыфора) и определить тем самым места веротных или возможных нерестилищ. Удается выделить зоны прибрежного мелководья, где на глубинах от 2,5 до 6 м образные грунта оксидируются максимумом. При глубине свыше 6 м сущестование донной растительности связано с наличием камней и валунов, которые в общем являются носителями всех трех видов водорослей. На глубинах свыше 10 м водоросли либо отсутствуют, либо встречаются в незначительном количестве (менее 5% площади поверхности дна). Зона донной растительности почти непрерывно от Лабажи до Курматса, но сильно изменяется по ширине и плотности покрытия грунта. В целом, учитывая, что биогенными естественным субстратом для кряквы являются фукусы и фурацеллярии, но не кладыфора, можно за-

почти не встречается. Практически два упомянутых вида полного обрастания в случае преобладания известкового дна. При песчаном покрытии определяющим видом является клядофора, доля которой увеличивается с глубиной, а начиная с глубины 9 м и далее, этот вид водорослей становится единственным. В настоящее время экспедиционные работы в восточной части Рижского залива продолжаются. В течение июня — сентября 1986 г. проводились дальнейшие повторные съемки полигона в районе Саулкрасти — Лачи, а также было начато повторное обследование двух гидрологических разрезов от о. Кихну и от Лярну с захватом северных нерестилищ салаки. Выполнялись также подводные работы в районе Лярнского залива и близ Айнажи. Материалы этих исследований находятся в процессе обработки и анализа.

Рис. 4. Изменение обрастания грунта и видового состава растительности с глубиной.
1 — общее обрастание грунта и доля отдельных видов водорослей, %; 2 — фурациларии; 3 — клядофора; 4 — фукусы



метить слабую тенденцию к улучшению условий для нереста юга на север. Для известкового грунта можно выявить некоторую количественную зависимость характера донной растительности от глубины. Характеристика такой зависимости приведена на рис. 4. В зоне максимального обрастания преобладающими являются фурациларии. На глубинах от 2,5 до 5 м многочисленными являются фукусы; по-видимому, здесь имеются наиболее благоприятные условия для их развития, так как на больших глубинах этот вид

С. В. ЧВИЛЕВ (ЛТМИ)

ПОИСК ПРОМЫСЛОВЫХ СКОПЛЕНИЙ СКУМБРИИ В НОРВЕЖСКОМ МОРЕ ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЮ ТЕМПЕРАТУР ВОДЫ

С мая по август скумбрия нагуливается в южной, юго-восточной части Норвежского моря, обитая в верхнем 50-метровом слое воды. Несомненно на то что целенаправленный лов этого вида рыбы ведется советскими судами в указанном районе с конца 70-х годов и отдельными судоводителями и специалистами научными группами и отдаленными судами. Поэтому очень важно знать, насколько распространены скопления скумбрии в Норвежском море, испытывают ли они трудности перед ситуацией, в которой давно знако-мый способ поиска рыбы эхолотами должен уступить место поиску с помощью анализа гидрологических условий.

Рассмотрим этот вопрос, используя фактические данные о распределении температуры и поисковых трайлеров на промысле скумбрии в Норвежском море в 1984—1985 гг.

На нагул в южную часть моря скумбрия выходит в мае. До середины июня, пока не образовался сезонный термоклин, самыми перспективными для поиска являются наиболее теплые участки акватории с температурами не ниже 8,5°С. В это время фронтальные районы не являются индикаторами рыбных скоплений. Замечено, что на фронтах, т. е. участках накапливания планктона, при температурах ниже 8°С нередко имеют место подъемы траля с очень обильной обьячейкой калангуса, при этом улов скумбрии лишь штучный. Продвижение скумбрии, являющейся теплолюбивой рыбой, на север зависит прежде всего от того, насколько быстро происходит сезонный прогрев моря. После образования в середине июня сезонного термоклина и повышения температуры поверхности моря до 10°С наиболее эффективными показателями участков накапливания скумбрии становятся фронтальные районы. На фронтах, представляющих собой зоны конвергенции, происходит механическое накапливание планктона, в частности, калангуса — основного объекта питания мелангических рыб, что обуславливает образование на таких участках промысловых концентраций нагуливающейся скумбрии. Средние баллы наполнения же-лудков рыбы, выловленной на температурных фронтах и в малоградиентной зоне, очень различаются: на фронтах скумбрия пи-тается намного интенсивнее.

Ширина фронтальных районов на поверхности моря составляет 0,5—1,2 мили, перепад температур поперек линии фронта — 0,9—

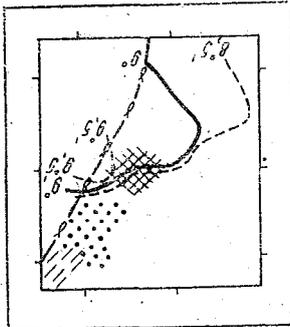
ные медленноперемещающиеся скопления, называемые обычно ко на фронтальных разделах скумбрии образует приповерхностную вод с юга, юго-запада (южное скопление на рис. 2). Однако температуры имеют место и на малорадиентных участках затора теплых

Но достаточно часто в июле и августе хорошие уловы скумбрии на западе акватории). скопления становятся температурные фронты (рис. 2, плотное море главным ориентиром для обнаружения промысловых скоплений и в начале июля в открытой части ми плотностями зоопланктона, и в начале июля в открытой части рами. Постепенно рыба накапливается на участках с максималными температурами. Постепенно рыба накапливается на участках с максималными температурами. Постепенно рыба накапливается на участках с максималными температурами. Постепенно рыба накапливается на участках с максималными температурами.

Во второй половине июня при переходе поиска на север, на акваторию, расположенную вне двухсотметровых рыболовных зон государства (так называемая открытая часть моря), может оказаться, что туда удалось выйти лишь первые косяки рыбы. В этом случае преимущество имеет для поиска снова примут заторы теплых вод и участки с наибольшими абсолютными температурами. Постепенно рыба накапливается на участках с максималными температурами.

образованиями плотных скоплений скумбрии сказываются как абсолютные величины, так и значения горизонтальных градиентов температуры воды: самое плотное «пятно» находится на участке

Рис. 1. Распределение температур на поверхности моря и скопления скумбрии 11—18 июня 1985 г. Условные обозначения см. рис. 2



мени с началом возникновения сезонного термоклина, когда на На рис. 1 представлен переходный этап, совпадающий по времени с началом возникновения сезонного термоклина, когда на

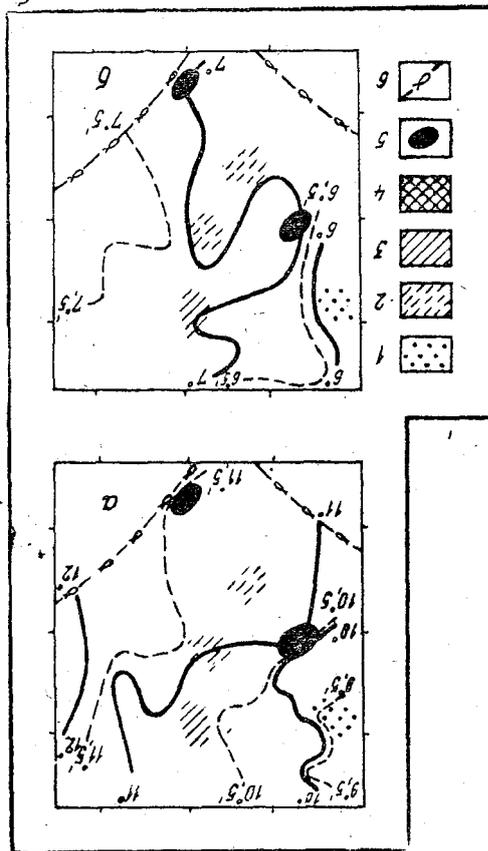
но снижает эффективность поиска. Отсутствие такого прибора на борту судна значительно снижает эффективность поиска. Отсутствие такого прибора на борту судна значительно снижает эффективность поиска. Отсутствие такого прибора на борту судна значительно снижает эффективность поиска.

Датометрическая или батитермографная съемка, с расстояниями между соседними станциями 5—15 миль, может дать лишь хорошие ориентиры для выявления температурных фронтов. Точное положение фронтальных разделов определяется при помощи буксирных датометрических станций.

Фронтов, как правило, несколько. Расстояния между ними составляют 1,1°С, что определяет горизонтальный градиент до 1,5°С/милю.

В течение всего периода промысла хорошая ориентировка для то-
го, чтобы исключить неперспективную для поиска акваторию, яв-
ляется изотерма 6,5 °С на горизонте 50 м. Ее можно назвать гра-
ницей распространения скумбрии в Норвежском море. Западнее,
северо-западнее этой границы скумбрия либо вообще не проходит,

Рис. 2. Распределение скопления скумбрии и тем-
ператур воды 20—25 июля 1985 г. на поверхности
моря (а) и на горизонте 50 м (б).
1 — штучные уловы скумбрии; 2, 3, 4, 5 — проз-
водительность трагелии 0,5 т/ч; 1 т/ч; 2 т/ч; 4 т/ч
соответственно; 6 — граница 200-мильных рыбо-
ловных зон



верховодкой, очень удобные для кошельковых судов. Поэтому в
случае организации кошелькового промысла значение обнаруже-
ния и прогноза перемещений фронтов еще больше возрастает.

либо проходит в очень незначительных количествах. На рис. 2 (горизонт 50 м) показано, что на северо-западе исследуемого участка изотерма $6,5^{\circ}\text{C}$ отделила очень плотные скопления от разреженных. Отметим, что и те и другие скопления располагались на фронтальных разрезах.

Зависимость промысла от гидрологических условий очевидна. Летом 1985 г. рекомандации поискового судна «Ливингск» Управ-ления Северьпромразведки, специалисты которого систематически анализировали гидрологическую обстановку, были настолько удач-ны, что капитаны многих промысловых траулеров по собственной инициативе организовали ежедневное попутное измерение темпера-тур поверхности моря.

УДК 551.465

Л. Н. КАРЛИН (ЛТМИ)

МОДЕЛИ МЕЛКОМАШТАБНОЙ СТРУКТУРЫ ПРИПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ОКЕАНА

Перспективы развития океанологического обеспечения промыс-ла связаны с интенсивным использованием информации о состоя-нии поверхности океана, полученной дистанционными методами. В этих условиях встает вопрос о том, насколько подобная инфор-мация является релевантной для суждения о строении всего верхнего слоя океана. При решении его основное внимание было уделено поверхностной холодной пленке, толщиной несколько миллиметров [1, 7]. Затем было установлено, что приповерхностный слой океана несмотря на то что он подвергается интенсивному динамическому воздействию атмосферы может при определенных условиях иметь сложную вертикальную структуру [5, 7]. Послед-няя наиболее выражена при интенсивном солнечном прогреве в слое толщиной порядка $3-5$ м/с. и при распределении приповерхностного слоя осадками [7]. Анализируя со-стояние изученности данной проблемы, К. Н. Федоров поставил вопрос о всемерной интенсификации ее исследований и предложил очередной круг вопросов называть «Физической океанологией верхнего метра океана» [7]. Важную роль в изучении происхода-щих в приповерхностном слое процессов будут играть их математич-еские модели. Таковых пока очень немного. Для режима рас-пределения осадками нам не известно вообще ни одной модели. Для режима интенсивного солнечного прогрева можно назвать ра-диационную модель I. D. Woods [8]. В ней предполагается, что при солнечном прогреве за счет объемного поглощения лучистой энер-

где потоки с индексом 0 на поверхности, с индексом h на нижней границе слоя конвекции; T_0 — температура воды в слое $(0-h)$. Дополним (2) уравнением баланса энергии турбулентности, проинтегрированным в пределах слоя $(0-h)$. При этом будем предполагать, что основной вклад в генерацию энергии турбулентности в этом слое вносит продукция за счет архимедовых сил. Всеми другими источниками будем пренебрегать. Это допущение не является слишком сильным, поскольку моделируемый режим наблюдается

$$(2) \quad \frac{\partial T_0}{\partial t} h = q_0 + R_0 - q_h - R_h$$

векции (h): (1) при этом условии от поверхности до нижней границы слоя коэффициент температуры в нем равен нулю. Проинтегрируем уравнение перемешивания в этом слое так велика, что вертикальный градиент температуры поглощения лучистой энергии. Интенсивность конвективного перемешивания, вызывающий теплоотдачу с поверхности. Предположим, что у поверхности океана существует слой конвекции, температура воды; t — время; z — вертикальная координата. R — поток лучистой энергии также нормированный на c_p и ρ_0 ; T — удельную теплоемкость и стандартную плотность морской воды); где q_z — турбулентный поток тепла, нормированный на c_p и ρ_0

$$(1) \quad \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial q_z}{\partial z} - \frac{\partial R}{\partial z}$$

в виде распределения тепла в приповерхностном слое океана напишем модель приповерхностного конвективного слоя, формирующего

нашего слоя. Вторая модель режима распределения осадками приповерхностного слоя. Первая модель эволюции слоя конвекции за счет объемного поглощения лучистой энергии, приходящего к поверхности океана. Первая модель эволюции слоя конвекции за счет объемного поглощения лучистой энергии, приходящего к поверхности океана. Первая модель эволюции слоя конвекции за счет объемного поглощения лучистой энергии, приходящего к поверхности океана.

В настоящей работе предлагаются модели двух режимов приповерхностного конвективного слоя океана. Первая модель эволюции слоя конвекции за счет объемного поглощения лучистой энергии, приходящего к поверхности океана. Вторая модель режима распределения осадками приповерхностного слоя. Модель слоя конвективного перемешивания, основанная на уравнении баланса энергии турбулентности, тепло- и солепереноса, проинтегрированных в пределах слоя, была предложена А. В. Соловьевым [6]. Эта модель не учитывает процессов во-здействия на нижней границе перемешанного слоя. Это привело к значительным погрешностям при расчетах для периода заглябливания слоя конвекции, имеющего место во время ослабления солнечной радиации. Модель слоя конвективного перемешивания, основанная на уравнении баланса энергии турбулентности, тепло- и солепереноса, проинтегрированных в пределах слоя, была предложена А. В. Соловьевым [6]. Эта модель не учитывает процессов во-здействия на нижней границе перемешанного слоя. Это привело к значительным погрешностям при расчетах для периода заглябливания слоя конвекции, имеющего место во время ослабления солнечной радиации.

$$(11) \quad \int_0^1 \Phi_* \left(\frac{y}{z} \right) d \left(\frac{y}{z} \right) \approx 0,4.$$

Оценка величин интеграла в правой части (10) была произведена С. С. Зиглитинским (частное сообщение). Для этого были использованы экспериментальные данные, приведенные в [3]. В результате С. С. Зиглитинским было найдено, что

$$(10) \quad D = g \alpha q_0 \int_1^0 \Phi_* \left(\frac{y}{z} \right) d \left(\frac{y}{z} \right).$$

Φ_* — универсальная функция вертикальной координаты. Интерпретирование (8) с учетом (9) приводит к выражению

$$(9) \quad W^* = (g \alpha |q_0| h)^{1/3},$$

где W^* — конвективный масштаб скорости, который можно поставить как [9]

$$(8) \quad \varepsilon = \frac{y}{W^*} \Phi_* \left(\frac{y}{z} \right),$$

Из соображений размерности согласно S. S. Zilitinkovich, I. W. Deardorf [9] диссипацию в пределах $(0-h)$ можно выразить:

$$(7) \quad -\frac{g \alpha}{W} = \frac{g_0 + q_0 h}{2} + R_0 \left[\frac{z}{h} (1 + e^{-\lambda z}) - \frac{1}{2} (1 - e^{-\lambda h}) \right].$$

Тогда (4) с учетом (5) перепишем так: где λ — коэффициент поглощения.

$$(6) \quad R_z = R_0 e^{-\lambda z},$$

Предположим, что можно приближенно представить поток чистой энергии на глубине z (R_z) следующим образом:

$$(5) \quad q^z = q_0 + R_0 - R_z - \frac{\partial T_0}{\partial t} z.$$

Найдем q^z из (1):

$$(4) \quad W = -g \alpha \int_h^0 q^z dz.$$

Запишем, как обычно:

где W — продукция энергии турбулентности за счет архимедовых сил; D — диссипация энергии турбулентности.

$$(3) \quad W = D,$$

приближения:

Дает основание использовать уравнение баланса в стационарном времени турбулентных процессов, которое составляет минуты. Это время изучаемых процессов — эволюция толщинный слой конвекции, составляет часы. Оно значительно больше характерного времени факторов мая. Будем также иметь в виду, что характерная только при слабом ветре, когда продукция за счет динамики

$$h = \frac{1}{2} \frac{1 + 0,2 \frac{R_0}{q_0}}{1} \quad (14)$$

Уравнение (13) является трансцендентным. Исследуя поведение его левой и правой частей, легко доказать существование одного действительного корня (кроме тривиального $h=0$). Оно позволяет также найти ограничение сверху для толщин слоев конвекции при наборе определяющих факторов. Устремив в правой части (13) $yh \rightarrow \infty$, получаем, что h не может быть больше вели-

$$yh = \frac{2(1 - e^{-yh})}{1 + e^{-yh} + 0,2 \frac{R_0}{q_0}} \quad (13)$$

чины h .
 Для дальнейшего важно подчеркнуть принципиальное отличие моделируемой конвекции от обычной. Последняя характеризуется тем, что если существует постоянная температура с поверхности, то нет никаких механизмов, ограничивающих рост толщин слоев конвекции. В нашем случае такой механизм имеется. Суммарный поток тепла в приповерхностном слое на глубине термокомпенсации переходит через нуль от отрицательных к положительным значениям. Глубже нее он способствует созданию устойчивой стратификации. В связи с этим при стационарных внешних условиях конвекция не может распространяться глубже некоторой глубины. Это значит, что в отличие от обычной конвекции толщина слоев конвективного перемешивания при объемном поглощении солнечной энергии при каждом наборе определяющих факторов имеет свое предельное значение. Отмеченное обстоятельство дает нам основание различать два режима эволюции толщин слоев конвекции: предельный и нестационарный. Предельный режим реализуется на фоне имеющегося перемешанного слоя при усилении солнечного прогрева. В этом случае толщина слоев конвекции при увеличении солнечной радиации должна стать меньше ранее существовавшей. Она формируется на фоне безразличной стратификации, обусловленной прежним слоем конвективного перемешивания, приспособленным к менее сильному солнечному прогреву. Поскольку мы считаем, что приспособление к условиям перемешивания происходит достаточно быстро, можно предполагать, что при усилении солнечного прогрева слой конвекции достигает своего предельного значения. Тогда поток тепла q_h можно положить равным нулю. Таким образом, при моделировании конвекции в случае увеличения интенсивности солнечной радиации из (12) следует (при $q_h = 0$)

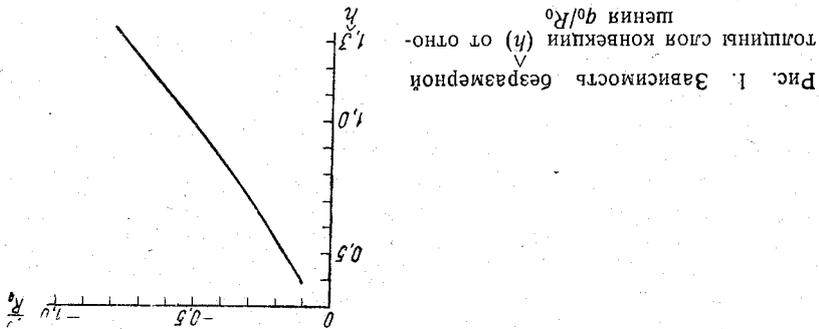
$$(q_0 + q_h)h \frac{2}{1} + R_0 \left[\frac{1}{2} (1 + e^{-yh}) - \frac{1}{1} (1 - e^{-yh}) \right] = 0,4 q_0 h. \quad (12)$$

Собирая вместе (10) и (7), с учетом (11), получаем вместо (3)

Теперь необходимо сказать несколько слов о величине γ . Известно, что величина γ быстро убывает с глубиной [2]. Из наблюдений, выполненных А. В. Соловьевым [6], следует, что толщина слоя конвекции большую часть дня составляет не более 20 см. Тогда для определения γ воспользуемся экспериментальными исследованиями поглощения солнечной энергии в верхних 20 см, приведенными в [2]. Они показали, что в морской воде поток солнечной энергии на глубине 1 см составляет 85% от потока на поверхности. Около 15% солнечной энергии поглощается первым сантиметром слоя воды. Поток на глубине 10 см составляет около

$$h = \sqrt[4]{h^*} = \frac{1}{\gamma} \quad (16)$$

ослабления солнечной радиации. Легко найти истинное значение h , зная величину коэффициента симости $\sqrt[4]{h}$ от q_0/R_0 очень близка к линейной. Пользуясь (рис. 1), тем больше толщина слоя конвекции (рис. 1). Прием зави-



Решение (15) методом итераций показало, что h существенно зависит от величины отношения q_0/R_0 . Естественно оказалось, что чем больше это отношение (то есть при увеличении роли теплоотдачи с поверхности или уменьшения вклада потока лучистой энергии

где $h = \sqrt[4]{h^*}$ — безразмерная толщина слоя конвекции.

$$h = \frac{\sqrt[4]{h^*}}{2(1 - e^{-h})} + 0,2 \frac{q_0}{R_0} \quad (15)$$

Анализ (13) существенно упрощается, если его безразмерить, введя характерный масштаб для толщины слоя конвекции h^* равный $h^* = \frac{1}{\gamma}$. Тогда (13) переписывается так:

$$(21) \quad \frac{\partial T}{\partial h} = -0,2q_0 - R_0 \left[1 + e^{-\gamma h} - \frac{\gamma h}{2} (1 - e^{-\gamma h}) \right]$$

Уравнение для расчета скорости изменения h получается из (17):

$$(20) \quad \frac{\partial T}{\partial T} = \frac{q_0}{R_0} + \frac{h}{R_0} (1 - e^{-\gamma h}) + \frac{\partial T}{\partial h} \left(\Gamma - \frac{h}{2} \right)$$

Подставив в (19) выражения (6) и (17), получим

$$(19) \quad \frac{\partial T}{\partial T} = \frac{q_0 + R_0}{q_0 + R_0} - \frac{h}{q_0 + R_0} + \Gamma \frac{\partial T}{\partial h}$$

Комбинируя (2) и (18), получаем

$$(18) \quad \frac{\partial T}{\partial h} = \Gamma \frac{\partial T}{\partial T}$$

на горизонте $z = h + 0$ описывается уравнением
 тикального градиента (Γ). Тогда эволюция температуры воды (T^h)
 линейная функция глубины с постоянным значением величин вер-
 положим, что профиль температуры воды ниже слоя конвекции —
 слоя конвекции; T^h — температура воды на уровне $z = h + 0$. Пре-
 где $\delta T = (T^0 - T^h)$ — скачок температуры воды на нижней границе

$$(17) \quad q_h = \frac{\partial T}{\partial T}$$

как это обычно делается при вовлечении:
 нижней границе слоя конвективного перемешивания. Выразим его,
 прогрева. В этом случае нельзя пренебречь потоком тепла на
 блиндается при усилении теплоотдачи или ослаблении лучистого

Рассмотрим теперь стадию затухающей конвекции, которая на-
 солнца может формироваться скачок температуры более $1-2^\circ\text{C}$.
 нагревается и на его нижней границе за время высокого стояния
 прогрев в слое конвективного перемешивания вода интенсивно
 $0,3^\circ\text{C/ч}$. Отсюда следует, что при достаточном сильном солнечном
 росте увеличения температуры воды в слое конвекции около

Подстановка всех полученных нами величин в (2) дает ско-
 ся с экспериментальными данными.

пин h должна быть в пределах $10-20$ см, что прекрасно согласует-
 том значения $\gamma \approx 3 \text{ м}^{-1} - 4 \text{ м}^{-1}$ получаем, что толщина слоя конвек-
 нии отношения q_0/R_0 величина h составляет около $0,5$. Тогда с уче-
 было получено, что $q_0/R_0 \approx -0,2$. Согласно рис. 1 при этом значе-

Для сравнения результатов расчетов по (15) с наблюдениями
 воспользуемся данными А. В. Соловьева [6]. Для средних дней им

симостью (6) приближенно аппроксимируются при $\gamma = 3-4 \text{ м}^{-1}$.
 слоем воды. Эти экспериментальные данные принятой нами зави-
 потока на поверхности, а 41% поглощается 120 -сантиметровым
 тиметровым слоем. Поток на глубине 20 см составляет 59% от
 67% от потока на поверхности, а 33% поглощается первым 10 -сан-

Модель режима приповерхностного распределения осадками. Характеристики приповерхностного распределения осадками можно получить, рассматривая следующую стилизованную картину. Пусть в верхнем слое океана существует развитый перемешанный слой, который мог бы быть образован динамическим воздействием вет-

каких принципиальных трудностей. Учет непростоты отношения q_0/R_0 не представляется ни-
с самого начала. В этом случае увеличение h происходит медленно. Выведение выражено слабо, и происходит прорыв слоя кон-
векции. Учет непростоты отношения q_0/R_0 не представляется ни-

малых отрицательных величинах q_0/R_0 величина δT увеличивается
начинает медленно увеличиваться (рис. 2 б, с, кривые 2, 3, 4). При
температуры вначале убывает, достигает своего минимума, а затем
монотонной. При больших величинах отношения q_0/R_0 скачок
туры воды (рис. 2 б, с). Против ожидания его эволюция оказалась
равных условиях (рис. 2 а, в). Иначе ведет себя скачок темпера-

начала δT , тем меньше изменяется во времени h при прочих
ка температура на нижней границе слоя конвекции. Чем больше
оказывает также существенное влияние начальная величина скач-
сопутная величина отношения q_0/R_0 (рис. 2 а, в). На поведение h
формулой (14). Скорость изменения h тем больше, чем больше аб-

стремся асимптотически к предельному значению, определенному
толщина слоя конвекции монотонно увеличивается со временем,
 q_0/R_0 задавались начальные значения h и T . Расчеты показали, что
экспериментов. При постоянной во времени величине отношения
Поведение системы (23) — (24) исследовалось путем численных
нулю величину.

Крышка над соответствующей переменной означает ее безразмер-

$$\frac{\partial \bar{h}}{\partial \bar{T}} = 1 \left[-0,2 \frac{q_0}{R_0} - \left(1 - \frac{\bar{h}}{2} \right) - e^{-\bar{h}} \left(1 + \frac{\bar{h}}{2} \right) \right] \quad (24)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial \bar{T}} = \frac{q_0}{R_0} \frac{\bar{h}}{1 + \frac{\bar{h}}{2}} + \left(1 - e^{-\bar{h}} \right) + \frac{\partial \bar{h}}{\partial \bar{T}} \left(1 - \frac{\bar{h}}{2} \right) \quad (23)$$

Тогда в безразмерной форме система будет иметь вид

$$h^* = \frac{1}{\bar{T}}, \quad \delta T^* = \frac{1}{\bar{T}}, \quad t^* = \frac{1}{\bar{T}^2 R_0} \quad (22)$$

Проведем безразмеривание системы (20) и (21), выбрав в качестве масштабов величин, обозначенные *:

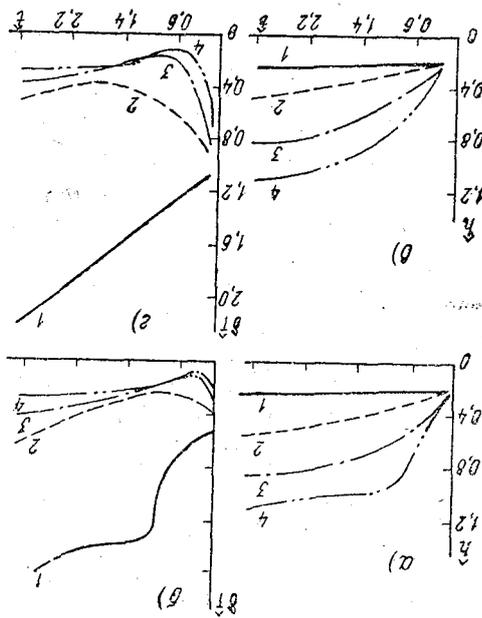
где q_0^0 — поток массы через поверхность океана; q_1^0 — поток теп-
ла через поверхность; u — скорость испарения; 0 — скорость вы-
падения осадков; S_0 — солёность воды на поверхности; α и β —
коэффициенты термического расширения и солёностного сжатия
морской воды. При скорости выпадения осадков, равной 20 мм/ч,
и характерном профиле $5 \cdot 10^{-3}$ кал/см²с, которые наблюдались
К. Н. Федоровым в Саргассовом море [7], вклад второго члена в
правой части (25) более чем на порядок превосходит влияние

$$q_0^0 = -\frac{c_p}{\alpha} q_1^0 + (u - 0) S_0, \quad (25)$$

как плавучести через поверхность океана становится доминирую-
щим. Действительно, поток массы через поверхность океана равен

а, с — начальные значения $h=0,2$, $\delta T=1,0$; б, с —
начальные значения $h=0,2$, $\delta T=0,5$; $q_0/R_0=-0,1$
(1), $q_0/R_0=-0,3$ (2), $q_0/R_0=-0,5$ (3), $q_0/R_0=-0,7$
(4)

Рис. 2. Изменение толщины слоя конвекции (а, б)
и температуры воды в нем (с, д):



ра или конвективным перемешиванием. Если при этих условиях
начинается интенсивный дождь, то его влияние на величину пото-

$$mU_*^2 + \frac{\rho_0}{2} q_0^2 + q_h^2 h = 0. \quad (31)$$

Тогда из (28) получаем

$$W = \frac{\rho_0}{2} \int_0^h q^2 dz. \quad (30)$$

Работу архимедовых сил выразим, как обычно:

$$G - D = mU_*^2, \quad (29)$$

где U_* — скорость течения в воде; m — эмпирический коэффициент, равный примерно 1,25. Первые два члена уравнения (28) можно приближенно парализовать для рассматриваемых условий, используя анализ лабораторных и натурных данных, приведенный в [4].

где G — работа, совершаемая ветром; D — диссипация энергии турбулентности; W — работа архимедовых сил.

$$G - D - W = 0, \quad (28)$$

где $\rho_0 = \rho_h - \rho_0$ — плотность воды в однородном слое до начала дождя). Уравнение (27) дополним проинтегрированным в пределах $[0-h]$ уравнением баланса турбулентной энергии:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = -\frac{q_0^2}{h} + \frac{q_h^2}{h}. \quad (27)$$

Из (26) при неизменности во времени плотности воды ниже и на нижней границе распределенного слоя; h — толщина распределенного слоя.

где ρ_0 — плотность воды в распределенном слое; q_h^2 — поток массы в распределенном слое; q_0^2 — поток массы в его пределах, имеет вид

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = \frac{q_0^2 - q_h^2}{h}, \quad (26)$$

где ρ_0 — плотность воды в распределенном слое; q_h^2 — поток массы в его пределах, имеет вид

При дожде толщина распределенного слоя уменьшается и волье-
чение не происходит, тогда $q_{н} = 0$ и из формулы (31) следует вы-
ражение для глубины этого слоя:

$$h = \frac{2,5 U_*^3 p_0}{g q_0} \quad (32)$$

Подставив последнее выражение в уравнение (27) и интегри-
руя его в предположении о неизменности во времени характери-
стик ветра и интенсивности осадков, получаем

$$\delta p = \frac{2,5 U_*^3 p_0}{(g_0^2)^2 g t} \quad (33)$$

Поскольку, как было показано выше, основной вклад в поток
массы через поверхность во время дождя вносят осадки и связан-
ные с ними изменения солёности, последнюю формулу можно пе-
реписать приближенно для перепала солёности между распреде-
ленным и нижележащими слоями

$$\delta S = \frac{2,5 U_*^3 p_0}{(S_0^2)^2 g t} \quad (34)$$

где $\delta S = S_n - S_0$; S_0 — солёность воды распределенного слоя; S_n —
солёность воды в нижележащих слоях.
С учетом этого же допущения формулу для толщины распре-
деленного слоя можно переписать так:

$$h = \frac{2,5 U_*^3 p_0}{g S_0^2} \quad (35)$$

Формулы (34) и (35) позволяют рассчитывать толщину рас-
пределенного слоя, образующегося во время выпадения осадков, а
также величину распределения в нем в зависимости от интен-
сивности и продолжительности осадков, а также скорости ветра. Для
тестирования модели воспользуемся наблюдениями К. Н. Федоро-
ва [7]. Скорость выпадения осадков продолжительностью 1—2 ч.
составила 20 мм/ч. При этом наблюдалось распределение поверхно-
стного слоя толщиной около 1 м на 0,5—1%. При характерной
силе ветра (около 5 м/с) скорость трения 0,8 см/с. Подстановка
этих величин в соответствующие формулы дает $h \approx 0,9$ м, а
 $\delta S \approx 0,8\%$ при продолжительности выпадения осадков 1 ч
($\beta = 8 \cdot 10^{-4}$, $S_0 = 36\%$). Из приведенных формул следует, что тол-
щина распределенного слоя тем меньше, чем интенсивней осадки.
Величина распределения пропорциональна квадрату их интенсивно-
сти и возрастает линейно в зависимости от их продолжительности.
Тонкий распределенный слой, отделяющийся от основной массы
верхнего перемешанного слоя хорошо выраженым скачком плот-
ности, имеет важные последствия для эволюции ВКС после дож-
дя. В том случае, если распределенный слой сохраняется в течение

1. Гинзбург А. И., Федоров К. Н. Охлаждение воды с поверхности при свободной и вынужденной конвекции. — Изд. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1978, т. 14, № 1, с. 79—87.
2. Иванов А. Поглощение солнечной энергии в океане. — В кн.: Моделирование и прогноз верхних слоев океана. Л., Гидрометеонадат, 1979, с. 64—91.
3. Коф и С. Дж. Экспериментальные данные о потраниином слое атмосферы. — В кн.: Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей. Под ред. Ф. Т. М. Ньисталта, Х. Ван Дона. Л., Гидрометеонадат, 1985, с. 126—172.
4. Краус Е. Взаимодействие атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976—294 с.
5. Монин А. С., Федоров К. Н. О тонкой структуре верхнего слоя океана. — Изд. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 4, с. 442—444.

ЛИТЕРАТУРА

В результате сформулированы адекватные модели режимов формирования приповерхностного слоя океана при интенсивном солнечном прогреве в маловетренную погоду и распределение осадков. Эти модели позволяют оценить аномалии температуры и солёности воды, образующиеся у поверхности вследствие расмоторенных факторов. При этом следует иметь в виду, что пространственные масштабы этих аномалий не очень велики. В режиме солёного прогрева они зависят от изменчивости полей облачности. Последнее в значительной мере определяют интенсивность солнечной радиации, которая, как было показано выше, является главным фактором. В режиме распределения осадков аномалии приповерхностного слоя соответствуют размахам дождей облачных образований. В связи с этим рассмоторенные факторы обуславливают значительную пятнистость полей температуры и солёности приповерхностного слоя океана. Оценки аномалий, определённые с помощью предельных моделей, можно использовать при интерпретации сканирования дистанционных методов.

Остается выразить признательность К. Н. Федорову, обратившему внимание автора на данную проблему, и С. С. Зилитинкину за полезное обсуждение работы.

Заключение

Из (39) видно, что время существования распределенного слоя тем больше, чем больше скачок плотности или солёности и толшина распределенного слоя, формирующаяся в результате выпадения осадков. Это время обратно пропорционально кубу скорости трения, т. е. чем сильнее динамическое возмущение атмосферы, тем быстрее размывается распределенный слой. Если в (39) задать характеристику распределенного слоя, рассчитанные выше, то окажется, что через 5—6 ч при скорости ветра 5 м/с он станет толщиной около 10 м, а аномалия солёности в нем составит около 0,1‰.

Целью работы является выяснение возможности применения динамико-стохастического подхода при моделировании полей температуры поверхности воды в Норвежском море, для чего проведена серия экспериментально-временных исследований температуры воды и апробирована динамико-стохастическая модель приливов иливо к восстановлению полей среднемесячной температуры поверхности океана (ТПО). В качестве исходных данных использованы ряды температуры, построенные в 26 точках шахматной сетки дискретностью $2,5 \times 5^\circ$ по картам среднемесячной ТПО, выпущенным ГИМ СССР за период 1977—1985 гг. Наблюдениями охвачен район от 60° до 70° с. ш. и от 20° з. д. до 15° в. д., массив исходных данных имеет размерность 26×108 .

Результаты спектрального анализа рядов ТПО показывают, что процесс изменения ТПО во всех точках сеточной области является полициклическим. Наиболее интенсивные колебания ТПО происходят на графиках спектральной плотности на периодах 3—6 мес., 9—14 мес., 25—35 мес. (рисунк). Ограниченная длина исходной выборки не позволяет достоверно проанализировать все возможные периоды колебаний ТПО с периодами 4—7 лет, 9—11 лет, и более длительные. Общий вид графиков спектральной плотности, из которых удалена годовая составляющая, оказывается близким спектру красного шума — с вероятностью 90% это выполняется практически на всей исследуемой акватории. Полученный результат позволяет заключить, что период колебаний аномалий средне-

СТОХАСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕЖИМА ВЕРХНЕГО СЛОЯ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

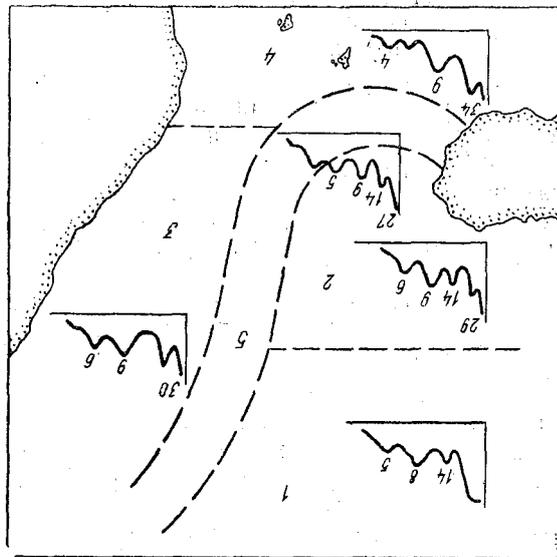
П. А. ВАЙНОВСКИЙ, А. В. КОНДРАТЬЕВ (ЛТМИ)

УДК. 551.463

6. Соловьев А. В. Точная термическая структура поверхностного слоя океана в районе полигона «Подмоде-77». — Изд. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15, № 7, с. 750—757.
7. Федоров К. Н. О физической структуре приповерхностного слоя океана. — Метеорология и гидрология, № 10, 1981, с. 58—66.
8. Woods I. D. Diurnal and seasonal variations of convection in the wind-mixed layer of ocean. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1980, vol. 106, N 449, p. 379—393.
9. Zilitinkevich S. S., Deardorf I. W. Similarity theory for the planetary boundary layer of time-dependent height — I. Atmos. Sci. 1974, vol. 31, N. 5, p. 1449—1452.

Наиболее устойчивы колебания ТПО с периодами, не превышающими 6 мес. В этом интервале на графиках спектральной плотности отмечается размытый пик, достоверность которого незначительно превышает порог случайного шума. Средняя продолжительность существования аномалии среднемесячной ТПО по расчетам составляет около 2 мес., хотя отдельные особо крупные аномалии ТПО в центральной части Норвежского моря продолжат существовать в течение 4—6 мес. Анализ автокорреляционных функций рядов аномалий ТПО с отфильтрованными поочередно короткопериодными и длиннопериодными флуктуациями тем-

Районирование акватории Норвежского моря:
 1 — Восточно-Гренландский район; 2 — Восточно-Исландский район; 3 — Район Норвежского течения; 4 — Средний район; 5 — район Полярной фронтально-Атлантический район; 6 — район Полярной фронтальной зоны



Выявленные периодические колебания ТПО оказываются весьма неустойчивыми по амплитуде и фазе. Для 2—3-годового цикла максимальное смещение фазы относительно среднего за рассматриваемый период составило 5 мес., для 9—14-месячного цикла — 3 мес. В среднем сдвиг фаз относительно среднего значения составляет 23% от периода двухгодовой волны и 17% для 9—14-месячного цикла. Данная особенность, отражающая сложность и многообразие процессов формирования термического режима, существенно снижает качество детерминистического описания временно-тогда температуры на шире гармонического разложения.

По результатам анализа полей ТПО произведено районирование акватории Норвежского моря. Для этого использована оригинальная схема многомерного статистического анализа, суть которой состоит в последовательной обработке всего массива исходных данных методами факторного анализа и автоматической классификации [6]. В результате объективно выявлено в акватории Норвежского моря пять однородных районов, различия между которыми объясняются статистически значимой пространственной неоднородностью колебаний среднемесячной ТПО. Расположенные выделенных районов (рисунок) в целом согласуется со схемой циркуляции вод дельтового слоя и отражает своеобразные терми-

нов ПФЗ. По результатам анализа полей ТПО произведено районирование акватории Норвежского моря. Для этого использована оригинальная схема многомерного статистического анализа, суть которой состоит в последовательной обработке всего массива исходных данных методами факторного анализа и автоматической классификации [6]. В результате объективно выявлено в акватории Норвежского моря пять однородных районов, различия между которыми объясняются статистически значимой пространственной неоднородностью колебаний среднемесячной ТПО. Расположенные выделенных районов (рисунок) в целом согласуется со схемой циркуляции вод дельтового слоя и отражает своеобразные терми-

нов ПФЗ. По результатам анализа полей ТПО произведено районирование акватории Норвежского моря. Для этого использована оригинальная схема многомерного статистического анализа, суть которой состоит в последовательной обработке всего массива исходных данных методами факторного анализа и автоматической классификации [6]. В результате объективно выявлено в акватории Норвежского моря пять однородных районов, различия между которыми объясняются статистически значимой пространственной неоднородностью колебаний среднемесячной ТПО. Расположенные выделенных районов (рисунок) в целом согласуется со схемой циркуляции вод дельтового слоя и отражает своеобразные терми-

нов ПФЗ. По результатам анализа полей ТПО произведено районирование акватории Норвежского моря. Для этого использована оригинальная схема многомерного статистического анализа, суть которой состоит в последовательной обработке всего массива исходных данных методами факторного анализа и автоматической классификации [6]. В результате объективно выявлено в акватории Норвежского моря пять однородных районов, различия между которыми объясняются статистически значимой пространственной неоднородностью колебаний среднемесячной ТПО. Расположенные выделенных районов (рисунок) в целом согласуется со схемой циркуляции вод дельтового слоя и отражает своеобразные терми-

Если состоит в рекуррентной адаптации $a(t)$ параметра автопер-
Сущность оценивания стохастической компоненты A_2 в ДС мо-
длей авторегрессионных моделей в Норвежской ЭАЗО.

на, что и обусловило неудовлетворительную точность традицион-
не может быть признан константой для энергетических зон океа-
и океана [4]. Согласно натурным наблюдениям [2] данный параметр
то интенсивность термодинамического взаимодействия атмосферы
терпретации коэффициента $a(t)$ как параметра, характеризующе-
переменного во времени. Причина этого следует из физической ин-
подхода [4, 7] состоит во введении коэффициента авторегрессии
времени, белый шум. Отличие данной модели от традиционного
эффциент авторегрессии; w — остаточный, некоррелируемый по
пешуком шаге по времени; $a(t)$ — переменный по времени ко-
вой волны ТПО; $T'(t-1)$ — наблюдаемая аномалия ТПО на пред-
Здесь A_0 , ω , ϕ — соответственно амплитуда, частота и фаза годо-

$$\begin{aligned} A_2(t) &= T'(t-1)a(t) + w(t), \\ A_1(t) &= A_0 \sin(\omega t + \phi), \\ T(t) &= A_1(t) + A_2(t), \end{aligned}$$

поненты (A_2):

в Норвежском море строилась как сумма циклической компоненты
(A_1) с годовой периодичностью и собственно стохастической ком-
Такая модель изменчивости среднемесячной ТПО

пользовать приближение авторегрессии первого порядка.
рядов марковскому процессу первого порядка, что позволяет ис-
веденные оценки показывать характеристик исследуемых
моделям временных рядов аномалий среднемесячной ТПО. Про-
нота шума позволяет обратиться к простейшим авторегрессионным
образований, и близость вычисленных спектров к спектру крас-
выявление короткопериодное воздействие атмосферных компонен-
выявление замедленной инерционной реакции океана на интен-
жании термического режима дельта-слоя Норвежского моря,
дает наличие общей стохастичности при формировании и поддер-
Анализ короткопериодных флуктуаций аномалий ТПО показы-
близостью эмпирических спектров к спектру красного шума.

тресонных связей возможных предикторов и предиктанта; в)
ствия различных циклических компонентов и неустойчивостью ре-
скую статистическую схему прогноза; б) сложностью взаимодействия
основе которых можно было бы формировать многопараметриче-
чинами: а) отсутствием длительных непрерывных наблюдений, на
подхода. Применение ДС подхода обусловлено несколькими при-
лено в данной работе на основе динамики стохастического (ДС)
Моделирование изменчивости ТПО в Норвежском море прове-

ры в каждом из выделенных районов.
данным пяти информативных точек, описывающих ход температу-
состояния дельта-слоя Норвежского моря в целом следует по
прототипическом плане характеризовать изменчивость годового
еского режима соответствующих типов водных масс. Поэтому в

Результаты количественного сравнения точности климатических инерционных, авторегрессионных методик описания ТПО приведены в таблице, где отчетливо прослеживается преимущественная точность ДС модели во всех районах Норвежского моря. Наиболее высокое качество ДС модели на акватории Норвежского моря выявлено в районе локализации ПФЗ и вблизи судна погоды М. Тогда как точность предказаания ТПО по авторегрессионной модели с помощью коэффициентами, наоборот, ухудшается в зоне подперного фронта. Полученный результат может быть объяснен более точной аппроксимацией по ДС модели короткопериодных колебаний ТПО, характеризующихся слабой устойчивостью в пространстве и времени.

Несколько ухудшается точность ДС модели на северо-западе Норвежского моря, где все сравниваемые методики дают практически одинаковые результаты. Очевидно, это обусловлено прежде всего недостаточной надежностью исходных данных по району

Линейные ДС — динамико-стохастический; АР — авторегрессионный; И — инерционный.

| Номер района | Дисперсия ошибки, °С ² | | | Средняя ошибка, °С | | | Обеспеченность, % | | |
|--------------|-----------------------------------|------|------|--------------------|-------|-------|-------------------|----|----|
| | ДС | АР | И | ДС | АР | И | ДС | АР | И |
| 1 | 0,39 | 0,43 | 0,59 | 0,01 | 0,18 | 0,53 | 51 | 46 | 27 |
| 2 | 0,46 | 0,52 | 0,75 | -0,01 | -0,43 | 0,49 | 54 | 39 | 33 |
| 3 | 0,2 | 0,29 | 0,34 | 0,0 | 0,19 | 0,27 | 57 | 50 | 29 |
| 4 | 0,23 | 0,3 | 0,31 | -0,01 | -0,24 | -0,29 | 57 | 35 | 27 |
| 5 | 0,27 | 0,43 | 0,67 | 0,01 | 0,31 | 0,65 | 53 | 33 | 21 |

Сравнение результатов опытных прогнозов аномалий среднемесячной температуры поверхности воды по однородным районам Норвежского моря за 1980—1985 гг.

На основе описываемого подхода моделировались и экстраполировались на 1 мес. по времени значения среднемесячной ТПО в центрах выделенных однородных районов Норвежского моря. Временной ход наблюдаемых и вычисленных рядов ТПО имеет удовлетворительное качественное сходство кривых и демонстрирует наилучшее совпадение для переходных сезонов. Стохастическая компонента достаточна точно описывает структуру развития аномалий ТПО и за 1—2 мес. позволяет полностью адаптировать модель к новым условиям при резком изменении величин и знака аномалий ТПО.

Для модели, учитывающей возникшую крупную термическую аномалию, эффективно использовать «память» процесса формирования термического режима, и в то же время быстро перестраивать параметры оптимальной фильтрации Камана [5], что позволяет ТПО в конкретном районе океана. Для этой цели используется процессу текущего процесса формирования аномалий

Гидрологический режим и условия промысла в Баренцевом море в значительной мере определяются водообменом с Норвежским морем. Скорости и расходы течений на разрезах III (м. Нордкап — о. Медвежий) и VI (Кольский меридиан $\lambda = 33^{\circ}30'$ в. д.) наиболее ярко отражают интенсивность притока теплых вод Нордкапского и Мурманского течений. Поэтому неудивительно, что именно эти разрезы лучше всего обеспечены наблюдениями и при анализе изменчивости гидрометеорологических процессов используются данные этих разрезов [2, 3].

В настоящей работе по данным о температуре и солености на разрезах III, VI, XXIX ($\varphi = 74^{\circ}30'$ с. ш., $\lambda = 20^{\circ} - 33^{\circ}30'$ в. д.) исследованы

СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВОДООБМЕНА МЕЖДУ БАРЕНЦЕВЫМ И НОРВЕЖСКИМ МОРЯМИ

А. С. АВЕРКИН, М. И. МАСЛОВСКИЙ, Г. В. ТРУШИНА (ЛТМИ)

УДК 551.465

1. Алексеев А. И., Истошин Б. В. Схема постоянных течений Норвежского и Гренландского морей. — Труды ЦИИРО, 1956, вып. 9, с. 62—68.
2. Бирман Д. А., Ларин Д. А. Некоторые вопросы климатологии теплообмена в энергетических зонах Атлантического океана. — Метеорология и гидрология, 1983, № 5, с. 79—86.
3. Вайновский П. А. Изменчивость температуры поверхности Норвежской энергетической зоны по современным данным. — Л., 1986, 7 с. Деп. ВНИИТИ № 8461-В86.
4. Островский А. Г., Питерберг Л. И. О статистической предсказуемости температуры поверхности океана. — Изв. АН СССР, ФАО, 1986, № 4.
5. Кашьяп А., Рао Р. Построение динамических стохастических моделей по экспериментальным данным. — М.: Наука, 1983, — 323 с.
6. Статистические методы для ЭВМ. — М.: Наука, 1986, — 464 с.
7. Hasselmann К. Stochastic climate models. Part I. — Tellus, v. 28, 1976, p. 473—485.

ЛИТЕРАТУРА

Восточно-Гренландского течения, где наблюдаются за тепловым состоянием поверхности воды затруднены сложными ледовыми условиями. Таким образом, проведенный анализ позволяет утверждать целесообразность динамико-стохастического подхода к описанию изменчивости средней температуры поверхности воды в Норвежском море. Апробация динамико-стохастической модели выявила ее предпочтительную точность по сравнению с другими методами автореферентного описания временных рядов температуры воды.

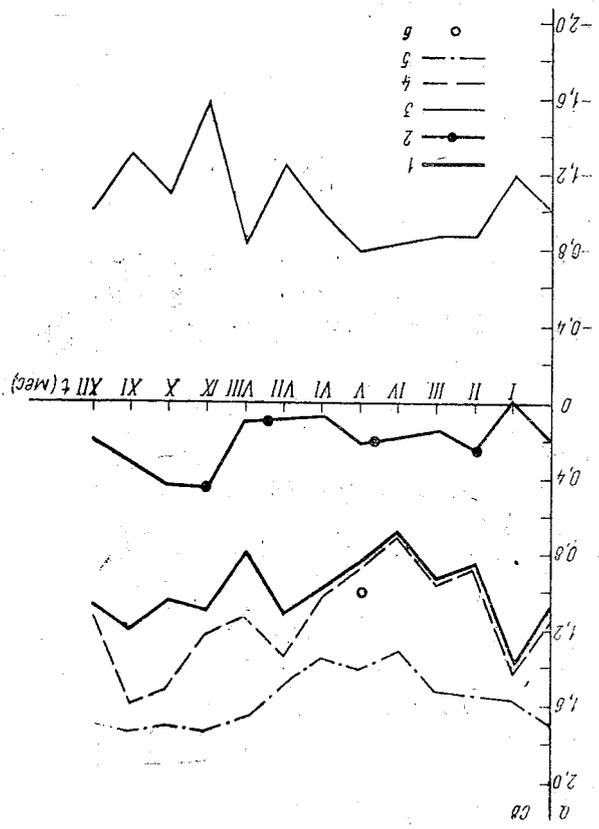
длется сезонная и межгодовая изменчивость расходов. Климатические среднемесячные величины получены в АННИ осреднением наблюдений за 1958—1975 гг.; данные съемок в мае и июле 1975—1985 гг., использованные для расчетов межгодовой изменчивости, получены в Ильярном научно-исследовательском институте рыбного хозяйства и океанографии им. Н. М. Книповича (ИИРО). Для расчета применен обратный метод. Как отмечалось [1, 4], обратный метод, являясь более простым по сравнению с простым динамическим, обладает рядом преимуществ. Во-первых, отсчетная поверхность в конечном итоге расположена на разных глубинах на всех парах станций. На первом этапе обработки метода расчет скоростей производится динамическим методом с фиксированной отсчетной поверхностью (H_0), а затем накладываются добавки к скоростям, и фактическая отсчетная поверхность смещается (далее в тексте мы будем называть принятую в динамическом методе H_0 начальной отсчетной поверхностью). Во-вторых, рассчитанные скорости, по мнению К. Вуниша [4], являются абсолютными, а не относительными. Если термин «абсолютные» слишком категоричен, то во всяком случае полученные скорости удовлетворяют условию сохранения массы в трехках, расбросе, ограниченном разрезами III, VI и XXIX. В-третьих, рассчитанные расходы имеют порешность, и подача весьма значительную, обратный метод позволяет свести ее к минимуму и качественно оценить. Оценка порешности является неустранимой разбаланс массы, т. е. точность, с которой выполняется условие сохранения массы в расматриваемом замкнутом бассейне [1, 4].

Предшествующие расчеты динамическим методом в Баренцевом море показали, что отсчетная поверхность должна располагаться на дне или вблизи него [3]. Поэтому в данной работе за начальную отсчетную поверхность принята глубина $H_0=400$ м. Численные эксперименты подтвердили правильность выбора такой глубины.

Расмотрим результаты расчетов сезонной изменчивости расходов расходов. Во все месяцы на разрезах III и VI хорошо выражено Нордкапское течение. Скорость его южной ветви достигает у поверхности 7—10 см/с осенью и падает до 1—2 см/с в марте—апреле. На разрезе III в районе станций 5—7 ($73^{\circ}00'—73^{\circ}40'$ с. ш.) прослеживается вторая ветвь Нордкапского течения со скоростью 7—8 см/с во все месяцы, кроме весенних, когда его скорость не превосходит 3—4 см/с. Основной вынос из Баренцева моря осуществляется холодным Мелвекским течением, которое на разрезе III прослеживается во все сезоны на станциях 9 и 10 ($74^{\circ}00'—74^{\circ}15'$ с. ш.). Это течение имеет скорость у поверхности до 2—3 см/с и ослаблено до 1 см/с зимой. На рис. 1 представлены расходы на трех описываемых разрезах. Расход через Кольский меридиан (кривая 3) имеет знак (—), так как течение, направленное на этом разрезе на восток, осуществляет вынос воды из расматриваемого бассейна. Скорости, направленные на север и

сезонная изменчивость отражена правильно в обоих расчетах. Расхождение в $0,5-0,6 \text{ Св}$ ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) может быть следствием систематической ошибки в одном из расчетов или отражать длину волны междулоулю тенденцию к уменьшению расхода (ряд наблюдений в [2] охватывает 1945—1968 гг., а в используемых здесь данных — 1959—1975 гг.). Наличие такой явной тенденции не отмечалось в работах, касающихся Баренцева моря. Кроме того,

Рис. 1. Сезонная изменчивость расходов
 Обратный метод: суммарный расход через разрез III (кривая 1), XXIX (2), VI (3) и положительный расход через III (4). Суммарный расход через разрез III по данным В. Н. Морещкого и др. (5), А. И. Мухина и Е. А. Двинной (6)

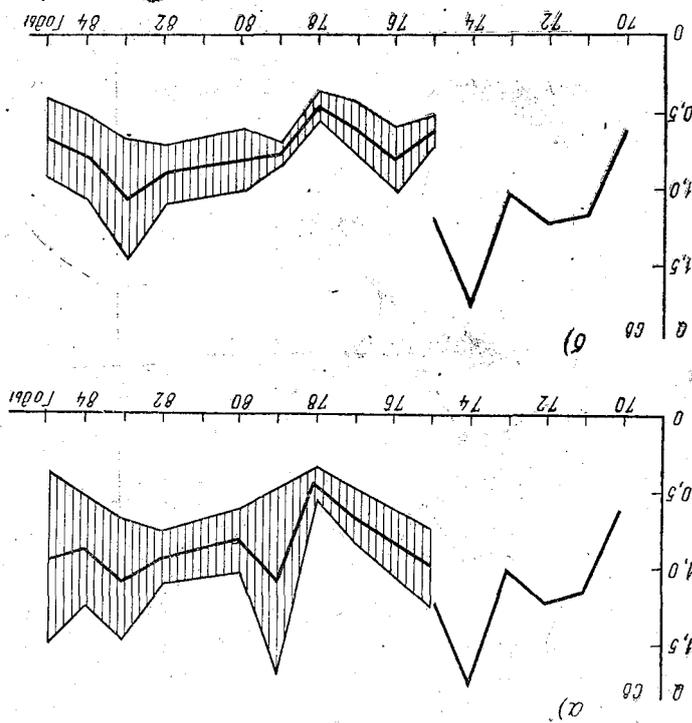


на восток, считаются положительными. Результаты, представленные на рис. 1, согласуются с известным выводом о том, что весной и в начале лета циркуляция в южной части Баренцева моря ослаблена, а осенью и в начале зимы имеет максимальную интенсивность. Сравнение кривых 1 и 5 для разреза III показывает, что

и, следовательно, превышение не превосходит точности определения расходов. Рассмотрим теперь результаты расчетов по межголовной изменчивости водообмена между Баренцевым и Норвежским морями. На рис. 2 представлены расходы на разрез III в мае 1975—1985 гг., рассчитанные динамическим и обратным методами. Для сравнения здесь же приведены данные [3] за 1970—1975 гг. Точность определения расходов вычисляется как сумма расходов на всех трех разрезах и, в соответствии с уравнением сохранения массы в замкнутом бассейне, должна быть равной нулю. Однако

а) расчет динамическим методом; б) расчет обратным методом. Итрихов-кой показана точность определения расходов 1970—1975 гг. [3]

Рис. 2. Межголовая изменчивость расходов через разрез III:

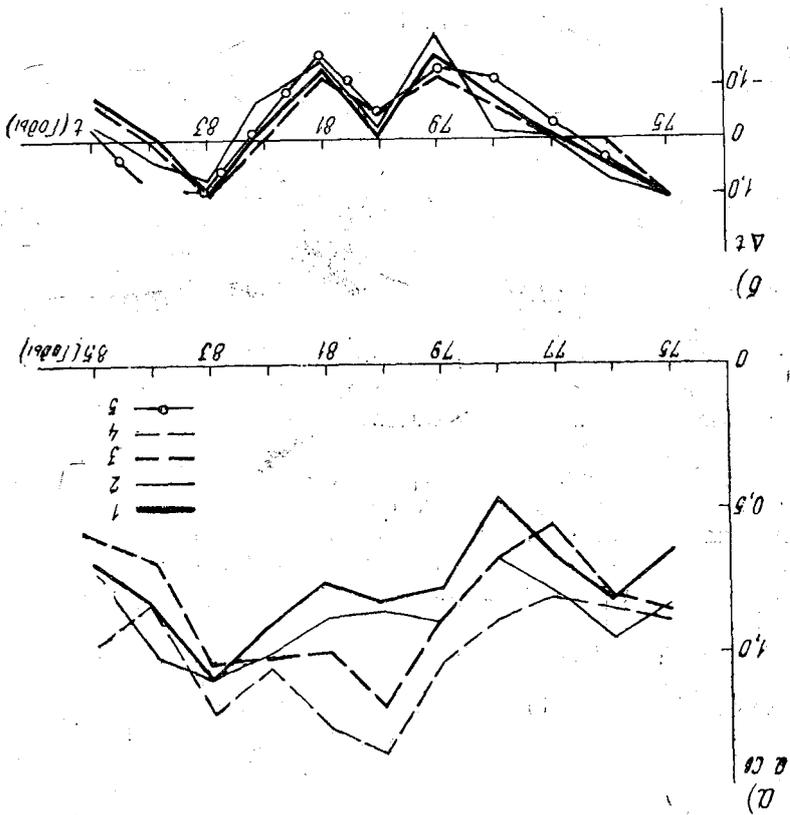


наши оценки согласуются с оценками [3], в соответствии с которыми средний расход в мае через разрез III составляет 1 Sv. По расчету обратным методом эта величина равна 0,86 Sv, а по [2] — 1,4 Sv (см. рис. 1). Таким образом, рассчитанные [2] расходы завышены приблизительно на 0,5 Sv. Проведенные численные эксперименты показали, что погрешность определения расходов в динамическом методе достигает 50—60%, т. е. порядка 0,5—0,6 Sv,

На рис. 3, а представлены расходы через разрез III в мае и июле, рассчитанные обратным методом, причем тонкими линиями обозначен положительный расход, т. е. приток воды в Баренцево море. В мае средний суммарный расход за весь период с 1975 по 1985 гг. составляет 0,78 Св, средний положительный — 0,85 Св, а в июле соответственно — 0,85 и 1,03 Св. Видно, что в июле положительный расход превосходит суммарный на большую величину.

а) расходы в мае (1 — суммарные; 2 — положительные) и в июле (3 — суммарные; 4 — положительные); б) аномалии температуры в мае (1 — ст. 1—4, 2 — ст. 4—8) и в июле (3 — ст. 1—4, 4 — ст. 4—8)

Рис. 3. Связь водообмена через разрез III с аномалиями температуры в слое 0—200 м на разрезе VIII.



в силу неточности определения скорости, неверного выбора отсчета поверхности и прочих порешностей динамического метода, имеется разброс масс, который, как видно из рис. 2, а, достигает иногда 60% от величины расхода. Применение обратного метода снижает этот разброс до 20—25% (рис. 2, б), при этом величина расхода существенно не меняется.

чем в мае. Это свидетельствует о том, что в июле начинается усиление притока теплых вод из Норвежского моря. Отметим также что пятилетие с 1980 г. по 1984 г. характеризовалось повышенной интенсивностью притока теплых вод. Особенно значительные суммарный и положительный расходы отмечались в 1980 и 1983 гг. Они на 30—40% превышают средние значения. Это хорошо видно из рис. 3, а. Такое увеличение притока теплой воды Нордкапского течения должно было увеличить теплозатлас Баренцева моря в отдельные годы. Данные ПИНО по аномалиям температуры в отдельных стандартных разрезах Баренцева моря подтверждают это предположение. Рис. 3 иллюстрирует согласованную изменчивость расходов на разрезе III и аномалий температуры в слое 0—200 м на разрезе VIII. Разрез VIII расположен в южной части Баренцева моря: (ст. 1—68°51' с. ш., 37°20' в. д., ст. 8—71°04' с. ш., 39°25' в. д.) и характеризует интенсивность проникновения теплых вод Мурманского течения как продолженная основная ветвь Нордкапского в эту часть моря. Видно, что с 1975 г. по 1979 г. при положительных расходах через разрез III наблюдалось снижение температуры в слое 0—200 м на разрезе VIII. В 1980 г. расход через Нордкапский разрез III был значительно выше среднего, и фоновое понижение температуры прекратилось — температура была близка к средней. В 1982 г. и особенно в 1983 г. отмеченное выше увеличение притока теплой воды Нордкапского течения привело к существенным положительным аномалиям температуры (до 1,0°C) в южной части Баренцева моря. В 1984—1985 гг. происходило снижение расходов и переход к отрицательным аномалиям температуры. Таким образом, проведенный качественный анализ результатов свидетельствует о влиянии интенсивности водообмена через разрез III на тепловое состояние южной части Баренцева моря. Количественные оценки этого влияния, выявление периодов запаздывания могут послужить основанием для долгосрочных гидрологических прогнозов в Баренцевом море.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авркиева А. С., Масловский М. И. Использование «обратного метода» для определения абсолютной скорости и расхода Антарктического циркуляционного течения. — В сб.: Методы и средства исследования Мирового океана. — Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 3—9. (ЛИМИ).
2. Морещкин В. Н., Павлов В. К., Тимохов Л. А. К вопросу о циркуляре течения северо-восточной части Норвежского моря. — Труды АННИИ, 1985, т. 399.
3. Мухин А. И., Двинина Е. А. Изменчивость переноса вод через разрез м. Нордкап — о. Медвежий в весенний период. — Труды ПИНО, 1978, вып. 40, с. 55—63.
4. Wunsch C. The North Atlantic general circulation west of 50°W determined by inverse methods. — Rev. of Geophys. and Space Phys., vol. 16, N 4, 1978, p. 583—620.

Ю. А. БОЧКОВ, Е. А. ДВИННИНА, В. В. ТЕРЕШЕНКО (ПИНО)

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ВАРЕНЦЕВА МОРЯ (1951—1985 гг.)

Результаты океанологических исследований в Варенцевом море указывают на значительную межгодовую изменчивость динамики и теплового состояния его вод и определяющую роль этих колебаний в формировании долговременных изменений биопродуктивности этого водоема. Отсюда очевидна актуальность изучения многолетних колебаний океанологических процессов в Варенцевом море, в частности, такого универсального индикатора абiotических условий, как температура воды. В настоящей работе было сконцентрировано внимание на решении следующих задач:

— на основе впервые сформированного непрерывного однокордного информационного массива данных по температуре воды в различных слоях на стандартных разрезах за 1951—1985 гг. оценить величины межгодовых колебаний температуры и классифицировать их в количественной форме с целью оценки ежегодного уровня теплового состояния вод в различных районах Варенцева моря;

— установить генеральные особенности крупномасштабных изменений теплового состояния вод Варенцева моря в 1951—1985 гг.;

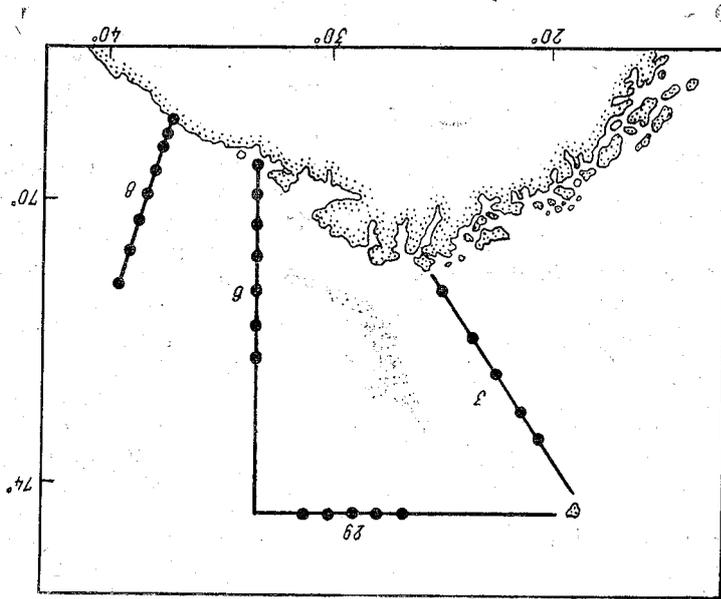
— установить характер и степень сопряженности крупномасштабных изменений климатических систем атмосфера — криосфера — гидросфера (АКГ) в районах Варенцева, Норвежского и Гренландского морей.

Выявление закономерностей многолетних колебаний температуры воды в Варенцевом море и их использование в решении задач промысловой океанологии, а также прогнозирования путей развития без наличия продолжительных рядов наблюдений. Основным источником современных знаний об особенностях сезонных и многолетних изменений температурного режима изучаемого водоема являются данные температурных наблюдений, выполняемых на стандартных разрезах, расположенных в различных районах моря. На рис. 1 представлена схема расположения ряда основных стандартных разрезов в Варенцевом море, регулярные гидрологические наблюдения на которых проводятся советскими океанологами с начала 50-х годов. Данные наблюдений на этих разрезах достаточно объективно отражают особенности крупномасштабных изменений теплового состояния вод: Основной ветви Нордкапского течения (р-з 3, ст. 2—6), Северной ветви Нордкапского течения (р-з 6, ст. 8—12), Основной ветви Мурманского течения (р-з 6, ст. 8—7, 8, ст. 4—8) и Прибрежной ветви Мурманского течения (р-з

Используя длительные ряд наблюдений температуры воды в слое 0—200 м на разрезе 6, Кольский меридиан (Бочков, 1980), был установлен оптимальный период осреднения (выяснения «номы»), требуемый для объективной оценки мониторинга современных многолетних изменений термиче-ской структуры вод Баренцева моря и равный по продолжительности 30—40 годам. Исходя из этого за основной период осреднения данных температуры воды на стандартных гидрологических разрезах в Баренцевом море был выбран 30-летний период 1951—1980 гг., относительно которого были рассчитаны основные статистические характеристики, отражающие уровень изоморфизма процесса (норма, аномалии) и его вариационные характеристики (сигма, дисперсия).

Для оценки фона среднегодичных величин температурного состояния вод в слоях 0—50, 0—200 и 50—200 м на стандартных разрезах в границах основных потоков Нордкапского и Мурманского течений

Рис. 1. Схема стандартных гидрологических разрезов в Баренцевом море, данные температурных наблюдений которых использованы в работе



8, ст. 1—4) (Satyina, 1973—1980; Мухин, 1975; Мухин, Двинина, 1982; Сарынина, Терещенко, 1984).
На основе этих данных был сформирован непрерывный инфор-
мационный массив месячных и годовых значений температуры во-
ды на разрезах Баренцева моря в слоях 0—50, 0—200, 50—200 м
за период 1951—1985 гг.

¹ Об этом свидетельствует тесная связь межгодовых колебаний средних годовых значений температуры воды в слое 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан» и других разрезах в границах основных ветвей: р-з 3 ($r=0,88$), 29 (0,84), 8, ст. 1—4 (0,90), ст. 4—8 (0,96); данные 1951—1980 гг.

² В работе (Колесникова, Монин, 1966) в качестве вариационных показателей межприменены величинны амплитуды (см. табл. 1).

$$n = \frac{\delta_r}{\delta_o} \%$$

С целью более объективной количественной оценки величинны и значимости межгодовых колебаний температуры воды в дельтовом слое Баренцева моря было проведено сравнение средних квадратических отклонений этих колебаний с аналогичным показателем их сезонных изменений на основе преобразованной предельно-

приведенные в табл. 1. 0—200 м на разрезе Кольский меридиан за период 1951—1985 гг. О значимости этих колебаний свидетельствуют данные экстремальных значений колебаний с акваторией изучаемого бассейна. Пространственный масштаб по величине сезонные изменения. Пространственный масштаб вод Баренцева моря, сравнимую, а в ряде случаев и превосходящую живая большую межгодовую изменчивость температурного состояния Мурманского течения на материалах 1951—1985 гг. она-Анализ данных температуры воды в различных слоях Нордкап-метеорологической Арктики (1947—1979).

рей (Ледев, 1968, Ермакова (Solomityyna), 1973—1983; Norsk Баренцева моря, но и в районах Норвежского и Гренландского морсера — криосфера — гидросфера (АКГ) не только в районе пелого комплекса основных элементов климатической системы ат-ивной оценки современных многолетних изменений температуры воды в Баренцевом море, в работе также использованы данные Мурманского течения, а также процессы взаимодействия системы тепла атлантических вод системой Норвежского — Нордкапского — Формирование температурного режима в Баренцевом море за-

1. Аномально холодный год ($-\Delta t > 1,5\sigma$).
2. Холодный год ($0,5\sigma < -\Delta t \leq 1,5\sigma$).
3. Средний (нормальный) год ($\pm \Delta t \leq 0,5\sigma$).
4. Теплый год ($0,5\sigma < \Delta t \leq 1,5\sigma$).
5. Аномально теплый год ($\Delta t > 1,5\sigma$).

дующим грациям: Поощения аномалий к среднеквардартическому отклонению по сле- В качестве критерия классификации принята величина от- температурного режима по 5-балльной шкале: работе использована методика количественной классификации

Таблица 1
 Экстремальные значения межгодовых изменений среднемесячных среднегодовых величин температуры воды в слое 0—200 м на разрезе Кольский меридиан за период наблюдений 1951—1985 гг. Норма за 30-летие 1951—1980 гг.

| Параметры | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Среднегодовые |
|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|---------------|
| Максимальная, T | 4,9 | 4,4 | 4,0 | 3,8 | 4,0 | 4,5 | 5,2 | 5,6 | 5,9 | 5,8 | 5,5 | 5,0 | 4,8 |
| +ΔT | 1,1 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,1 | 1,0 | 1,1 | 1,0 | 0,9 | 0,8 | 0,9 |
| Годы | 1954 | 1954 | 1954 | 1954 | 1954 | 1954 | 1954 | 1983 | 1983 | 1983 | 1969 | 1953 | 1954 |
| Минимальная, T | 2,7 | 1,8 | 2,0 | 1,5 | 1,7 | 2,3 | 3,0 | 3,5 | 3,7 | 3,4 | 3,5 | 3,5 | 2,8 |
| -ΔT | -1,1 | -1,6 | -1,0 | -1,3 | -1,3 | -1,2 | -1,1 | -1,1 | -1,1 | -1,4 | -1,1 | -0,7 | -1,1 |
| Годы | 1979 | 1979 | 1979 | 1979 | 1966 | 1981 | 1966 | 1978 | 1966 | 1966 | 1978 | 1981 | 1981 |
| A* | 2,2 | 2,6 | 2,0 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,2 | 2,4 | 2,0 | 1,5 | 2,0 |

* Амплитуда среднего за период наблюдений годового хода температуры Δ_{ср} = 2,0°С.

Таблица 2

Средние квадратические отклонения многолетних колебаний температуры воды в слоях 0—200 м и 150—200 м на разрезе Кольский меридиан (σ_T) и их соотношения (%) со средним квадратическим отклонением сезонных изменений температуры (σ_с) (данные 1951—1980 гг.)

| Показатель | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|----------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| σ _T , 0—200 м | 0,48 | 0,53 | 0,51 | 0,53 | 0,58 | 0,54 | 0,54 | 0,55 | 0,51 | 0,56 | 0,51 | 0,40 | 0,47 |
| σ _с , % | 69 | 76 | 73 | 76 | 83 | 77 | 77 | 79 | 73 | 80 | 73 | 57 | 67 |
| σ _T , 150—200 м | 0,50 | 0,61 | 0,58 | 0,57 | 0,63 | 0,61 | 0,56 | 0,62 | 0,56 | 0,59 | 0,46 | 0,40 | 0,51 |
| σ _с , % | 122 | 149 | 141 | 139 | 154 | 149 | 136 | 151 | 136 | 144 | 112 | 98 | 124 |

Примечание: δ_с(0—200 м) = ±0,70°; δ_с(150—200 м) = ±0,41°.

| Течение (разрез) | Слой, м | | |
|--|---------|-------|--------|
| | 0—50 | 0—200 | 50—200 |
| Основная ветвь Нордкапского течения (р-з) 3, ст. 2—6) | 0,40 | 0,41 | 0,41 |
| Северная ветвь Нордкапского течения (р-з 29, ст. 8—12) | 0,47 | 0,47 | 0,46 |
| Основная ветвь Мурманского течения (р-з 6, ст. 3—7) | 0,45 | 0,46 | 0,48 |
| Прибрежная ветвь Мурманского течения (р-з 8, ст. 1—4) | 0,44 | 0,49 | 0,53 |
| Основная ветвь Мурманского течения (р-з 8, ст. 4—8) | 0,55 | 0,57 | 0,57 |

Величины среднемесячных отклонений (\pm) среднегодовых значений температуры воды на ряде стандартных разрезов в Баренцевом море; данные 1951—1980 гг.

Таблица 3

где σ_t — среднее квадратическое отклонение междугодовых изменений; σ_c — среднее квадратическое отклонение среднего за период наблюдений годового хода.

В качестве примера в табл. 2 приведено сравнение этих показателей в изменчивости температуры воды в слоях 0—200 и 150—200 м на разрезе Кольский меридиан за тридцатилетие 1951—1980 гг. Сравнение сезонной и межгодовой изменчивости температуры воды свидетельствует о существенной роли многолетних колебаний в формировании особенностей температурного режима Баренцева моря, которые для слоя 0—200 м составляют 60—80% величин сезонных изменений, а для слоя 150—200 м превышают их в 1,1—1,5 раза.

Дликие результаты были получены при оценке величин междугодовых колебаний температуры воды и других разрезов в потоках Нордкапского (р-з 3, 29) и Мурманского (р-з 8) течений.

Наряду с общими особенностями межгодовой изменчивости температуры состояния вод Баренцева моря следует отметить и определенные различия, характерные для локальных районов моря. В частности, отчетливо прослеживается генеральная тенденция увеличения межгодовой изменчивости температуры вод Нордкапского и Мурманского течений с запада на восток (табл. 3). В связи с этим очевидна неадекватность величин равных аномалий температуры на разрезах в различных районах моря однополовой му уровню температурного состояния вод, согласно используемой 5-балльной оценке. Так, если на западе моря в потоке основной ветви Нордкапского течения (р-з 3) аномально теплым следует считать год с положительными аномалиями более 0,6°, то на востоке моря в потоке основной ветви Мурманского течения (р-з 8) более 0,9°.

На основе данных среднегодовых величин температуры воды:
 ОБНТ, СВНТ — Основная и Северная ветви Нордкапского течения; ОБМТ,
 ПБМТ — Основная и Прибрежная ветви Мурманского течения.

| Год | № 3 ОБНТ | № 29 СВНТ | № 6 ОБМТ | № 8 ОБМТ | № 8 ПБМТ |
|------|-------------|--------------|-------------|-------------|-------------|
| 1951 | 4 | 4 | 4 | 4 | 3 |
| 1952 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| 1953 | 3 | 2 | 5 | 5 | 3 |
| 1954 | 5 | 5 | 4 | 5 | 4 |
| 1955 | 3 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| 1956 | 3 | 3 | 4 | 3 | 4 |
| 1957 | 4 | 5 | 3 | 3 | 2 |
| 1958 | 3 | 3 | 2 | 3 | 3 |
| 1959 | 4 | 3 | 4 | 4 | 4 |
| 1960 | 4 | 4 | 4 | 4 | 3 |
| 1961 | 4 | 4 | 3 | 3 | 4 |
| 1962 | 3 | 3 | 3 | 3 | 4 |
| 1963 | 2 | 2 | 3 | 2 | 3 |
| 1964 | 4 | 3 | 3 | 3 | 4 |
| 1965 | 2 | 2 | 3 | 3 | 2 |
| 1966 | 1 | 1 | 3 | 1 | 2 |
| 1967 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| 1968 | 2 | 1 | 2 | 3 | 3 |
| 1969 | 3 | 3 | 2 | 2 | 2 |
| 1970 | 3 | 3 | 4 | 3 | 4 |
| 1971 | 3 | 2 | 2 | 3 | 3 |
| 1972 | 4 | 4 | 3 | 3 | 4 |
| 1973 | 4 | 4 | 4 | 3 | 4 |
| 1974 | 3 | 4 | 3 | 3 | 3 |
| 1975 | 3 | 4 | 4 | 4 | 5 |
| 1976 | 3 | 3 | 3 | 4 | 3 |
| 1977 | 1 | 1 | 2 | 4 | 3 |
| 1978 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 |
| 1979 | 1 | 1 | 1 | 3 | 1 |
| 1980 | 2 | 3 | 1 | 1 | 2 |
| 1981 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 |
| 1982 | 3 | 3 | 3 | 2 | 3 |
| 1983 | 4 | 4 | 4 | 4 | 5 |
| 1984 | 3 | 3 | 3 | 4 | 3 |
| 1985 | 3 | 3 | 3 | 3 | 2 |

Календарь температурного режима¹

Таблица 4

Приведенные результаты наглядно демонстрируют существование роли многолетних колебаний в общем спектре изменчивости температурного режима Баренцева моря. При этом некоторое увеличение величин изменчивости межгодовых изменений температуры воды с глубиной в косвенной форме отражает большое значение, которое оказывают на эти изменения процессы адвективного переноса тепла Нордкапским и Мурманским течениями.

Анализ данных однородного информационного массива температурных рядов воды в слоях 0—50, 50—200 и 0—200 м на стандартных

разрезах с использованием методики количественной оценки по 5-балльной шкале позволили классифицировать многолетние изменения термичности вод в различных районах моря. Результаты анализа обобщены в виде календарей температурного режима Баренцева моря за 1951—1985 гг. В качестве примера в табл. 4 приведен календарь температурного состояния вод слоя 0—200 м на основных станциях разрезах в Баренцевом море за 1951—1985 гг. Результаты, представленные в табл. 4, дают наглядное представление об общем уровне температурного состояния вод Баренцева моря в его различных частях и могут быть использованы исследователями в решении ряда прикладных задач промысловой океанографии. Они, в частности, свидетельствуют о хорошей согласованности современных многолетних колебаний температуры вод в слое 0—200 м на обширной акватории моря и в то же время указывают на отличия, вызываемые различной степенью воздействия на формирование температурного режима в локальных районах моря. В работе ставилась задача хронологического анализа ежегодных особенностей температурного режима Баренцева моря в 1951—1985 гг. «Летописи» этих ежегодных особенностей систематически выходят в *Amplis bio*, а также других публикациях. В то же время в научной литературе слабо освещены вопросы особенностей формирования современных крупномасштабных изменений температурного состояния вод Баренцева моря, в частности, долговременных периодов потепления и похолодания, отмечаемых в последние десятилетия. Не нашли своего отражения и вопросы их сопряженности и обусловленности крупномасштабным изменением климатической системы атмосфера—криосфера—гидросфера—биосфера в масштабе Северо-Европейского бассейна (СЕБ). Между тем решение задачи оценки характера и величины сопряженности крупномасштабных изменений гидрологических процессов в этих географических регионах представляет определенный интерес для познания причин долговременных вариаций температур вод в Баренцевом море и прогнозирования тенденций развития гидрометеорологических и биологических процессов.

Так, на общем фоне современного похолодания климата Баренцева моря, отмечаемого с середины 60-х годов, отчетливо выделяется ряд крупномасштабных колебаний меньшей продолжительности, резко отличающихся друг от друга как величиной, так и направлением развития атмосферных и океанических процессов. Рассмотрим генеральные особенности этих вариаций, наблюдаемые в изучаемом районе в последние десятилетия, в частности, периоды похолодания 1965—1976 гг., 1977—1981 гг. и потепления 1972—1976 гг. (см. табл. 4). Иллюстрации основных положений и выводом проведенного анализа представлены на рис. 2 и 3.

1965—1969 гг. Вторая половина 60-х годов в целом соответствует волевым представлениям о начавшемся долговременном периоде похолодания Арктики и характеризовалась:

— пониженным уровнем теплового состояния как атлантические вод системы Норвежского—Нордкапского—Мурманского течений, так и вод холодных Мелвекжинского, Восточно-Ренландского—го и Восточно-Исландского течений;

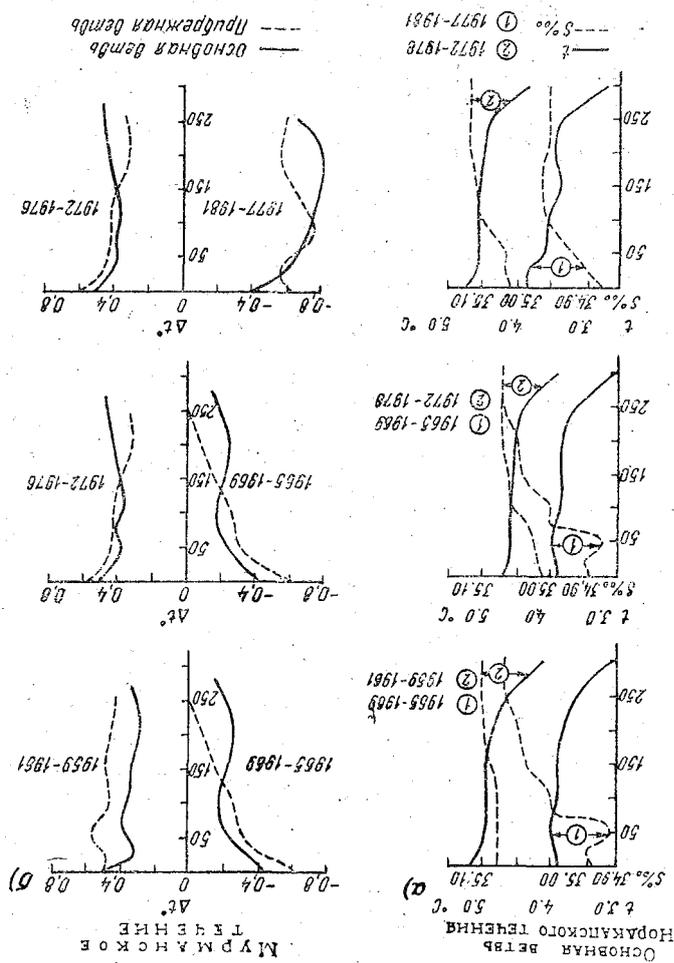
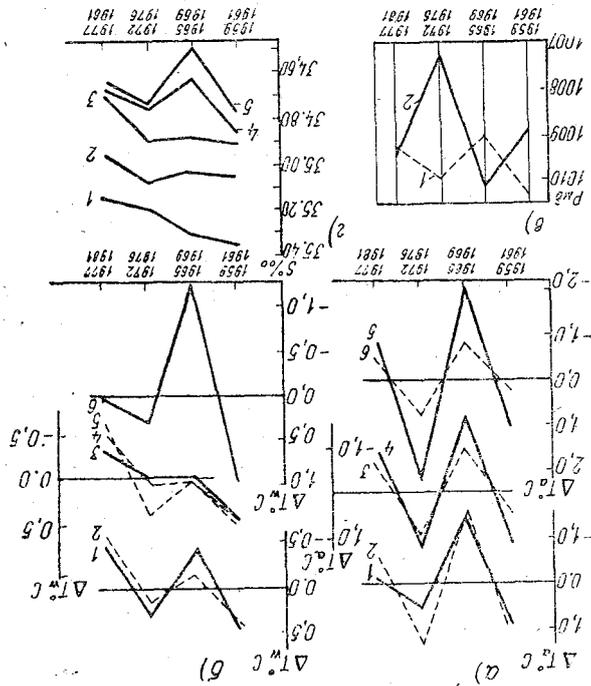


Рис. 2. Средние (май) величины температуры и солёности воды на разрезе м. Нордкап—о. Мелвеккий (а) и среднегодовые величины аномалии температуры воды на разрезе Кольский меридиан (б) в периоды 1959—1961, 1965—1969, 1972—1976, 1977—1981 гг.

Относительно нормы за 1951—1980 гг. и предшествующего теплого периода 1959—1961 гг.

а) среднегодовые аномалии температуры воздуха: 1 — Ян-Маген; 2 — о. Медвежий; 3 — Варецбург; 4 — о. Ян-Маген; 5 — зима, Кола; 6 — лето, Кола;
 б) среднегодовые аномалии температуры воды, р-з Кольский меридиан: 1 — слой 0—50 м; 2 — 50—200 м; 3 — 200—500 м; 4 — 50—200 м, 5 — 200—500 м, 6 — р-з м. Ланга-нес — о. Ян-Маген, Ирмингерово течение, 0—200 м, июнь;
 в) давление: 1 — ст. Суле (Норв), 2 — ст. о. Ян-Маген; (г) солёность: 1 — р-з 63°00' с. ш., Норвежское течение, апрель, 50—200 м; 2 — р-з м. Нордкап — о. Медвежий, Нордкапское течение, июнь, 50—200 м; 3 — р-з Кольский меридиан, Мурманское течение, июнь, 50—200 м; 4 — р-з о. Лантанес — о. Ян-Маген, Ирмингерово течение, июнь, 0—200 м; 5 — р-з с. Лантанес — о. Ян-Маген, Восточно-Исландское течение, июнь, 0—50 м

Рис. 3. Среденные по периодам величинны:



— суровыми ледовыми условиями в Варецбурге, Гренландском морях и Датском проливе (NAFO Sci. Coun., 1982); — интенсификацией северной составляющей воздушных потоков в Северо-Европейском бассейне, выносом на акваторию Варецбурга и Гренландского морей холодных арктических воздушных масс и преобладанием значительных отрицательных аномалий температуры воздуха.

На фоне некоторого ослабления адвективного поступления тепла атлантическими водами Норвежского течения в 1965—1967 гг. именно своеобразное развитие барикоциркуляционных процессов явилось основной причиной значительного, особенно в поверхностных слоях, выхолаживания водных масс Баренцева моря. В этот период получил развитие антициклон в районе Гренландии и западной периферии североамериканских морей, который блокировал юго-западный перенос теплых воздушных масс Атлантики на районы Баренцева и Гренландского морей. Основные траектории атлантических циклонов сместились значительно южнее предшествующего теплого периода 50-х — начала 60-х годов и лишь своей северной периферией захватывали район Баренцева моря. Это нашло свое отражение в повышенном фоне атмосферного давления в районах Гренландии, Исландии и о. Ян-Майен и

атмосферной циркуляции в Северо-Европейском бассейне. Второй половине 60-х годов на акватории Баренцева моря, в значительной мере были обусловлены характером развития процессов Похолодание вод и суровые ледовые условия, отмеченные во

зимний (январь — март) период. Зимняя максимальная похолодание было отмечено в зоне Мурмана величинами $0,1—0,4^{\circ}$. Лишь в прибрежной зоне для всех слоев величинами $0,5—1,0^{\circ}$ и $0,4—0,6^{\circ}$. В зимний период трипцательные аномалии не достигали соответствующим образом $0—50$ и $50—200$ м достигали соответственно были зафиксированы летом (июнь — август). В этот период атлантических аномалий термичеки вод Нордкапского и Мурманского холодания водных масс внутри года. Максимальные величины от Баренцева моря в этот период является неравномерность темпов по

Второй характерной особенностью температурного режима Баренцева моря в этот период является неравномерность темпов по

Характерно, что максимальные величины отрицательных аномалий температуры вод Баренцева моря были также зафиксированы в поверхностном 50-метровом слое. Так, если в период 1959—1961 гг. распределение величин положительной аномалий температуры воды с глубиной в основной и Прибрежной ветвях Мурманского течения было достаточно равномерным, составляя на горизонте 150 м $70—90\%$ величины аномалий в поверхностных слоях, то для периода 1965—1969 гг. отчетливо заметно уменьшение отрицательных аномалий с глубиной, где это соотношение не превышало $25—50\%$.

В Баренцевом море пониженное тепловое состояние вод было зафиксировано по всей акватории моря. В среднем отрицательные аномалии температуры воды в слое $0—200$ м на стандартных разрезах в потоках Нордкапского и Мурманского течений составили $0,3—0,5^{\circ}$. Уровень тепловое состояние через разрез м. Нордкап — о. Медвежий, оказался в 1965—1969 гг. более чем на 1° ниже уровня, зарегистрированного в 1959—1961 гг., а понижение солиности, особенно значительное в верхнем слое, превысило $0,1^{\circ\text{oo}}$.

пониженого давления в районах севера Скандинавии и Баренцева моря. Наиболее значительно это было заметно в зимний период, когда в районах Гренландии, Исландии и о. Ян-Майен в среднем за период 1965—1969 гг. были зарегистрированы положительные аномалии давления 4—6 мб, а в районе Кольского полуострова аномалии давления порядка 2—4 мб. Подобная противоположная тенденция развития барического поля на западе и востоке Северо-Европейского бассейна — значительный меридиональный градиент давления — явилась основной причиной усиления интенсивности ультраполярных вторжений холодных арктических воздушных масс на акваторию Баренцева, Гренландского и северной части Норвежского морей. Именно в результате этого на акватории Баренцева и Гренландского морей и были зарегистрированы экстремальные за последнее 30-летие отрицательные аномалии температуры воздуха, достигшие в зимний период 1966 и 1968 гг. величин 5—10°.

Значительное ухудшение морского климата в районе Гренландского моря в 1965—1969 гг. выразилось:

- в экстремальном выхолаживании вод атлантической составляющей Ирмингера течения к северо-востоку от Исландии и вод холодного Восточно-Исландского течения;
- в экстремальном понижении солёности вод этих потоков;
- в аномальном развитии ледовых условий в Гренландском море и Датском проливе, что в координатной форме свидетельствует об усилении интенсивности и холодного Восточно-Гренландского течения.

Выше отмечалось, что наибольшие величины похолодания воздуха над акваторией Баренцева моря были отмечены в зимний период, тогда как максимум отрицательных аномалий температуры вод в основных потоках Нордкапского и Мурманского течений в 1965—1969 гг. был зарегистрирован не зимой, а в летний период, т. е. с определённым запаздыванием. Физическую интерпретацию этого факта авторы работы видят в различной величине инерционности проявления процессов атмосферной и океанической циркуляции. Наглядным подтверждением этому служат результаты анализа сопряженности межгодовых колебаний средних величин температура воды в слое 0—200 м на разрезе Кольский меридиан, которые свидетельствуют:

- об отсуствии тесной сопряженности между этими показателями при их синхронном сопоставлении ($r=0,13-0,39$);
- об увеличении величин сопряженности и достижения максимума величин коэффициентов корреляции при сопоставлении температуры воздуха в зимний период и температуры воды в последующий летний сезон ($r=0,76-0,86$).

1972—1976 гг. Тенденция похолодания, отмеченная в морях Баренцкого севера во второй половине 60-х годов, к 1972 г. прекратила свое существование, и последующее пятилетие 1972—1976 гг. явилось периодом отрицательного смягчения морского климата

на акватории Баренцева, Норвежского и Гренландского морей. В частности, значительные положительные аномалии температуры воды были отмечены для всех основных Нордкапского и Мурманского течений, а в среднем в Баренцевом море поступали воды с температурой в слое 0—200 м на 20—25% выше, чем в 1965—1969 гг. Величины потепления водных масс Баренцева моря в период 1972—1976 гг. были близки к величинам, наблюдавшимся в периоды максимального потепления 1932—1939 и 1951—1960 гг. Для бассейна Баренцева моря отмечалось и некоторое увеличение солёности вод по сравнению с периодом похолодания 1965—1969 гг. Этот факт наряду с относительно высокими температурами увеличения температурной энергии водных масс в слое 200—500 м в по-токе Норвежского течения, зафиксированными в 1972—1976 гг. от-носително периода 1965—1969 гг., свидетельствует о некоторой интенсификации в последний период системы Норвежского-Норд-капского — Мурманского течений.

Отметим, однако, что если в зимний период распределение по-ложительных аномалий температуры воды с глубиной было равно-мерно, не превышая 0,1—0,3°, то в летний период (июль — сен-тябрь) эти величины для периода 1972—1976 гг. оказались значи-тельно выше. При этом максимальные положительные аномалии термки вод в летний период были зафиксированы в поверхностном слое, где они достигали 0,8—1,2°; положительные аномалии темпе-ратуры воды в слое 50—200 м летом не превышали 0,5—0,8°. Как видно, экстремальные значения потепления вод Баренцева моря в 1972—1976 гг., аналогично экстремальным значениям похолода-ния 1965—1969 гг., были отмечены в верхнем 50-метровом слое в летний период. Это указывает на значительную роль, которую сыграли в процессе формирования повышенного уровня теплового состояния вод Баренцева моря 1972—1976 гг. процессы атмосфе-рой пирквляции.

Действительно, развитие барико-циркуляционных процессов в районе Северо-Европейского бассейна в 1972—1976 гг. было явно благоприятным для смягчения морского климата в районах Барен-цева и Гренландского морей. Это выразилось, прежде всего, в значительном ослаблении Январного антициклона, особенно в зим-ний период. Например, среднее атмосферное давление в январе — марте 1972—1976 гг. аномально понизилось по сравнению с перио-дом 1965—1969 гг. на ст. Ангарсалак (65°36' с. ш., 37°34' з. д.) и ст. Вестманнаэйяр (63°24' с. ш., 20°17' з. д.) на 14 и 9 мб соот-ветственно. Основной причиной столь значительного ослабления области повышенного давления, отмеченной на западной перифе-рии Северо-Европейского бассейна в 1965—1969 гг., явилось уси-ление исландского минимума, с одной стороны, и интенсификация азорского максимума — с другой. В результате подонного разви-тия барико-циркуляционной ситуации в районах Баренцева, Норвеж-ского и Гренландского морей в 1972—1976 гг. значительно усили-лась циклоническая деятельность, факторы циклонов стали бо-

ваны в более глубоких слоях, где они достигли 0,5—0,7°, в то время как в поверхностном слое они составляли 0,2—0,3°. Походание атлантических вод на разрезе 63°00' с. ш. по отношению к уровню 1972—1976 г. составило в слое 0—50 м 0,8—1,1°, а в слое 50—200 м достигло экстремальных величин порядка 2,0—2,8°. В этот же период в Норвежское море поступали через Фареро-Шетландский канал из Атлантики воды с аномально низкой соленостью.

Изложенные факты позволяют предположить, что основополагающим фактором аномального похолодания вод Баренцева моря в 1977—1981 гг. явилось уменьшение поступления дивергентного течения атлантическими водами, транспортными в Баренцево море системой Северо-Атлантического — Норвежского — Нордкапского течения.

Похолоданию вод Баренцева моря способствовали и генеральный северный перенос воздушных масс, наблюдавшийся над акваторией моря в 1977—1981 гг., однако его влияние на формирование температурного режима, особенно в юго-западной части моря, было заметно слабее, чем в период похолодания 1965—1969 гг. В летний период над акваторией моря преобладали слабые пологие теплые аномалии температуры воздуха.

Ослабление аляции течения Нордкапского и Мурманского течений, преобладание ветров северных направлений и интенсификации под их воздействием холодных Медвежинского и Центрального течений способствовало формированию в 1977—1981 гг. на акватории моря суровых ледовых условий, близких к условиям 1965—1969 гг.

Наконец, отметим, что от 1981 к 1983 г. была отмечена резкая перестройка гидрологического режима Баренцева моря от холодной температуры этой перестройки свидетельствуют следующие факты: если в августе 1981 г. на разрезе Кольский меридиан наблюдалась экстремально низкая температура максимумом 0—200 м 3,6°, то в июле 1983 г. был зафиксирован максимум температуры за последнее 40-летие наблюдений на разрезе 5,6°. Следует, однако, заметить, что последний период потепления вод Баренцева моря оказался непродолжительным (1983—1984 гг.), что, возможно, связано с климатической тенденцией похолодания вод Баренцева моря выше периоды потеплений и похолоданий, а также

Крупномасштабные изменения гидрологических условий в распределении периодов оказания заметные воздействия на воспроизводство запасов и распределение основных видов рыб в Баренцевом море, что в конечном итоге отразилось и на экономике рыболовства. В частности, обнаруживается тесная связь между уровнем теплого состояния вод Баренцева моря

Начало этого периода относится к осени 1982 г.

величиной биомассы ряда кормовых организмов и численностью поколений основных видов промысловых рыб.

Анализ данных ихтиопланктонных съемок свидетельствует, например, что средняя величина биомассы планктона (апрель — май) в верхнем 50-метровом слое южной части Баренцева моря в период потепления 1972—1976 гг. значительно превышала аналогичные величинич биомассы, зафиксированные в периоды похолоданий 1965—1969 и 1977—1981 гг.: соответственно в 8 и 3 раза, что, несомненно, имело глубокое биологопромысловые последствия.

Повторяемость урожайных поколений трески и пикши в периоды похолоданий практически свелась к минимуму. Конечные итоги продолжительных депрессий промыслового запаса этих рыб известны. Гидробиологические и кормовые условия периода потепления 1972—1976 гг. были благоприятны для увеличения численности молоди трески и пикши в этот период. Непродолжительный период потепления 1983—1984 гг. также способствовал появлению богатых классов поколений трески, пикши, сельди. Противоположная тенденция отмечена для такого холодолюбивого вида рыб, как сайка: в периоды потеплений 1972—1976, 1983—1984 гг. зафиксировано увеличение повторяемости бедных, а в период похолодания 1977—1981 гг. богатых поколений.

Значительно и разнообразно влияние крупномасштабных изменений гидробиологических условий на пространственное распределение основных видов промысловых рыб Баренцева моря. Это влияние заметно на всех этапах сезонных миграций таких видов рыб, как треска, пикша, мойва, сайка и характеризуется рядом следующих генеральных особенностей. Например, в периоды потепления вод Баренцева моря наблюдается:

- увеличение биомассы и расширение ареала распространения холодолюбивых видов кормовых организмов;
- сдвигение нагульных ареалов основных видов промысловых рыб (треска, пикша, мойва, сайка) в северо-восточном направлении;
- сдвигение районов нерестилищ трески, пикши, мойвы в восточном направлении к берегам Мурмана (наряду с особенностями размера возрастного состава нерестового стада).

Столь заметное влияние крупномасштабных колебаний гидробиологических условий на воспроизводство запасов и распределение основных видов промысловых рыб в Баренцевом море подчеркивает важность проведения здесь постоянного мониторинга океано-логических процессов на основе межведомственного и междунационального сотрудничества в этой области.

Изучение межгодовой изменчивости содержания биогенных элементов способствует пониманию особенностей формирования био-логической продуктивности первого тропического уровня в раз-личные по температурному режиму периоды, так как разные особенно-сти температурного режима оказывают разное воздействие на про-текание биохимических процессов создания и деструкции органи-ческого вещества. Задачи данного исследования состояли в том, чтобы оценить характер и степень изменчивости концентрации фосфатов и кислорода за последние 20 лет в июне — месяце года-вого максимума выбытка кислорода в верхнем стометровом слое-вод Норвежского моря. В качестве исходной информации исполь-зованы результаты июньских съемок Норвежского моря, проводи-мых ПИПРО в 1964—1983 гг.

Поскольку межгодовые вариации исследуемых параметров про-исходят на фоне крупномасштабных долготермических изменений, для исходных рядов июньских значений температуры, солености,

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЛЕТНИХ КОНЦЕНТРАЦИЙ КИСЛОРОДА И ФОСФАТОВ В ВОДАХ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

Н. Г. САПРОНЕНЦКАЯ (ПИПРО)

УДК 551.468(268.43)

1. Бочков Ю. А. О климатических нормах температуры воды на стандар-тных разрезах в Баренцевом море. Физико-химические условия формирования био-логической продукции Баренцева моря. — Апатиты, 1980, с. 10—18.
2. Колесникова В. Н., Монин А. С. О межгодовой изменчивости метеорологических элементов. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана — 1966, т. 2, № 2, с. 113—120.
3. Лебедев А. А. Вероятность встречи льда в Баренцевом, Гренландском морях и Северной Атлантике. — Труды ПИПРО, 1968, вып. 23, с. 138—141.
4. Мухин А. И. Тепловое состояние вод южной части Баренцева моря в 1948—1973 гг. — Труды ПИПРО, 1975, вып. 35, с. 71—82.
5. Мухин А. И., Двинина Е. А. Многолетние колебания температуры и солености воды в весенне-летний период на границе Норвежского и Баренцева морей. Экология и промысел донных рыб Северо-Европейского бассейна. — Труды ПИПРО, 1982, с. 98—112.
6. Сарынина Р. Н., Терешенко В. В. Температурные условия в Баренцевом море в 1981—1983 гг. Вопросы промысловой океанографии Северного бассейна. — Труды ПИПРО, Мурманск, 1985, с. 3—10.
7. Ермакова (Solomitsyna) L. R. Hydrographic conditions in the Nor-wegian Sea. — Ann. Biol., V. 28 5(1973)—V. 40 (1983).
8. Salygina R. N. The temperature regime in the Southern Barents Sea. — Ann. Biol., V. 28 (1973)—V. 35 (1980).
- Norsk meteorologiske Aarbok, Oslo, 1947—1979.
- NAFO Sci. Coun. Studies, 5: 1982.—109 p.

концентраций кислорода и фосфатов способом наименьших квадратов были рассчитаны линейные тренды (табл. 1).

На всех рассматриваемых разрезах во всех водах в слое 200—500 м прослеживается тенденция к накоплению фосфатов и кислорода на фоне тенденции к понижению температуры и уменьшению солёности этого слоя. Исключение составляют воды Северо-Западного оттаяния и Восточной ветви на севере, в промежуточном слое которых накопление кислорода и фосфора происходит на фоне тенденции к потеплению.

Исходящий тренд температуры вод Норвежского течения (НТ) в центральной и южной частях моря в слое 0—50 м в основном сопровождается тенденцией к накоплению фосфатов (исключение — воды НТ на 20 м на юге) и кислорода (исключение — слой 20—50 м в Восточной ветви на разрезе 7 с). Восходящий тренд температуры в поверхностном слое вод Норвежского течения на севере сопровождается убылью фосфатов и накоплением кислорода в водах Средней и Восточной ветвей и, наоборот, накоплением фосфатов и тенденцией к убыли кислорода в водах Западной ветви. В водах Восточно-Исландского течения (ВИТ), где тренд температуры в слое 0—50 м также положителен, на широте 67°30' с. ш. (7с) имеет место тенденция к накоплению кислорода и убыли фосфатов, но южнее (разрез 6с) в этом слое преобладает тенденция к накоплению фосфатов и убыли кислорода.

Таким образом, в слое 200—500 м тенденции в изменении концентрации кислорода и фосфатов в основном одинаковы в противоположе к тренду температуры. В верхнем слое эти процессы в основном разнонаправлены при положительном тренде температуры и однонаправлены при отрицательном тренде температуры.

В семидесятилетие годы в водах Норвежского моря было зафиксировано уменьшение солёности на 0,2‰ ниже нормы; в Фареро-Исландском канале разница между средней солёностью в 60-е и 70-е годы составила 0,14‰ (Dooley et al., 1984). В 1972—1974 гг. отмечено повышение температуры воды (Шевченко, 1980). Поэтому представляется интерес сравнить тренд двадцатилетнего ряда с тенденцией изменений за 10 последних лет этого ряда.

Тенденция последнего десятилетия (табл. 2) в изменении температуры и солёности в слое 200—500 м почти везде совпадает с тенденцией 20-летнего ряда. Исключение составляет незначительный по величине положительный тренд солёности по широте 65°45' с. ш. в водах ВИТ и на широте 69°20' с. ш. в водах Восточной ветви Норвежского течения (ВВНТ).

Десятилетний тренд температуры верхнего 50-метрового слоя вод ВИТ противоположен по знаку восходящему двадцатилетнему тренду, а тенденция к повышению солёности в обоих временных рядах одинакова. Походание поверхностного 50-метрового слоя вод ВИТ сопровождалось возрастанием положительного тренда кислорода. В изменении фосфатов в это время также преобла-

Таблица 3
Максимальные амплитуды колебаний концентрации кислорода (‰) и фосфатов (мкмоль/л) в различных водах Норвежского моря в июне (1965—1983 гг.)

| Разреш | Эле-мент | | БИТ | | ЭВНТ | | ВВНТ | |
|-------------|----------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 20 | 50 | 20 | 50 | 20 | 50 | 20 | 50 |
| 67°30' с.ш. | O_2 | 1,09 | 0,53 | 0,48 | 0,35 | 0,39 | 0,33 | 0,35 |
| | P | 0,75 | 0,55 | 0,23 | 0,37 | 0,26 | 0,32 | 0,36 |
| 65°45' с.ш. | O_2 | 0,59 | 0,36 | 0,45 | 0,87 | 0,57 | 0,47 | 0,56 |
| | P | 0,43 | 0,33 | 0,21 | 0,54 | 0,55 | 0,45 | 0,49 |
| 69°20' с.ш. | O_2 | — | — | — | 0,69 | 0,60 | 0,22 | 0,48 |
| | P | — | — | — | 0,41 | 0,27 | 0,26 | 0,55 |
| | | | | | | | | 0,39 |
| | | | | | | | | 0,43 |
| | | | | | | | | 0,32 |
| | | | | | | | | 0,39 |
| | | | | | | | | 0,29 |
| | | | | | | | | 0,23 |

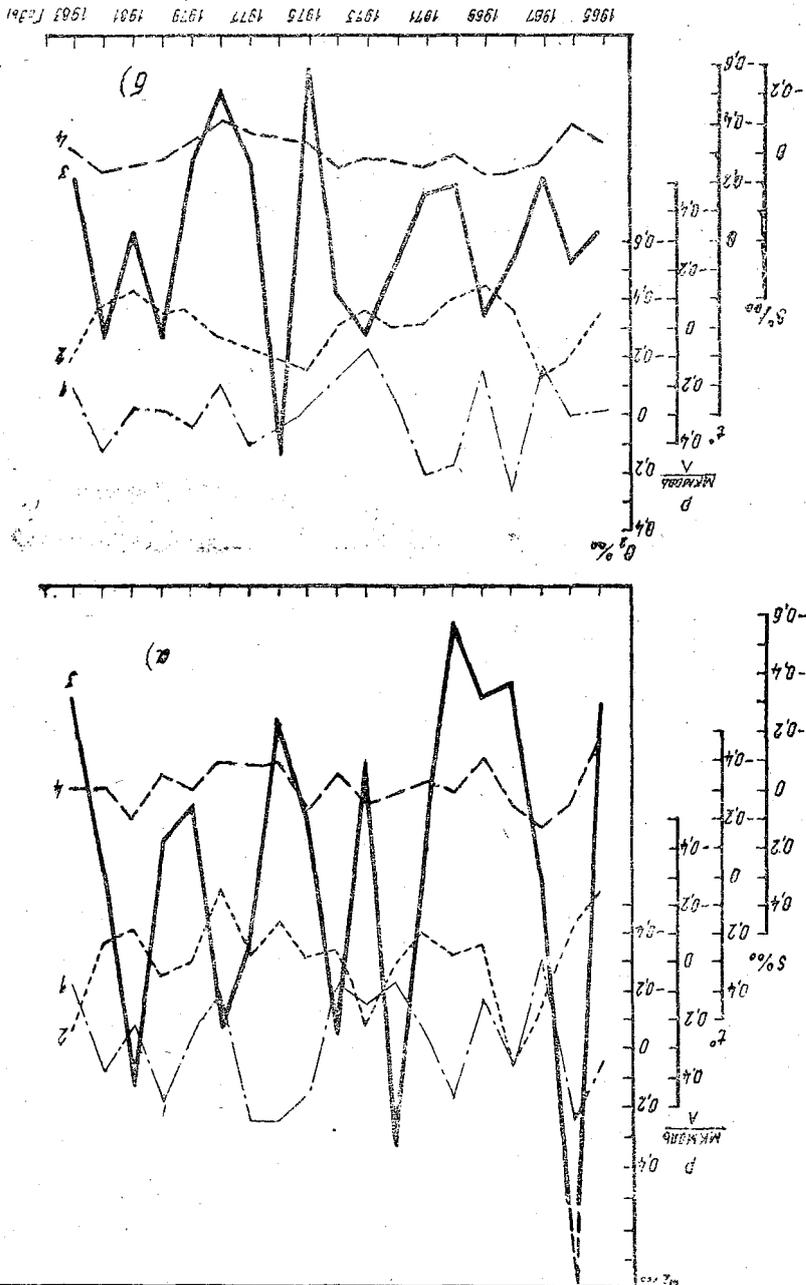
малая амплитуда колебания концентрации фосфатов отмечается в водах ЭВНТ на $65^{\circ}45'$ с. ш., минимальная — в водах ВВНТ на широте $69^{\circ}20'$ с. ш. и в водах БИТ.

Диапазон изменений концентрации фосфатов на глубине 200 м в водах БИТ и НТ почти одинаков (0,8—1,1 мкмоль/л), однако в 1977 и 1981 гг. превышение содержания фосфатов в водах НТ составляло 0,12 и 0,09 мкмоль/л. В эти годы наблюдалось западное положение фронтальной зоны (Шевченко, 1984), следовательно, увеличение концентрации фосфатов явилось следствием усиления Северо-Атлантического течения. В 1975—1979 гг. при усилении БИТ значимой разности в содержании фосфатов в этих водах не отмечалось. Годы максимальных аномалий концентрации фосфатов на $65^{\circ}45'$ с. ш. на глубине 50 м (1977 и 1978 гг.) также различны по положению фронтальной зоны: в 1977 г. (положительная аномалия фосфатов) фронтальная зона была смещена к западу, а в следующем (аномалия отрицательная) — к востоку.

В водах ЭВНТ в поверхностном 50-метровом слое (рис. 1, а) в межгодовом ходе температуры по характеру изменений можно выделить 3 периода: 1966—1971 (преобладание отрицательных аномалий, восточное положение фронтальной зоны), 1972—1975 (жесткая смена знака аномалии и чередование западного и восточного смещения зоны фронта) и 1976—1982 гг. (увеличение периода флукутаций температуры). В годы максимальных отрицательных аномалий температуры (восточное положение фронтальной зоны) здесь имеют место максимальные положительные аномалии кислорода. Им соответствуют отрицательные аномалии фосфатов.

Севернее, на $67^{\circ}30'$ с. ш., в межгодовых изменениях средней температуры слоя 0—50 м также можно выделить 3 диапазона: с 1965 по 1973 — когда происходили нерегулярные колебания квадратного периода; 1974—1977 — пик резкой ежегодной смены знака аномалий и 1978—1983 гг. — когда в основном преобладали положительные аномалии. Соответственно этому в измененных концентрациях кислорода и фосфатов заметно выделяются флукутации в противофазе друг к другу в начале и конце ряда и смена

Рис. 1. Межгодовая изменчивость температуры в слое 0-50 м, концентрации кислорода, фосфата, фосфата, температуры, солености
 65°45' с. ш. (а) и в водах ЗВНТ на разрезе по 67°30' с. ш. (б)



ритма на отрезке времени максимальных отклонений температуры. Максимальный экстремум кислорода имел место в нормальном по температурному экстремуму фосфатов — в холодных 1967 и 1975 гг. Однако холодный 1978 г. (западное положение фронтальной зоны) не отличается положительной аномалией концентрации фосфатов.

В водах Восточно-Исландского течения на глубине 20 м в межголовых изменениях кислорода и фосфатов синхронный ход кривых через 3—5 лет меняется на противофазный, причем, как правило, синхронный ход биогенов приходится на период с преобладающим положительным аномалией температуры, асинхронный — на диапазон лет с преобладающим отрицательным аномалией температуры.

Так же как и в атлантических водах, четкого однозначного соответствия экстремумов температурных кривых и кривых межголовых изменений концентрации кислорода и фосфатов в водах ВИТ не обнаружено.

Как известно (Баров, 1959; Смирнов и Кондрацова, 1972), с целью сжатую информацию о состоянии и формировании температуры временные ряды кислорода, фосфатов, солиности и температуры формировались по 30 точкам на горизонтах 0, 20, 50, 200 м в июне за период 1965—1983 гг. с 4 пропусками (1966, 1971, 1976, 1979). Первые четыре составляющие полей температуры, фосфатов и кислорода описывают 70% суммарной дисперсии исходного поля, первые две — около 50%. Информативность первого собственного вектора составляет около 30% в слое 0—50 м и около 40% на горизонте 200 м, что свидетельствует об относительно неоднородных условиях формирования полей гидрохимических элементов.

Анализ полей первых трех естественных функций обнаружил подобие пространственной структуры второй составляющей поля фосфатов на горизонтах 50 и 200 м полю второго собственного вектора температуры в слое 50—200 м, с помощью которого идентифицируется пространственное положение фронтальной зоны (Шевченко, 1984).

Составление временного хода второй главной компоненты фосфатов на горизонте 50 м с ходом второй главной компоненты температуры в слое 0—50 м (рис. 2) обнаружило противоположность их знаков в период с 1968 по 1980 гг. Как показал Шевченко (1984), большие отрицательные значения второй ТК поля температуры в слое 0—50 м соответствуют западному положению зоны полиарного фронта, а положительные характеристики зоны фронтальной зоны к востоку. Следовательно, временная изменчивость поля фосфатов формируется в основном в зависимости от временной структуры температурыного поля.

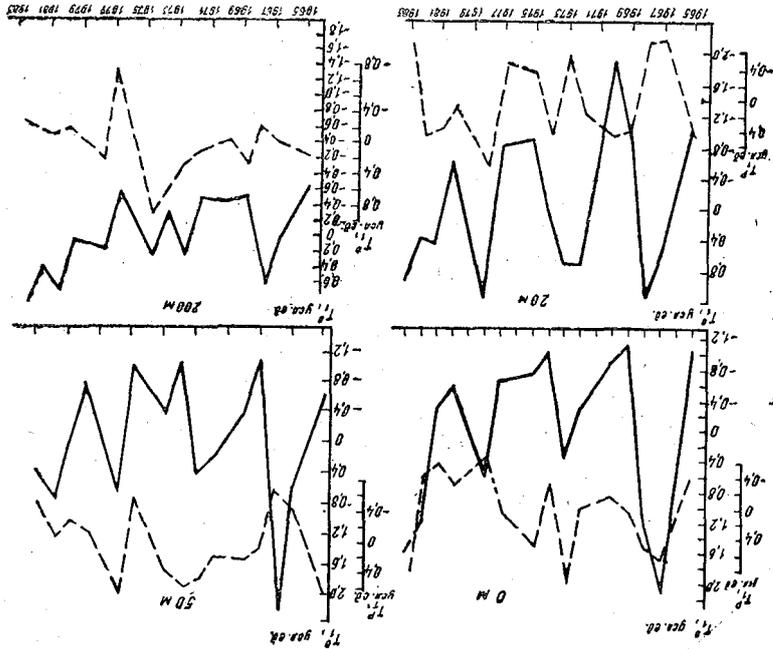
В табл. 4 приведены коэффициенты корреляции между временными функциями гидрологических и гидрохимических параметров

| Глубина, м | O ₂ -P | | | | O ₂ -T | | | | O ₂ -S | | | |
|------------|-------------------|----------------|----------------|----------------|-------------------|----------------|----------------|----------------|-------------------|----------------|----------------|----------------|
| | T ₁ | T ₂ | T ₃ | T ₄ | T ₁ | T ₂ | T ₃ | T ₄ | T ₁ | T ₂ | T ₃ | T ₄ |
| 0 | 0,44 | -0,06 | -0,01 | -0,41 | 0,33 | 0,55 | -0,40 | — | -0,19 | 0,10 | 0,10 | -0,09 |
| 20 | -0,30 | 0,29 | 0,69 | — | 0,00 | 0,18 | -0,09 | — | 0,44 | 0,11 | — | — |
| 50 | -0,33 | -0,30 | -0,37 | 0,53 | 0,52 | -0,35 | -0,12 | 0,40 | 0,15 | -0,15 | 0,19 | 0,27 |
| 200 | — | — | — | — | 0,01 | -0,57 | -0,29 | 0,15 | -0,18 | -0,41 | -0,11 | -0,27 |
| Глубина, м | P-T | | | | P-S | | | | T-S | | | |
| | T ₁ | T ₂ | T ₃ | T ₄ | T ₁ | T ₂ | T ₃ | T ₄ | T ₁ | T ₂ | T ₃ | T ₄ |
| 0 | 0,61 | -0,12 | 0,44 | 0,35 | -0,11 | 0,18 | 0,22 | -0,21 | 0,17 | 0,06 | 0,14 | -0,46 |
| 20 | -0,55 | 0,27 | -0,01 | — | 0,19 | 0,33 | -0,08 | — | -0,34 | 0,08 | -0,20 | — |
| 50 | -0,64 | -0,04 | 0,05 | 0,10 | 0,37 | 0,16 | 0,12 | 0,34 | -0,54 | 0,25 | 0,30 | -0,13 |
| 200 | 0,03 | 0,11 | -0,19 | -0,26 | -0,05 | -0,04 | -0,10 | -0,20 | 0,25 | -0,24 | 0,24 | -0,43 |

Корреляция между временными функциями температуры, концентрации кислорода и фосфатов

Таблица 4

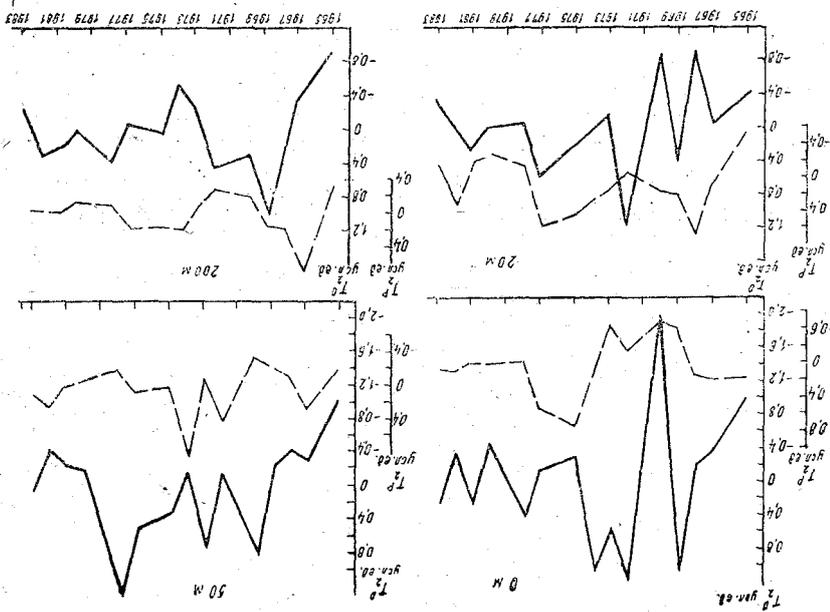
Рис. 2. Временной ход первых главных компонент (T₂) полей кислорода (сплошная) и фосфатов (пунктир) на глубине 0, 20, 50 и 200 м



(значимый коэффициент парной корреляции при длине ряда в 15 членов и доверительной вероятности 95% равен 0,51). Из этих

Таким образом, если изменение во времени пространственного распределения фосфатов тесно связано с временными изменениями поля температуры во всем верхнем 50-метровом слое, то временные изменения пространственного распределения кислорода зависят от распределения температуры только на глубине 50 м. Временная изменчивость в распределении горизонтальных градиентов концентрации кислорода связана с изменчивостью распределения горизонтальных градиентов температуры только на поверхности и на глубине 200 м — на границах дельтового слоя.

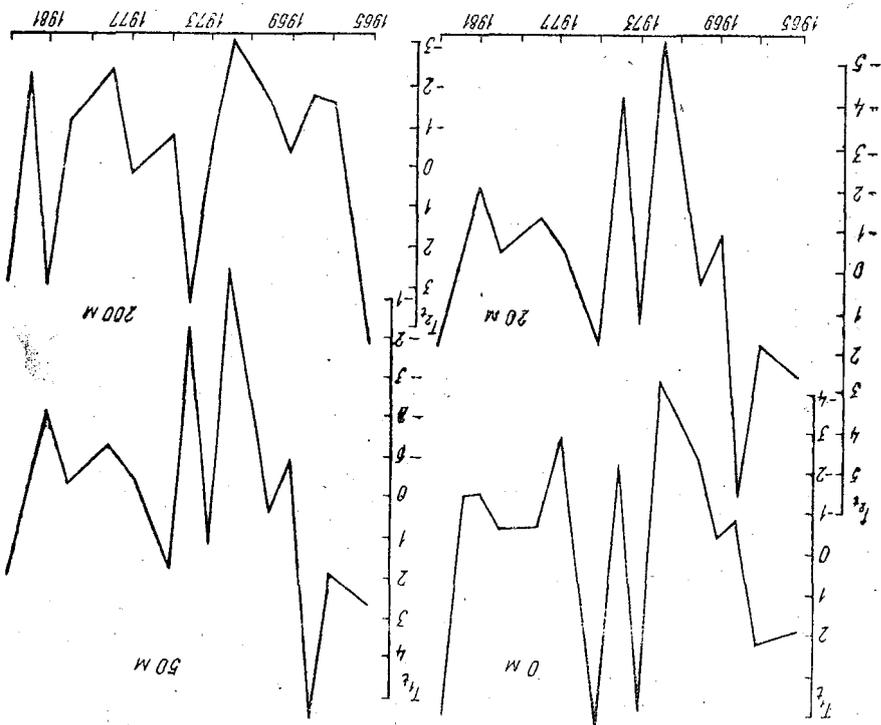
Рис. 3. Временной ход вторых главных компонент (T_2) полей кислорода (сплошная) и фосфатов (пунктир) на глубине 0, 20, 50 и 200 м



данных следует, что изменение во времени первой компоненты разложения полей фосфатов на глубине 0, 20 и 50 м связано с вариациями температуры в слое 0—50 м. Из коэффициентов разложения более высокого порядка значимые коэффициенты корреляции имеют компоненты T_3 и T_4 , соответствующие собственным функциям, отражающим мелкомасштабную структуру распределения элементов. Первая временная функция поля кислорода на глубине 50 м значительно коррелирует с первым коэффициентом разложения поля температуры, вторые коэффициенты этих параметров имеют значимую связь на поверхности (0 м) и на глубине 200 м.

В межгодовом ходе первого коэффициента разложения поля фосфатов в слое 0—50 м можно выделить 5—6-летний цикл; на глубине 50 м проявляются также колебания квазидесятилетней периодичности. В менее глубоких второго коэффициента разложения этот период также проявляется в слое 0—50 м. Во временном ходе главных компонент более высоких порядков наиболее характерным можно считать 3-, 5- и 7-летние циклические вариации. Во временном ходе двух первых главных компонент температуры преобладающим ритмом являются 2—3-летние колебания. Заметно также наличие нерегулярных флуктуаций 5—7-летней периодичности.

Рис. 4. Временной ход первого (T_1) и второго (T_2) коэффициентов разложения поля температуры воды на глубине 0, 20, 50 и 200 м



(рис. 3, 4). 50-метрового слоя. В изменчивости временной функции второго порядка в слое 0—50 м преобладают 3- и 5-летние нерегулярные колебания, а на глубине 200 м — колебания 7-летней циклическости

циклические вариации с периодами, свойственными для колебаний температуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бартов Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. — Труды ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.
2. Смирнов Н. П., Кондратова О. Ф. Исследование многолетних колебаний стока Волги с помощью разложения по естественным составляющим. — Органическое вещество и элементы гидрологического режима Волжских водохранилищ, 1972, вып. 23(26), с. 128—146.
3. Шевченко А. В. Крупномасштабные изменения температуры воды в южной части Норвежского моря в 1959—1978 гг. — ЭИ ЦНИИТЭИРХ. Сер. Рыбохозяйственное использование ресурсов Мирового океана, 1980, вып. 11, с. 13—22.
4. Шевченко А. В. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры воды и распределение пути в Норвежском море. Вопросы промысловой океанографии Сев. бассейна, 1984, с. 48—59.
5. Dooley H. D., Martin H. A., Ellett D. Abnormal hydrographic conditions in the Northeast Atlantic during the 1970's. *Carri. et proc. — verb. reum. Cons. int. explore. mer.* 1984, v. 185, p. 179—187.

УДК 551.465

Е. И. СЕРЯКОВ, Т. В. ГЛАДКАЯ, В. П. ЗАХАРЕНКО (ЛТМН)

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СУТОЧНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ ОКЕАНА В РАЙОНАХ СУДОВ ПОТОДЫ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ И НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

Исследование внутрисезонной и межгодовой изменчивости притоков и расходов тепла представляет научный и практический интерес, особенно для целей разработки надежных методов прогнозирования. По-видимому, источниками долгопериодных колебаний температуры макромасштабных гидрометеорологических процессов является прежде всего взаимодействие атмосферной циркуляции с океаном. Количественными характеристиками взаимодействия океана и атмосферы следует считать турбулентные потоки тепла и влаги, а также количества движения. Эти характеристики служат как для оценки знака аномалий полей температуры воды поверхности ностного слоя, так и для задания граничных условий при разрабатке гидродинамических долгосрочных прогнозов.

Изменчивость отдельных компонентов уравнения теплового баланса деятельного слоя воды Северной Атлантики и Норвежского моря изучалась в работах [1—5], однако в них исследуемый ряд наблюдений ограничивался 1971—1972 гг. В данной статье выделены расчеты радиационного баланса, потоков тепла и затрат тепла на испарение в районах судов пододы М, L, C, R за 1972—

Наибольшие колебания сумм LE в большую часть года наблюдаются в районе судна C , а наименьшие, за исключением нескольких месяцев, в районе судна L . Турбулентный поток тепла от дельтового слоя океана в атмосфере испытывает большие колебания, чем затраты тепла на испарение. Здесь также наблюдается тенденция увеличения c_p в летний период года, хотя четкий годовой ход c_p так же как и LE , не прослеживается. Наибольшие c_p в летние месяцы наблюдаются в районе судна C , а в зимние месяцы — C и R .

Наибольшие колебания сумм LE в большую часть года наблюдаются в районе судна C , а наименьшие, за исключением нескольких месяцев, в районе судна L . Турбулентный поток тепла от дельтового слоя океана в атмосфере испытывает большие колебания, чем затраты тепла на испарение. Здесь также наблюдается тенденция увеличения c_p в летний период года, хотя четкий годовой ход c_p так же как и LE , не прослеживается. Наибольшие c_p в летние месяцы наблюдаются в районе судна C , а в зимние месяцы — C и R .

По данным всех судов погоды коэффициент вариации районного балла C_{LE} не превышает 10%, т. е. не превышает точности расчета районного балла. Следовательно, средние значения сумм районного балла в летний период с некоторым приближением могут быть использованы для характеристики сумм районного балла отдельных лет.

В результате расчетов среднего квадратического отклонения и коэффициента вариации районного балла дельтового слоя океана за указанный выше интервал времени можно заключить, что коэффициент вариации районного балла (C_B) в летние месяцы редко выходит за пределы 10%, т. е. не превышает точности расчета районного балла. Следовательно, средние значения сумм районного балла в летний период с некоторым приближением могут быть использованы для характеристики сумм районного балла отдельных лет.

В результате расчетов среднего квадратического отклонения и коэффициента вариации районного балла дельтового слоя океана за указанный выше интервал времени можно заключить, что коэффициент вариации районного балла (C_B) в летние месяцы редко выходит за пределы 10%, т. е. не превышает точности расчета районного балла. Следовательно, средние значения сумм районного балла в летний период с некоторым приближением могут быть использованы для характеристики сумм районного балла отдельных лет.

$$B_{10} = 0,622 \rho C_p e^{-1}, \quad (4)$$

где B_{10} — размерный коэффициент, который определяется по формуле

$$LE = LB_{10} U_{10} (e_0 - e_{10}), \quad (3)$$

Затраты тепла на испарение рассчитываются по формуле

Минимальные c_p в течение всего года прослеживаются в районе судна погоды L.

Таблица I

Коэффициент вариации сумм потоков тепла (c_p) и затрат тепла на испарение c_{LE} , %

| Судно погоды | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|--------------|----|----|-----|-----|----|-----|-----|------|-----|----|----|-----|
| M | 40 | 41 | 49 | 38 | 31 | 46 | 40 | 50 | 68 | 58 | 38 | 36 |
| L | 29 | 46 | 27 | 61 | 50 | 33 | 33 | 38 | 36 | 18 | 33 | 33 |
| c_p | 52 | 37 | 67 | 233 | 57 | 233 | 150 | 43 | 44 | 50 | 63 | 63 |
| R | 54 | 40 | 44 | 100 | 57 | 75 | 75 | 50 | 110 | 36 | 63 | 63 |
| M | 18 | 19 | 24 | 30 | 23 | 35 | 41 | 25 | 34 | 23 | 23 | 23 |
| L | 15 | 23 | 24 | 33 | 43 | 21 | 38 | 19 | 29 | 24 | 24 | 23 |
| c_{LE} | 31 | 23 | 47 | 46 | 29 | 79 | 50 | 29 | 32 | 32 | 32 | 42 |
| R | 34 | 14 | 38 | 11 | 32 | 43 | 43 | 24 | 42 | 17 | 42 | 39 |

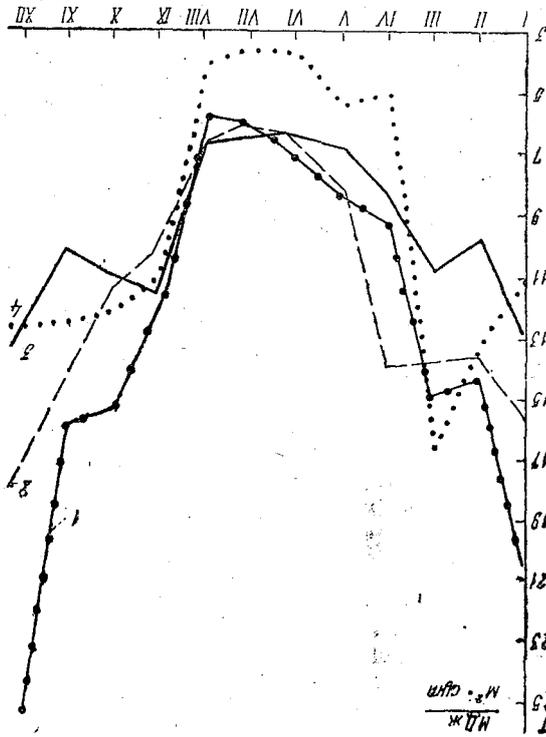


Таблица I
Годовой ход суточных сумм теплоотдачи океана в атмосфере в районах судов погоды L, M, R, C соответственно

Повышенный интерес к исследованию фронтальных зон, наметившийся в последние десятилетия, привел к переосмыслению и изменению содержания понятия «океанический фронт». От привычного ранее определения «фронта» лишь как границы раздела водных масс океанологи перешли к пониманию «фронта» как раз-

ПОЛЯРНЫЙ ФРОНТ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

И. П. КАРЛОВА, А. А. КОРАБЛЕВ (ЛТМИ)

УДК 551.465.1

1. Валерианова М. А., Серяков Е. И. О многолетних изменениях в системе океан — атмосфера. — Океанология. Изд. АН СССР, том X, вып. 5, М., 1970, с. 750—756.
2. Серяков Е. И., Булаева В. М., Вдовкин М. С. — О типизации тепловых балансов поверхности Северной Атлантики. Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна, вып. XIX, Мурманск, 1972.
3. Серяков Е. И. Компоненты теплового баланса поверхности океана при разных типах атмосферной циркуляции. Атлас изменений состояния системы океан — атмосфера в Северной Атлантике, вып. 7, М., Гидрометеоиздат, 1971.
4. Бондаревская М. А., Волкова Т. Ф. Средние месячные, декадные и пятидневные величины затрат тепла на испарение, турбулентного теплообмена эффективного излучения, суммарной и поглощенной радиации и радиационного баланса в отдельных районах Северной Атлантики (1953—1968 г.). Обнинск, ВНИИМТ — МЦЛ, 1976—168 с.
5. Арнелъ Н. Э., Гирдюк Л. В., Егоров В. Н. и др. Характеристики энергообмена океан — атмосфера. Л.: Гидрометеоиздат, 1984.—79 с.
6. Расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем. Методические указания. — Труды ЛТО, 1981.—54 с.
7. Арнелъ Н. Э., Бортковский Р. С. Уточненная модель энерго- и массообмена брызг над поверхностью океана при шторме. Труды, т. II, Л., Гидрометеоиздат, 1978, с. 101—115.
8. Арнелъ Н. Э., Мурашова А. В. Расчет уточненных номограмм для определения коэффициентов сопротивления, тепло- и влагообмена над морем. — Труды ЛТО, 1981, вып. 454, с. 9—23.

ЛИТЕРАТУРА

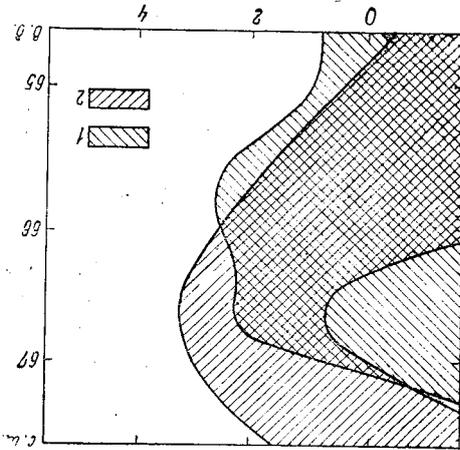
В работе получены также некоторые предварительные результаты по межгодовой изменчивости составляющих теплового баланса. Так, например, в районе судов *M* и *L* наблюдается увеличение теплоотдачи от 1977 г. к 1981 г., а в районе судов *R* и *C* выявлено наличие 2—3-летних циклов колебания полной теплоотдачи.

масштабного широко распространённого явления, одного из важнейших элементов структуры и динамики вод Мирового океана. Физические процессы, протекающие в океанических фронтальных зонах, обуславливают особенности взаимодействия океана и атмосферы, образование синоптических вихрей, формирование тонкой структуры, а также механизмов перемешивания и трансфронтальной обмена различными субстанциями, причем пространственные масштабы океанических фронтов могут варьировать от «миллиметров до метра» [8]. Новый взгляд на природу океанических фронтов привел к использованию новых методов исследования их структуры и проявления в полях различных океанологических характеристик.

Следует отметить, что до настоящего времени нет единого определения понятия «океанической фронтальной зоны», или «океанического фронта». Большое внимание этим вопросам уделено в двух работах последних лет [7, 8]. Однако даже за четыре года, разделяющие выход в свет этих работ, произошли некоторые изменения в определении вышеупомянутого понятия от «океанический фронт — граница раздела между водами с различными физическими, химическими или динамическими характеристиками» [7] до фронтальной зоны в океане — это такая зона, в которой присутствуют основные элементы основных термодинамических характеристик значительно обострены по сравнению со средним равномерным распределением между устойчиво существующими климатическими или иными экстремумами, «а фронт — след пересечения фронтального раздела (поверхности максимума) прямой поверхности или нескольких характеристик) с любой выбранной поверхностью» [8]. Второе определение прямо предполагает использование численных критериев, в частности максимумов градиентов термодинамических характеристик, для выделения фронтальной зоны и фронта. Такие работы уже появились, например [2]. Однако об известна связь биопродуктивных и фронтальных зон, поэтому, по-видимому, при исследовании океанических фронтов следует использовать не только термодинамические, но также химические и биологические характеристики. Согласно последним оценкам, температурные градиенты в зонах океанических фронтов могут в 400 раз превышать аналогичные средние зональные величины [4]. Дальнейшие исследования фронтальных зон и фронтов Мирового океана позволят дополнить их словесную характеристику (табл. 1.2, 1.3 [8]) количественными показателями. До настоящего времени изучение океанических фронтов проводится чаще всего путем использования одной характеристики (обычно температуры), реже двух-трех характеристик, т. е. рассматриваются температурные, солёностные или плотностные фронты, выделяемые по максимумам градиентов используемых параметров. Кроме того, привлекаются гидродинамические характеристики. Причем положение фронтов, выделяемых по разным характеристикам, могут не совпадать или совпадать не полностью.

ЭВМ связан с логической сложностью алгоритма и большим объемом исходных данных. Проверка возможности использования метода КНП для выделения фронтальных зон была проведена по среднемесячным значениям температуры и солёности, взятым из Атласа [1]. Это позволило, во-первых, сопоставить полученные результаты с данными других авторов, а во-вторых, оценить различные положения фронта на полигонах, наблюдавшихся в конкретный год по положению климатического и не М (рис. 1). Расчет был выполнен для района, ограниченного 61—70° с. ш. и 10° з. д.—5° в. д. Положение фронтальной зоны в 1958 г. получено по максимальным значениям градиентов температуры воды. Этой зоной разделяются воды, приносимые Норвежским и Восточно-Исландским течениями. Сопоставление с расчитанным с помощью метода КНП климатическим положением полиарной фронтальной зоны показало, что эти зоны в значитель-

Рис. 1. Положение фронтальной зоны на полигоне М (горизонт-50 м): 1—положение термической фронтальной зоны в июле 1958 г. по данным [1]; 2—положение термохалинной фронтальной зоны в июле по средним многолетним данным



Целью данной работы явилось выделение и исследование полиарного фронта Норвежского моря. Для этого использовался метод, основанный на расчете кратчайшего незамкнутого пути (КНП) [5] и критерия оптимальной классификации, предложенного Н. Г. Загоруйко [3]. Ранее данный метод применялся для выделения водных масс [5, 6], исследование фронтальной зоны с его помощью проводится впервые. Поэтому дополнительная задача являлась проверка работоспособности метода КНП при выделении фронтальных разделов и структуры вод. Алгоритм был реализован на языке ПЛ/1 для ЭВМ ЕС-1022. Выбор машинного языка и типа

Для дальнейшего расчленивания были выбраны материалы двух съемок полигона М в Норвежском море (съемки № 1 и № 2 соответственно), выполненных в 37 рейсе нис «Профессор Визе» в июле 1981 г. Выбор основывался на ряде положительных качеств этих данных: небольшие временные различия между началом и концом ватерный характер съемок полигона; наличие комплексов замерных съемки, т. е. квазисинхронность материалов наблюдений; последовательность съемки, т. е. квазисинхронность материалов наблюдений; последовательность съемки, т. е. квазисинхронность материалов наблюдений; последовательность съемки, т. е. квазисинхронность материалов наблюдений.

Как видно, средние значения температуры и солёности для вод Восточно-Исландского и Норвежского течений существенно различаются, особенно по температуре. Таким образом, мы имеем дело с фронтом, образующимся на стыке теплых и соленых атлантических вод и холодных и несколько распределенных масс воды, приносимых с северо-запада. Изменение положения фронта по вертикали определялось путем расчета и анализа данных на четырех горизонтах: 0, 50, 100 и 200 м. Построенные карты пока-зали, что на поверхности фронт четко не прослеживается, а имеет место довольно сложная картина — широкая размытая фронтальная зона. Начиная с горизонта 50 м, уже наблюдается хорошо выраженный фронт, разделяющий два переносимых типа вод, и небольшая зона смешения между ними. В слое от 50 до 200 м отмечено смешение фронтального раздела к востоку примерно на 50—100 км.

| Поверхностные воды | | Норвежское течение | | Восточно-Исландское течение | |
|--------------------|---------------|--------------------|---------------|-----------------------------|---------------|
| 9,40 ÷ 6,82 | 35,23 ÷ 34,85 | 7,78 ÷ 3,92 | 35,30 ÷ 35,00 | 9,50 ÷ 4,30 | 35,25 ÷ 35,19 |
| 3,92 ÷ 0,38 | 35,07 ÷ 33,35 | 0,70 ÷ (-0,91) | 34,94 ÷ 34,89 | 4,86 ÷ 0,10 | 35,22 ÷ 34,90 |
| 7,95 | 35,17 | 6,01 | 35,17 | 7,45 | 35,23 |
| 2,63 | 34,96 | 0,26 | 34,90 | 3,13 | 35,02 |

| Тип вод | $T_{max} \div T_{min}$ | $S_{max} \div S_{min}$ | T | S |
|---------|------------------------|------------------------|-----|-----|
|---------|------------------------|------------------------|-----|-----|

Характеристики типов вод по климатическим данным (I) и данным гидрологической съемки (II)

гильной мере перекрывают друг друга (рис. 1). Это свидетельствует о приподности фронта для выделения фронтальных зон. Ин-тервалы изменения температуры и солёности вод вышеуказанной акватории, а также средние характеристики выделенных типов вод приведены в таблице (1).

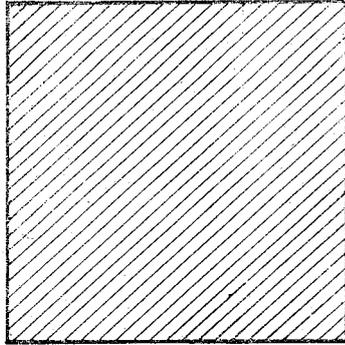
тура вод не успела значительно измениться. Повторная съемка дает возможность рассмотреть изменения структуры вод. Все это вместе позволяет выявлять незначительность в небольших пространствах венных и временных масштабах.

Политон М состоит из 36 станций и имеет вид квадрата со стороной около 150 миль. На всех станциях проводились измерения температуры, солёности, содержания кислорода и фосфатов в слое 0—200 м. Всего для расчёта использовалось 560 (съемка № 1) и 557 (съемка № 2) точек. Расчёты проводились для следующих трех вариантов использования исходных данных: 1) съемка № 1, температура и солёность; 2) съемка № 1, температура, солёность, содержание кислорода и фосфатов; 3) съемка № 2, температура, солёность, содержание кислорода и фосфатов.

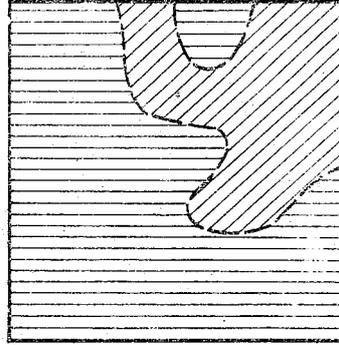
Полученное положение фронтальной раздела для первых двух вариантов расчёта приведено на рис. 2, а, б. При описании структуры вод рассматривались не водные массы, а типы вод. Это обусловлено, прежде всего, малостью политона, который «вмещает» лишь небольшие части водных масс. Для всех трех вариантов были выделены следующие типы вод: поверхностные перемешанные, Восточно-Исландского течения, Норвежского течения, глубинные Норвежского моря. Их характеристики приведены в таблице (II).

Воды Восточно-Исландского течения имеют присущие только им характеристики: малая температура (2,6°C) и солёность (34,96‰), большое содержание растворенного кислорода (7,21 мг/л по выборке на 50 м) и фосфатов (29 мг/л по выборке на 50 м). Водам Норвежского течения присущи большая температура (6,01°C) и солёность (35,17‰), меньшее содержание кислорода (6,67 мг/л по выборке на 50 м) и фосфатов (24,7 мг/л по выборке на 50 м).

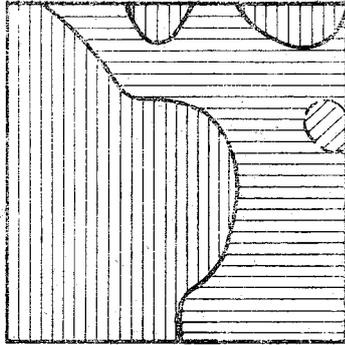
И, наконец, третий тип вод, глубинные воды Норвежского моря имеют наиболее однородные характеристики: отрицательную температуру (-0,26°C) и сравнительно малую солёность (34,90‰). Полярный фронт, расположенный в районе политона М, разделяет описанные выше воды Норвежского и Восточно-Исландского течений. Для всех трех вариантов расчёта фронтальной раздели в слое 0—20 м не прослеживался, что, вероятно, связано с наклоном поверхности раздела. По-видимому, на поверхности он повывался западнее. Появление хорошо выраженного фронтального раздела отмечено начиная с горизонта 50 м при выделении по четырем элементам и со 150 м при учете только температуры и солёности. Различие связано с дополнительным вкладом раздельных свойств, которыми обладают два других элемента — содержание кислорода и фосфатов. Такая картина наблюдается как при съемке № 1, так и при съемке № 2, причем площадь, занимаемая водами Восточно-Исландского типа на этих горизонтах еще невелика. С глубиной политон постепенно заполняется водами Восточно-Исландского течения, которые на глубинах, больших 400 м, начинают вытесняться глубинными водами. Также ведет се-



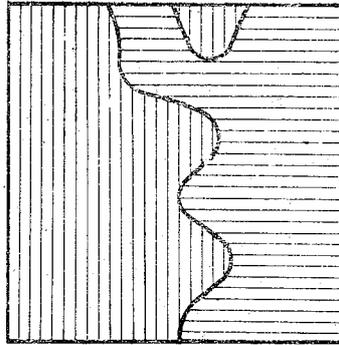
800



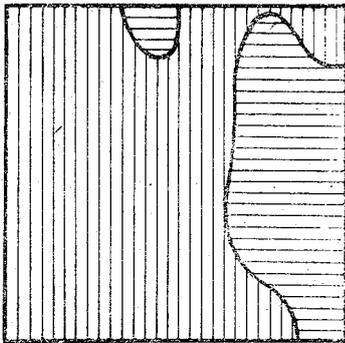
500



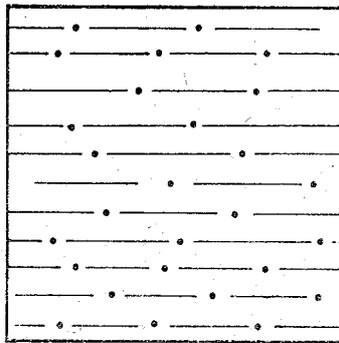
400



300

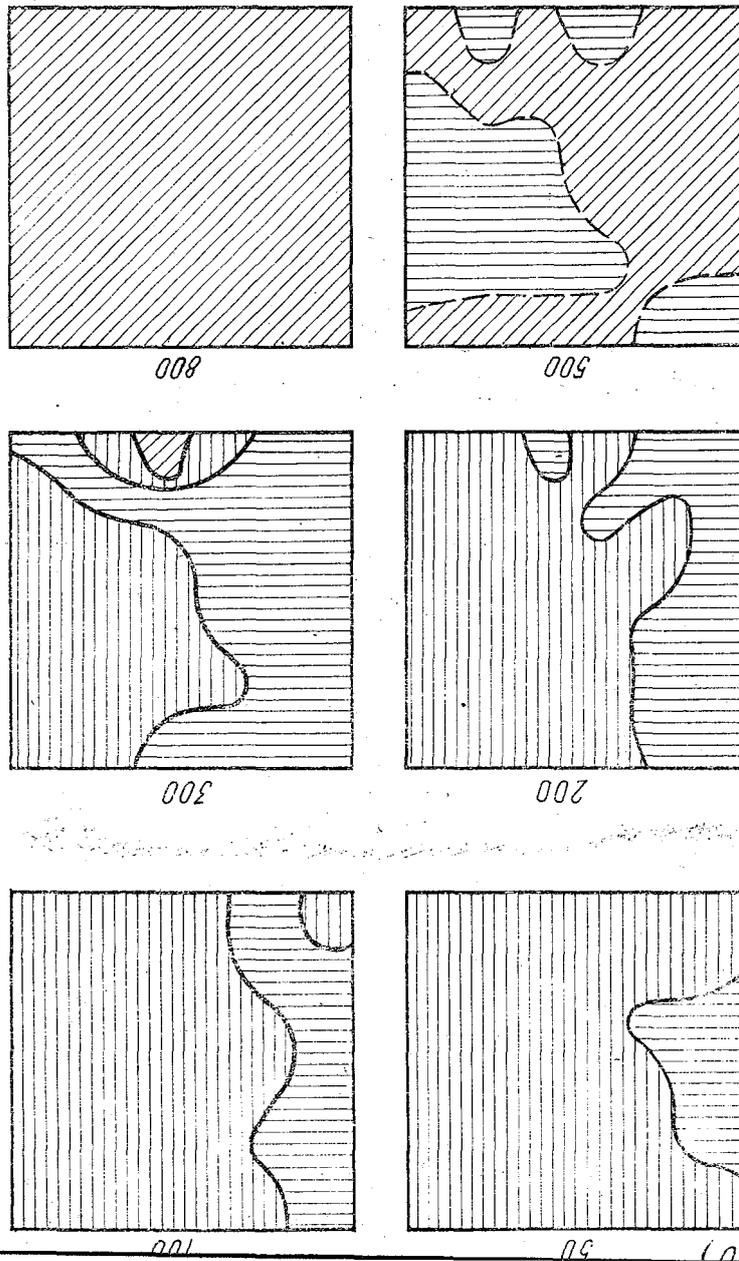


200



100 (a)

Рис. 2. Положение полярного фронта и структура вод в районе полигона М (схема № 1) на различных глубинах: а) расчет по температуре и солёности; б) расчет по температуре, солёности, содержанию кислорода и фосфатов; 1 — поверхностные воды; 2 — воды Норвежского течения; 3 — воды Бо-слочно-Исландского течения; 4 — глубинные воды Норвежского моря



1. Атлас условий промысла сельди в Норвежском и Гренландском морях. Калининград, 1962.
2. Болуш А. И., Провоторов П. П., Олифина И. П. Выделение фронтальных зон при обработке массовой гидрологической информации. Записки по гидрографии, 1978, № 201, с. 49—54.
3. Заторуйко Н. Г. Методы распознавания и их применение. — М.: Советское радио, 1972—206 с.
4. Казьмин А. С., Федоров К. Н. О структуре климатических фронтов тапальных зон океана. — Океанология, т. XXIV, вып. 3, 1984, с. 398—404.
5. Карпова И. П., Науменко М. А. О применении метода кратчайшего пути для выделения волных масс. — В сб.: Исследования и освоение Мирового океана. Л., изд. ЛПИ, 1978, вып. 66. (ЛТМИ).
6. Карпова И. П., Кузина Н. А. Об использовании показателя оптичности классификации в задачах выделения волных масс. — В сб.: Исследования и освоение Мирового океана. Л., изд. ЛПИ, 1982, вып. 77, с. 103—108. (ЛТМИ).
7. Федоров К. Н., Кузьмина Н. П. Океанические фронты. Итоги науки и техники. — Океанология, т. 5, М., 1979, с. 4—44.
8. Федоров К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983.—296 с.
9. Шнайхер А. О., Морецкий В. Н. Полярный гидрологический фронт в Гренландском и Норвежском морях. — Океанология, т. 4, вып. 2, 1964, с. 267—276.

ЛИТЕРАТУРА

и их тонкую пространственную структуру. Нельзя не только климатического положения фронтальных зон, но и вание шага расчетной сетки должно позволить рассмотреть изменение для исследования фронтов и фронтальных зон в океане. Варьируя говорить о применимости метода, основанного на расчете КНП, В заключение отметим, что полученные результаты позволяют фронта на восток. притока Восточно-Исландских вод, что определило общее смещение сремок № 1 и № 2, по-видимому, являются результатами усиления различия между положением фронтального раздела по данным в интервале от 20' до 1°09' [9]. По данным А. О. Шнайхера и В. Н. Морецкого, наклон меняется половину расстояния между соседними станциями, т. е. 15 миль. вать, что точность проведения линии фронта составляет примерно ко температур и солёности — около 15'. При этом нужно учесть, трех характеристика наклон составляет около 8', а при учете только оценить наклон фронтальной поверхности. Для случая учета строения карты положения фронтального раздела позволяют данные вполне согласуются с полученными результатами. По фронтального раздела, ниже которой располагаются только глубинные воды, составляет около 550 м, а минимальная — 300 м. Эти По данным работы [9], максимальная глубина проникновения фронтального раздела, четко выраженный до глубины 400 м (рис. 2, а) или 300 м в случае учета четырех характеристик (рис. 2, б).

$$\Delta\psi + \frac{r}{H} \left[R \frac{\partial \theta}{\partial r} \left(\frac{H}{r} \right) + R \sin \theta \frac{\partial \lambda}{\partial r} \left(\frac{H}{r} \right) + R \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \left(\frac{H}{r} \right) \right] + \frac{r}{H} \left[R \frac{\partial \theta}{\partial r} \left(\frac{H}{r} \right) + R \sin \theta \frac{\partial \lambda}{\partial r} \left(\frac{H}{r} \right) + R \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \left(\frac{H}{r} \right) \right] =$$

ческой системе координат (θ, λ) :
 можно получить следующие уравнения эллиптического типа для ских преобразований из уравнений движения и неразрывности. С учетом этих допущений после соответствующих математиче-
 только от шара сетки.

для берутся реальными, а точность их аппроксимации зависит полностью от потока. Очертания берегов, открытой границы и рельефа r_0 (барика). Придонное трение (r) считается пропорциональным плотности, а на его поверхности — касательное трение задано поле. Процессы считаются квазистационарными. В бассейне задано поле. Бугенным обменом и нелинейными эффектами можно пренебречь. Сматривается внутренняя область океана; горизонтальным тур-
 новке задачи приняты следующие допущения. Считается, что рас-
 Учитывая конечную цель проводимых исследований, при поста-
 процессы во всей толще океана [2, 3].

рассмотрению роли квазистационарных вихрей на экологические процессы во всей толще океана [2, 3].
 роструктурой. Наибольшее внимание гидробиологами уделяется локальные различия среды в пределах областей с однородной гид-
 логические, геологические и другие процессы, во многом определяются оказывая существенное влияние на термические, химические, био-
 связи с решением задач промысловой океанологии. Динамика вод, ровой циркуляции вод в одном из районов Южной Атлантики в

В работе предпринята попытка исследования изменчивости вет-
 и океанов.
 обретают методы моделирования гидрологического режима морей зования при решении прикладных задач все большее значение при-
 восполнения недостающей информации и дальнейшего ее исполь-
 венно-временных процессов. В этой связи в настоящее время для стики динамической структуры вод для различных пространст-
 тывать этот фактор, но даже и восстановить средние характери-
 Мирового океана не позволяет во многих случаях не только учи-
 ских и прикладных задач. Крайняя неравномерность в изученности-
 определяющих факторов при решении широкого круга георетиче-
 Наличие информации об изменчивости вод является одним из

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕТРОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД МОРЯ СКОТИЯ

А. В. МЕНЗИН, Н. А. СЫРОВАТКО (ЛТМИ)

ограниченной на западе проливом Дрейка, на востоке — меридианом. В настоящей работе были выполнены исследования для области порядка больше, чем при реализации задачи на ЦВМ.

Устойчивым, а величина шага по времени может быть на два деления нестационарных процессов всегда получается схемы с переменными шагами по пространству. В случае же общих случаях на аналогах возможно использование разностной открытой акваторий или неадосвязанных областей [4, 5]. В более задан данного класса. Такие случаи возникают при рассмотрении лягуток вообще единственно возможным средством для реализации вом электрической цепи. В ряде случаев аналоговые модели в граничных областях, а условие $d\psi/dn=0$ достигается простым разрывом $\psi = \text{const}$ достаточно закоротить соответствующую граничную область. Например, для задания граничного условия вать области любой конфигурации, легко задать различные виды ного класса задач электрических аналогов позволяет расматри- тить время и объем вычислений. Использование при решении дан- только расширить круг решаемых задач, но и значительно сокра- рования. Применение данного метода позволяет во многом не- пользования совместный метод аналогового и численного модели-

Для реализации задачи по моделированию циркуляции вод исп- позволяющая в замкнутом виде формулировать задачу [5].

Для определения составляющих скоростей течения в поранч- мати к нему — $d\psi/dn=0$, где n — нормаль к границе.

области распределяются либо вдоль потока $\psi = \text{const}$, либо по нор- а) на твердом контуре $\psi = \text{const}$; б) на жидком контуре границы; Уравнение (1) решается при следующих граничных условиях;

справа. Система координат правая, ось z направлена вверх, значения функ- ции полных потоков слева по движению водных масс больше, чем где ω — угловая скорость вращения Земли; R — радиус Земли;

$$(1) \quad \begin{aligned} & H \left[\frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(R \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right) - \frac{R \sin \theta}{a} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{R \sin \theta}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right) + \text{ctg} \theta \frac{R}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right] + \left[\frac{R}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right] \\ & - \frac{R \sin \theta}{a} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[\left(\frac{R \sin \theta}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right) + \text{ctg} \theta \frac{R}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right] + \left[\frac{R \sin \theta}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right] \\ & - \frac{R}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \left[\left(\frac{R \sin \theta}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} + R \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right) + \text{ctg} \theta \frac{R}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right] \\ & = - \frac{R}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \left[\left(\frac{R \sin \theta}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right) - R \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right] - \frac{R \sin \theta}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \left[\left(\frac{R \sin \theta}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right) - R \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right] \end{aligned}$$

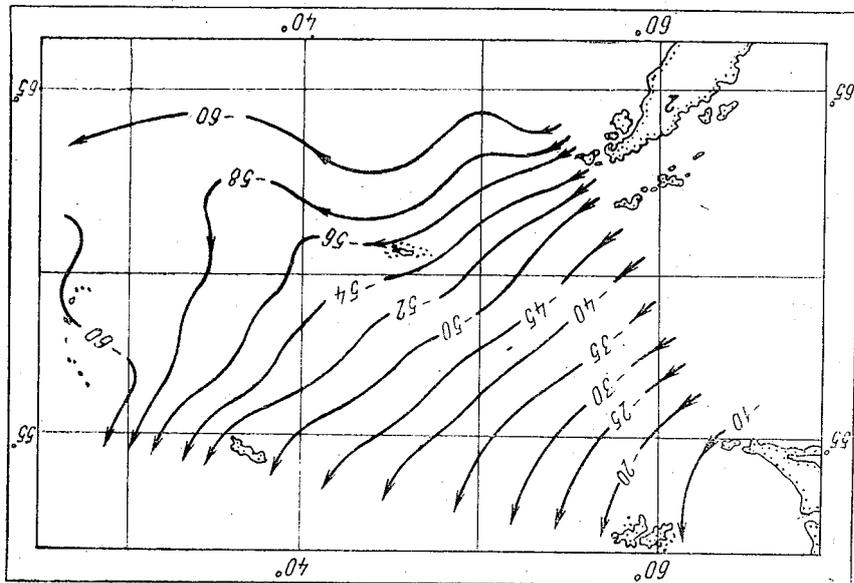
Для отмеченных типовых ситуаций. Полученный в результате моделирования материал был использован в дальнейшем для выявления особенностей в изменении характера сезонной циркуляции вод в море Скотия. С учетом климатических характеристик наибольшей повторяемости весной достигают 2, 3, 4 типы, летом — 6а, 6б.

На рис. 1—6 приведены схемы интегральной циркуляции вод типов, т. е. всего рассмотрено 6 типовых барических ситуаций. переноса — тип 2) для рассматриваемой области объединен с 1 типом) и меридионального — 3, 4, 5, 6а (объединен с типом 6б) и 6б.

В качестве исходной информации по изменчивости атмосферной циркуляции в Южной Атлантике использованы данные из Атласа [1]. Моделирование проведено для зонального атмосферного

расматриваемой области $d\psi/dt=0$.

Рис. 1. Схема интегральной ветровой циркуляции вод в районе моря Скотия при зональной атмосферной циркуляции — тип 2 ($\psi \cdot 10^{-14}$ см²/с)



лианом 26° з. д., на севере граница проходит в среднем вдоль 53° ю. ш., на юге — вдоль 63° ю. ш. Шаг сетки равен 40 мин. В соответствии с характером циркуляции вод в данном районе были приняты следующие граничные условия: по линии мыс Сан-Диего (о. Огненная Земля) — Фолклендские о-ва, мыс Сифре (Антарктический п-ов) и далее в среднем вдоль 63° ю. ш., а также вдоль меридиана 26° з. д. на отрезке 53° ю. ш. — 62° ю. ш. $\psi = \text{const}$; на границах пролив Дрейка, по линии Фолклендские о-ва — о. Юж-

Рис. 3. Схема интегральной ветровой циркуляции под в районе моря Скотия при меридиональном переносе — тип 4 (активная циклоническая деятельность в умеренных широтах) ($\psi \cdot 10^{-14} \text{ см}^3/\text{с}$)

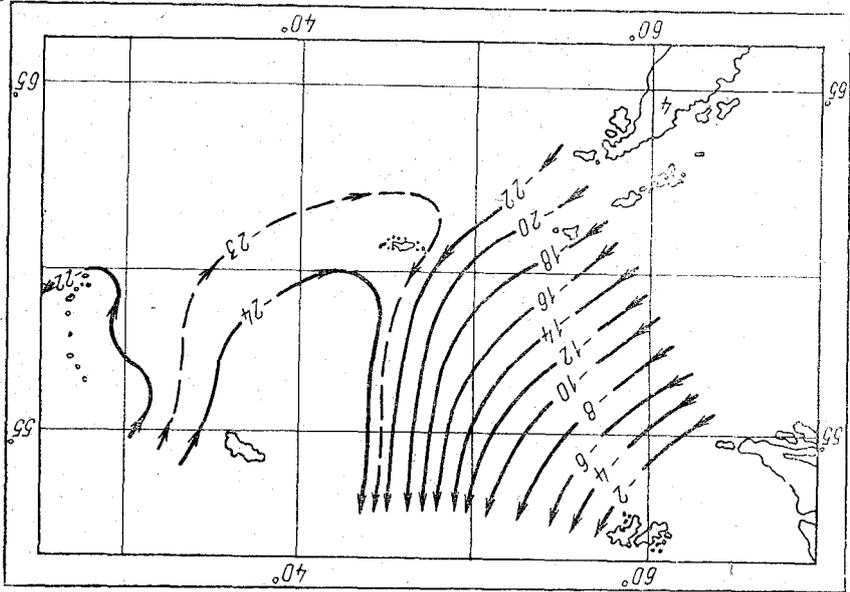


Рис. 2. Схема интегральной ветровой циркуляции под в районе моря Скотия при меридиональном переносе — тип 3 (выход циклонов из низких широт в высокие) ($\psi \cdot 10^{-14} \text{ см}^3/\text{с}$)

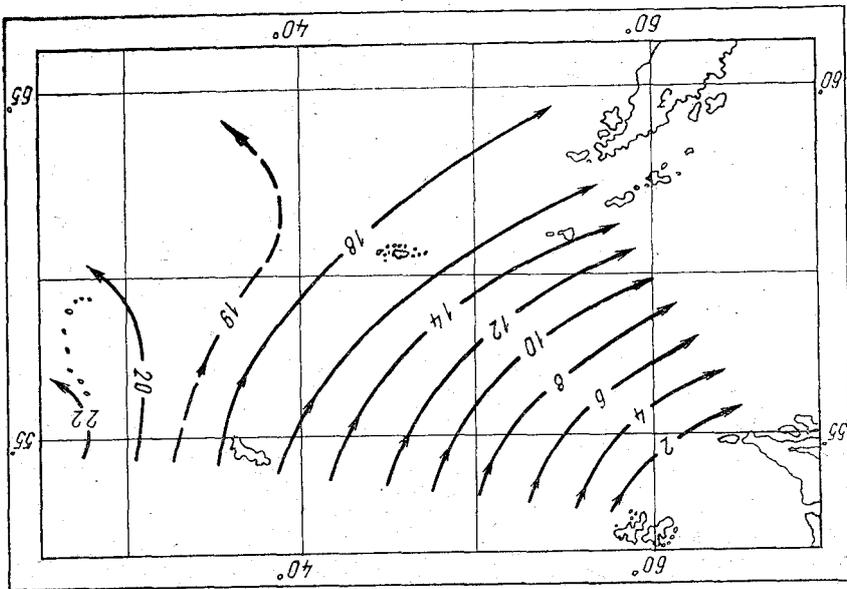


Рис. 5. Схема интергальной ветровой циркуляции вод в районе моря Скотия при меридиональном переносе — тип 6а (6б) (при наличии блокирующего рёбня в центральной части океана) ($\psi \cdot 10^{-14} \text{ см}^3/\text{с}$)

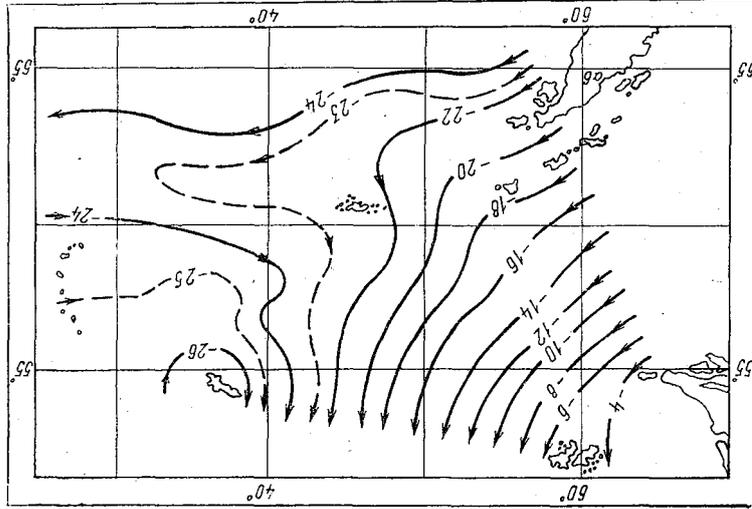
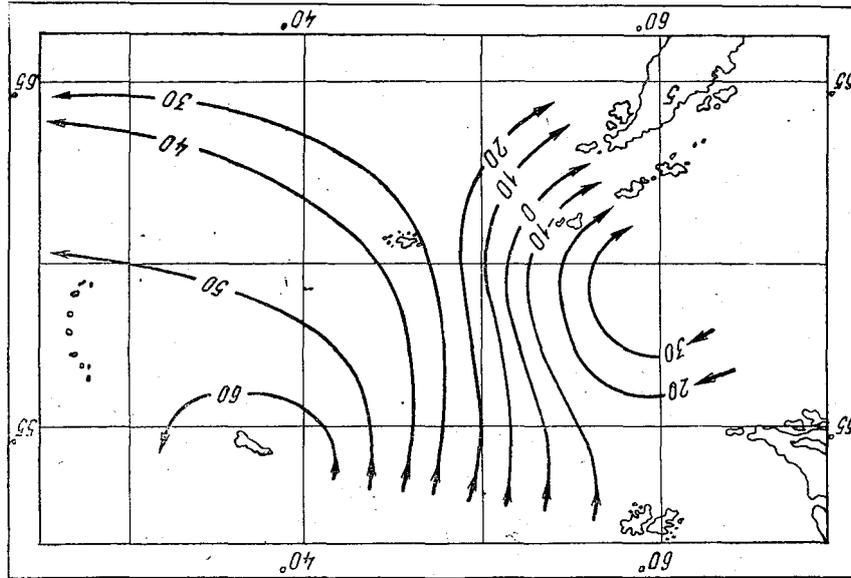
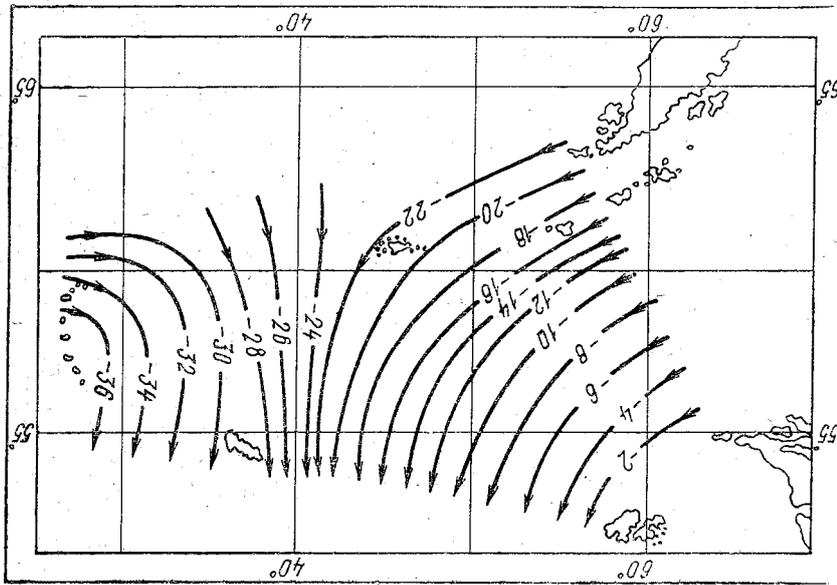


Рис. 4. Схема интергальной ветровой циркуляции вод в районе моря Скотия при меридиональном переносе — тип 5 (при наличии блокирующего рёбня в западной части океана) ($\psi \cdot 10^{-14} \text{ см}^3/\text{с}$)



особенности в распределении потоков. Например, в первом случае, при сохранении генерального направления переноса водных масс в каждом из типов, мы имеем усиление интенсивности потока при переходе от 2 типа атмосферной циркуляции к 4, 6а и 6в типам примерно в 2 раза. Во втором и третьем вариантах переноса водных масс при переходе от 3 типа атмосферной циркуляции к 5 типу отмечается усиление интенсивности потока на границе Фолклендских о-ва — о. Южная Георгия в 4 раза. Кроме этого, в двух последних случаях в районе Южных Оркнейских о-ов отмечается разделение основного потока на две ветви: одна уходит на юго-за-

Рис. 6. Схема интегральной ветровой циркуляции вод в районе моря Скотия при меридиональном переносе — тип 6в (активная циклоническая деятельность на западе и востоке океана в субтропической зоне) ($\psi \cdot 10^{-14} \text{ см}^2/\text{с}$)

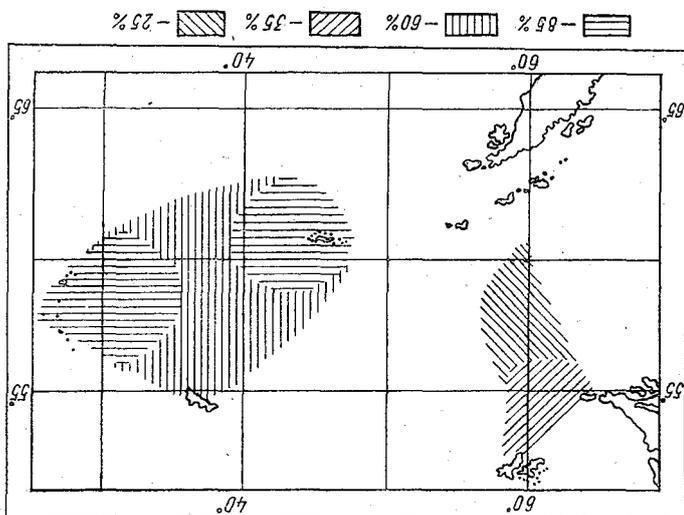


осенью — 2, 3, 4, зимой — 4, 5, 6а, что составляет в среднем соответственно 45%, 30%, 45% и 60% от общей продолжительности сезонов. Анализ полученного материала позволяет говорить о трех вариантах переноса водных масс в районе моря Скотия: 1) генеральный перенос с юго-запада на северо-восток (типы 2, 4, 6а, 6в); 2) с северо-востока на юго-запад (3 тип); 3) с севера на юг (5 тип). Кроме этого, каждый из вариантов имеет свои локальные

типичных ситуаций в течение года. При этом мы имеем следующее распределение зон апвеллинга по сезонам: наименьшая устойчивая зона, до 25% приходится на лето, осень и весной до 40—45%, зимой до 65%. С учетом сезонного распределения повторяемости зон апвеллинга выделены наиболее устойчивые зоны (см. рис. 7): на северо-западе области — до 25% (лето) и до 35% (осень — зима — весна), в центрально-восточной половине — до 60% (зима) и до 85% (осень — зима — весна).

В целом полученные результаты по моделированию циркуляции вод в море Скотия хорошо согласуются с существующими представлениями о характере циркуляции вод в данном регионе. Полученный материал по оценке степени изменчивости динамической структуры в зависимости от характера атмосферных процессов в этих широтах может быть использован при решении задач океанологического обеспечения промысла.

Рис. 7. Зоны наибольшей повторяемости апвеллинга в течение года в море Скотия



Учитывая прикладную направленность выполненных исследований, по результатам моделирования циркуляции вод в море Скотия были выделены зоны квазистационарного апвеллинга. На рис. 7 приведено районирование этих зон с учетом повторяемости

Оркнейские о-ва.
между о. Южная Георгия — Южные Сандвичевы о-ва — Южные
типа атмосферной циркуляции к другому наблюдается в области
изменчивость в характере циркуляции вод при переходе от одного
пад, вторая — на юго-восток. Следует отметить, что наибольшая

Характерной чертой вертикальных движений в океане являются их малые величины. В большинстве районов открытого океана значения вертикальной скорости не превышают 10^{-5} — 10^{-3} см/с. Исключение составляют области значительных градиентов скорости могут (фронтальные зоны), где значение вертикальной скорости могут достигать 10^{-1} см/с. Подобные величины вертикальной скорости предъявляют высокие требования к аппаратуре, предназначенной для прямых измерений в океане, и лежат задачу получения кар-тины вертикальных движений на значительных акваториях труд-

практический интерес. шихся гидрометеорологических условий представляется большой интенсивности и изменчивости в зависимости от сезона и мезоцикла с этим выделение в океане зон апвеллинга, изучение их структуры, рацию первичной продукции в различных районах океана. В связи шения, участвующих в влиянии абiotических факторов на концент-восходящих движений. Она может служить аргументом в соотно-

Мерой интенсивности апвеллинга является величина скорости попятных условий для высокой биологической продуктивности. ческой зоны питательными солями и созданию в ее пределах бла-бинным слоем. Это приводит к обогащению поверхностной фоти-вляют перенос различных субстанций между поверхностным и глы-ремешающиеся в вертикальной плоскости объема воды осущест-ских процессах, происходящих в океане, весьма существенна. Не-

Роль вертикальной циркуляции вод в физических и биологиче-

ЗАКОНОМЕРНОСТИ АПВЕЛЛИНГА В НЕКОТОРЫХ ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНАХ ЮЖНОГО ОКЕАНА

Л. Н. КУЗНЕЦОВА, В. В. ИВАНОВ (ЛГМИ)

УДК 551.465

1. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. — Изд. ГИИО, 1977. — 306 карт.
2. Биология океана, т. 2. Биологическая продуктивность океана. Отв. ред. М. Е. Виноградов. — М.: Наука, 1977. — 398 с.
3. Гершанович Д. Е., Муромцев А. М. Океанологические основы биологической продуктивности Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 320 с.
4. Мезанин А. В., Сырватко Н. А. Моделирование ветровой циркуля-ции в открытых акваториях. — В сб.: Исследование и освоение Мирового океана. — Л., изд. ЛПИ, 1980, вып. 71, с. 62—68. (ЛГМИ).
5. Мезанин А. В., Сырватко Н. А. Моделирование динамической струк-туры вод в промысловых районах Индийского океана. — Л.: 1983. — 47 с. Деп. в ВИНТИ 3.06.1983, № 3031—83.

ЛИТЕРАТУРА

нах. Расчеты проводились по сеточной области с шагом $1-2^\circ$. Ко-
служили материалы экспедиции АтлантНИРО в указанных райо-
шие интерес в промысловом отношении. Исходными данными по-
ны южной части Атлантического и Лихого океанов, представляю-
Для проведения численных экспериментов были выбраны райо-
океане; θ, λ, z — координаты сферической системы.
 K^V, K^V — коэффициент турбулентной вязкости в атмосфере и в

$$\alpha' = \left(\frac{K^V}{|\cos \theta|^\omega} \right)^{1/2}, \quad \alpha = \left(\frac{K^V}{|\cos \theta|^\omega} \right)^{1/2}$$

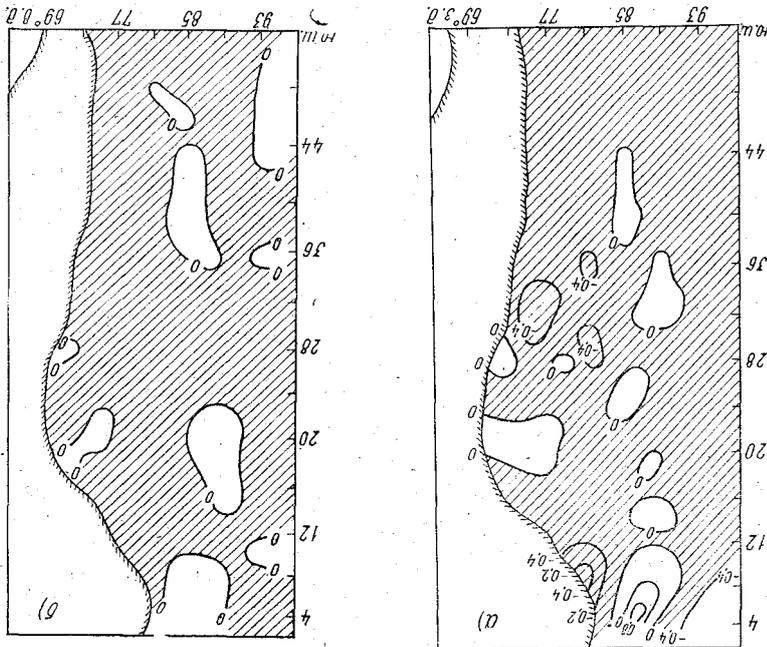
где P_a — аномалия атмосферного давления; ρ — аномалия плот-
ности; ξ — приведенный уровень; f — параметр Кориолиса; θ —
дополнение до широты; R — радиус Земли.

$$(1) \quad \frac{1}{g} \int_z^0 R^2 f \cos \theta \frac{\partial p_0}{\partial z} dz - \left(\frac{\partial P_a}{\partial z} + \frac{\sin \theta}{1} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right) \left[\Delta P_a - \operatorname{tg} \theta \left(- \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\sin \theta}{1} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \right) - \left[\Delta P_a \left(\sin \alpha z + \cos \alpha z \right) + \operatorname{tg} \theta \frac{\partial \theta}{\partial z} \left(\sin \alpha z + \cos \alpha z - \frac{1}{2} \right) + \frac{\cos \theta}{1} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \left(\sin \alpha z - \cos \alpha z + \frac{1}{2} \right) + \frac{1}{2} \operatorname{tg} \theta \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{\sin \theta}{1} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \right) \left(\alpha z + 1 \right) \sin \alpha z - \left(- \alpha z \cos \alpha z + \frac{1}{2} \operatorname{tg} \theta \left(- \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\sin \theta}{1} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \right) \right) \left(\alpha z \sin \alpha z + \left(\alpha z - 1 \right) \cos \alpha z \right] \exp(-\alpha z) \right] + \frac{R^2 f \cos \theta}{g} \frac{\partial \lambda}{\partial z}$$

мы координат для южного полушария записывается в виде
плотности. В этом случае соотношение для v^z в сферической систе-
ной информации о распределении атмосферного давления, уровня и
вариабельного вычисления полей горизонтальной скорости по исход-
В настоящей работе определение v^z осуществлялось без пред-
величины по разности больших.
уравнения неразрывности, позволяющей избежать расчета малой
жидкости. При этом предпочтительнее отдается интегральной форме
пользования уравнения неразрывности в форме для несжимаемой
ские методы определения вертикальной скорости основаны на ис-
Практически все существующие в настоящее время теоретиче-
су достаточно широко разработаны и освещены в литературе [1, 2].
новыполнимой. В то же время теоретический подход к этому вопро-

ной характер. Он занимает не только шельф, но и океаническую область (рис. 1). Интенсивность апвеллинга достаточно велика (0,1—1,5) 10^{-4} см/с в верхних и (2,0—5,0) 10^{-4} см/с в промежуточных слоях. Остал максимум значений наблюдений у побережья Перу и составил $50 \cdot 10^{-4}$ см/с. Низколежащие движения локально направлены в небольшие зоны, вытянутых в меридиональном направлении вдоль материка на удалении ~ 250 км. Полученная схема вертикальной циркуляции неплохо согласуется с концепцией

Рис. 1. Вертикальная циркуляция (10^4 см/с) в Юго-Восточной части Тихого океана летом (а) и зимой (б)



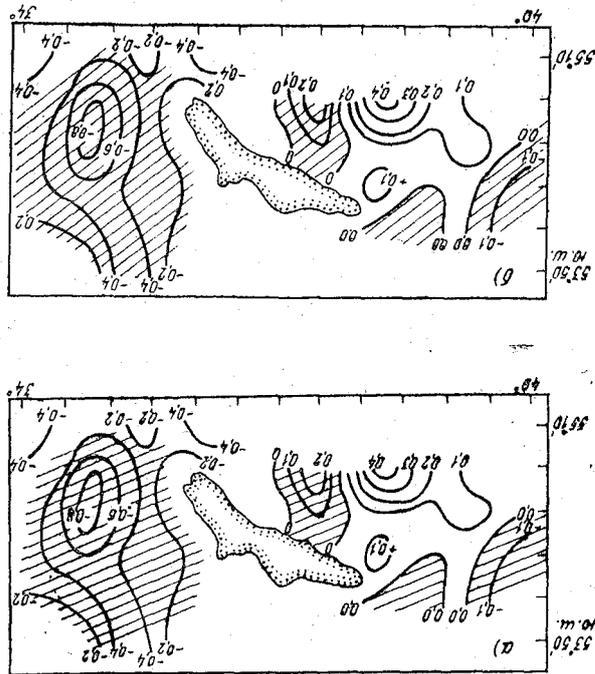
эффициенты турбулентной вязкости принимались 10^4 см²/с — для океана, 10^4 см²/с — для атмосферы. На основании проведенного исследования было выделено три типа районов, отличающихся друг от друга характером апвеллинга: 1 — апвеллинг шельфовых районов; 2 — апвеллинг открытого океана вблизи островов; 3 — апвеллинг открытого океана над океаническими поднятиями. Рассмотрим наиболее существенные особенности каждого из указанных типов. Тип 1. В шельфовых районах (например в Юго-Восточной части Тихого океана) апвеллинг носит фоновый сплош-

бых вертикальных движений противоположного знака. На осенних расчетных схемах общая картина распределения зон апвеллинга меняется мало.

Наибольшее отклонение от среднеголовной картины распределения областей восходящих и нисходящих движений наблюдается зимой. В западной части района зона апвеллинга оказывается разорванной и потесненной на север и юг, а всю восточную часть района занимает единая зона апвеллинга с максимальными значениями $(0,8-1) \cdot 10^{-4}$ см/с.

В весенний период структура вертикальных движений вокруг о. Южная Георгия весьма близка к летней и осенней. Восходящие движения преобладают в западной части района, а нисходящие — в восточной. В этот период наблюдается наибольшая интенсивность вертикальной циркуляции $(1,8-2,2) \cdot 10^{-4}$ см/с.

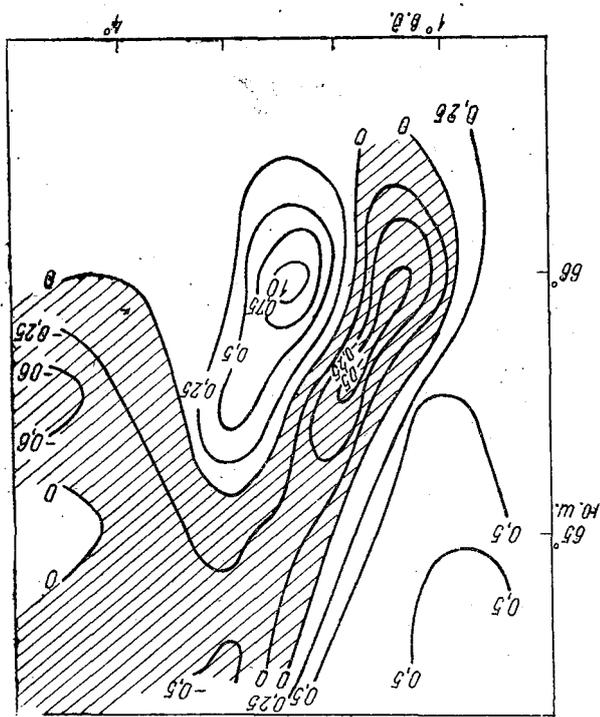
Рис. 2. Вертикальная циркуляция ($v_z \cdot 10^4$ см/с) в районе о. Южная Георгия летом (а) и зимой (б)



фоне интенсивного развития циклонического круговорота надюжной частью Антарктики. Восточная зона апвеллинга является обширной апвеллинговой зоной вдоль юго-западного побережья острова с максимальными скоростями апвеллинга $(1,2 \cdot 10^{-4}$ см/с) и ориентированная вдоль восточного берега зона опускания вод, ограниченная с востока обширным районом сла-

структур, определяющих пространственное расположение и интенсивность очаров вертикальных движений. Тип 3. Обнаружено, что в районах океанических банок под влиянием ветра, термохалинной структуры вод и «возмущений» рельефа формируется весьма своеобразная трехмерная циркуляция вод, связанная с существованием конусов Холта [5] с вершиной, направленной вверх к поверхности океана. За банкой поток образует мандры, порождающие сбоку от банки вихрь — сателлит — противоположной завихренности. Над самой банкой образуется мезомасштабный синоптический вихрь (преимущественно циклонического характера) с интенсивным апвеллингом над вершинами

Рис. 3. Вертикальная циркуляция (10^{-4} см/с) в районе г. Мол



Очевидно, что наибольшие сезонные отличия в характере вертикальной циркуляции вод проявляются в зимний период. Лавая общую характеристику 2 типа апвеллинга, следует подчеркнуть, что основным влияющим фактором в этом случае является ориентация препагтвия (острова) по отношению к направлению распространения потока. Она обуславливает возникновение в островном районе локальных горизонтальных циркуляционных

1. Саркисян А. С. Численные анализ и прогноз морских течений. Л.: Гидрометеоиздат, 1977—182 с.
2. Сендов Д. Г. Моделирование синоптической и климатической изменчивости океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1985.—120 с.
3. Федоров К. Н. Финансовая природа и структура океанических фронтов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983.—296 с.
4. Саруханян А. С. Структура и изменчивость Антарктического циркумполярного течения. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980.—120 с.
5. Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика, т. 1. — М.: Мир.— 400 с.

АНТЕРАТУРА

банок. Если обратиться к результатам диагностических расчетов в районе б. Мол (рис. 3), то можно отметить указанные выше черты:

- циклонический круговорот проследживается во всей толще вод с центром над вершиной банки (~1800 м). Он вытянут в направлении с севера на юг, что связано со сложным рельефом в окрестностях банки.
- в центральной части района выделяется локализованная зона опускания, обусловленная, очевидно, наличием антициклонического вихря сателлита.

Скорости апвеллинга находятся в пределах $(2-4) 10^{-4}$ см/с. На летних расчетных схемах общая картина циркуляции остается практически неизменной, что указывает на справедливость предположения об доминирующей роли рельефа дна в структуре и конфигурации апвеллинговых зон этого типа.

Таким образом, основными типами апвеллинга в промысловых районах Южного океана являются:

1. Апвеллинг шельфовых районов, связанный с обширными областями входящих движений в прибрежной зоне и узкой полосой нисходящих движений вытянутых вдоль береговой черты на расстоянии наличия двух зон с противоположным направлением вертикальных движений.
2. Апвеллинг открытого океана вблизи островов, характерную для циркуляции.

3. Апвеллинг открытого океана над океаническими подлптиями, формирующийся в результате мезомасштабного мандрирования потока на неоднородностях рельефа дна. Его отличительной чертой является присутствие двух или более зон вертикальных движений противоположного знака.

где δ — ускорение свободного падения; P^z и e^z — давление воздуха и водяного пара, Π^z ; $\delta = \delta / \alpha R_c T^m$, R_c — газовая постоянная; T^m — средняя температура слоя от P^z до P^k , где влажность воздуха становится незначительной.

$$W = \frac{1}{\delta} \int_{P^z}^{P^k} b dP^z = \frac{1}{\delta} \frac{b}{1 + bz} P^z = 6,34 \frac{b}{\delta} (1 + bz) \quad (1)$$

ВА [2]: (где b^z — удельная влажность в приведенном слое атмосферы; α — размерный коэффициент; z — высота), то используя барометрическую формулу реальной атмосферы и выполнив ряд несложных преобразований, можно получить следующую формулу для оценки

$$b = b^z \exp(-\alpha z),$$

сферы описывается экспоненциальным законом. Принять, что распределение удельной влажности в пределах тропосферы внешнего ядра экваториальной параметра. Если предпринять решение задачи параметризации ВА — оценка выполнения расчетов ВА представляет серьезные затруднения без над океаном и отрывочность спутниковых измерений, массовое учтивая почти полное отсутствие аэрологической информации воздействия на ход атмосферных процессов. Время и перемещаться течениями на значительные расстояния, ров аномалий температуры воды могут существовать длительное время, так как сформировавшаяся под действием каких-либо факторов на формирование поля температуры воздуха у подстилающей поверхности. Поэтому изучение пространственно-временных колебаний ВА, особенно над океаном, представляет значительный интерес. ВА через ларниковый эффект оказывают существенное влияние как механизма перераспределения между испарением и осадками чеккие свойства атмосферы. Хотя ВА очень мало, значение его вает радиационные и гидрологические процессы, влияет на общий характеристик ее общей циркуляции и климата. Оно связано с влажностью атмосферы (ВА) относится к числу важнейших характеристик ее общей циркуляции и климата. Оно связано с влажностью атмосферы (ВА) относится к числу важнейших характеристик ее общей циркуляции и климата.

О СВЯЗИ АНОМАЛИЙ ТЕРМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ОКЕАНА С АНОМАЛИЯМИ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ И ЭНЕРГОАКТИВНЫХ РАЙОНАХ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

А. В. ВЕЗМЕЛЬНИЦЫН, В. Н. МАЛИНИН (ЛТМИ)

атмосферы. слой, представляющий собой продукт взаимодействия океана и океана на формирование ВА через термический режим приводного более важным, очевидно, следует считать опосредованное влияние. Важен изменением температурного режима приземного слоя атмосферы. изменения ВА через парниковый эффект могут привести к существенным изменениям, однако необходимо помнить, что даже малые

Хотя в «чистом» виде влияние океана на формирование ВА не составляет 5,7%.

2°C (от $T_0 = 15^\circ$ до $T_0 = 17^\circ$ C) уменьшают W на 1,31 мм, что составляет 5,7%.

Причем с ростом T_0 и T_z влияние океана на формирование ВА не- сколько увеличивается. Например, при $T_z = 15^\circ$ C изменения T_0 на

Летом температура поверхности океана немного уменьшается ВА. T_z величина W увеличивается всего на 0,14 кг/м² (мм).

пример, при изменениях T_0 на 3°C при любых заданных значениях изменения T_0 практически не сказываются на значениях ВА. На- тате выполнения расчетов было установлено, что зимой

да температуры поверхности океана в формировании ВА. В резуль- T_z . Однако представляет интерес и выяснение относительного вкла- температурного режима приводного слоя атмосферы, т. е. параметром

Естественно полагать, что ВА главным образом обусловлено T_z поверхности океана.

Таким образом, ВА может быть представлено функцией от температуры воздуха и зависимости только от двух параметров — температур воздуха и

зависимостью только от двух параметров — температур воздуха и температуры поверхности океана.

Такая форма ВА может быть представлена функцией от температуры воздуха и температуры поверхности океана.

зависимостью только от двух параметров — температур воздуха и температуры поверхности океана.

зависимостью только от двух параметров — температур воздуха и температуры поверхности океана.

зависимостью только от двух параметров — температур воздуха и температуры поверхности океана.

зависимостью только от двух параметров — температур воздуха и температуры поверхности океана.

$$e_z = \frac{e_0}{T_0} [T_0 (1 - C(\tau)) - K(\tau) \Delta T] \quad (3)$$

величина e_z определяется как

$$\frac{e_0}{\Delta T} = K(\tau) \frac{T_0}{\Delta T} + C(\tau),$$

где $\Delta e = e_0 - e_z$, $\Delta T = T_0 - T_z$, e_0 — давление насыщенного водяного пара при температуре поверхности океана T_0 , $K(\tau)$ и $C(\tau)$ — гар- монические функции времени, вид которых приведен в [2]. Отсюда

$$\rho = \text{cth}(0,0387z - 8,68) - 0,69, \quad (2)$$

где cth — гиперболический котангенс.

Основываясь на предположении, что взаимная адаптация полей температуры и влажности в приводном слое значительно меньше месяца, авторами [2] получена зависимость между безразмерными вертикальными профилями влажности и температуры в виде

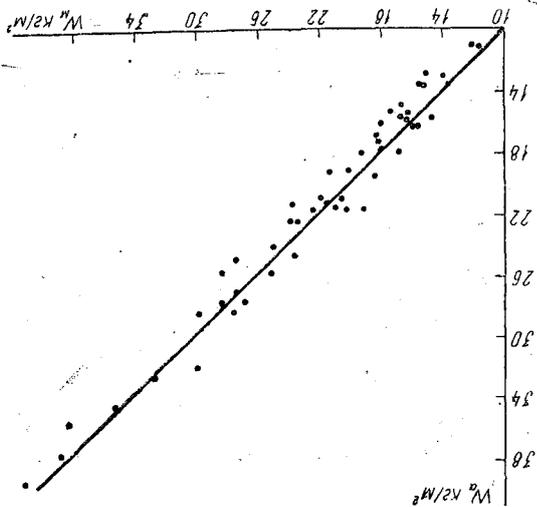
Как было установлено в результате анализа эксперименталь- ных данных, коэффициент в нелинейном образе зависит от тем- пературы воздуха приводного слоя T_z , что позволило получить

следующую зависимость:

Что касается случайной погрешности, то ее величина колеблется в пределах 5—15%, составляя в среднем $\approx 9\%$. Таким образом, приведенные оценки свидетельствуют о достаточной точности величин W_a , рассчитанных по данным о температуре воздуха и температуре поверхности океана.

Учитывая, что изучение изменчивости атмосферных процессов от месяцев до лет (география изменчивости, механизмы ее поддержания) в настоящее время является одной из центральных задач программы «Разрезы» [5], нами были рассмотрены особенности формирования W_a за двадцатилетний (1953—1972 гг.) период по данным [1] в районах СП Д и М, характеризующих Нью-фаундлендскую и Норвежскую энергоактивные зоны океана (ЭАЗО).

Рис. 1. Сравнение величин влагосодержания атмосферы, полученных по аэрологическим данным (W_a) и по модельным расчетам (W_m)



Прежде всего рассмотрим оценки точности расчета W_a по данным T_z и T_0 . С этой целью для пяти судов погоды (СП) за 1957—1965 гг. вычислены средние месячные значения W_a непосредственно по аэрологической информации (W_a) [4] и по приведенным выше формулам (W_m). Сравнение средних значений за указанный период результатов (рис. 1) показывает, что систематическая погрешность незначительна. При длине выборки $n=50$ она составляет 0,5 мм или 2,7%. Отметим, что наибольшее систематическое расхождение между значениями W_a и W_m наблюдается на СП I (2,5 мм — 15%), а наименьшее — на СП D (—0,01 мм — —0,04%).

Годовой ход месячных норм ВА и их стандартных отклонений приводится на рис. 2. Как и следовало ожидать, годовой ход величин ВА с максимумом в августе и минимумом в феврале очень хорошо выражен. Заметим также, что амплитуда годовых колебаний в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне существенно превышает годовую амплитуду среднеширотных величин ВА.

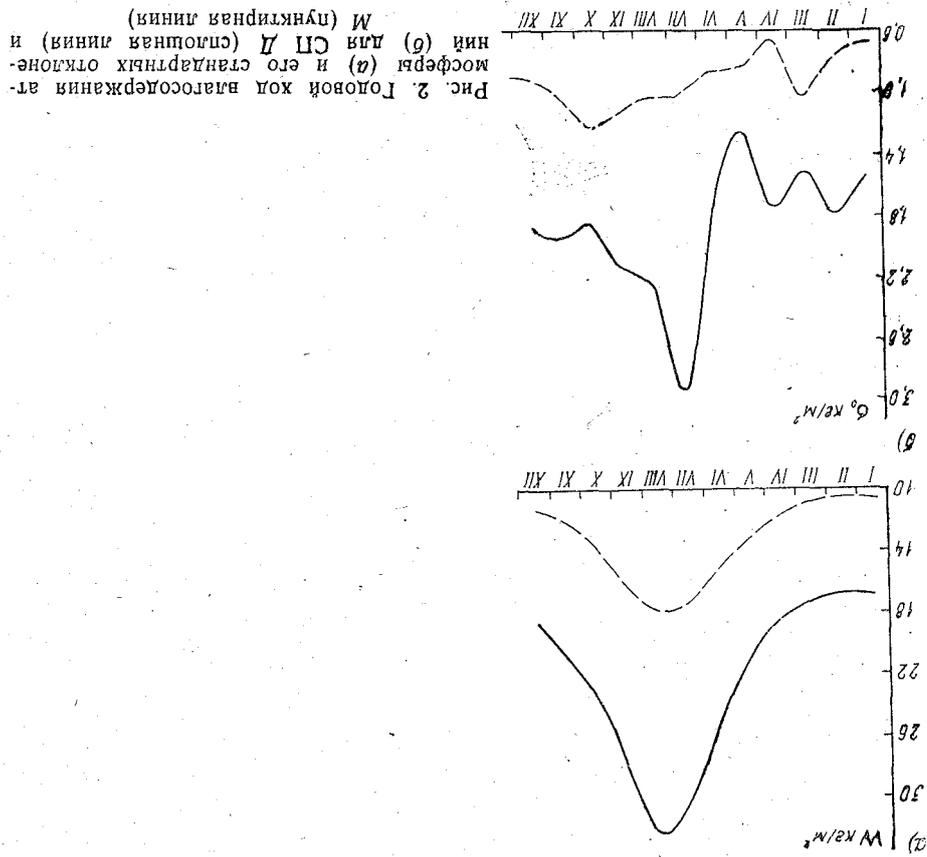


Рис. 2. Годовой ход влагеосаждения атмосферы (а) и его стандартных отклонений (б) для СП Д (сплошная линия) и М (пунктирная линия)

Распределение стандартных отклонений σ , характеризующих межгодовую изменчивость ВА, носит значительно более сложный характер. В районе СП Д отмечается неpravильной формы годовой ход величин σ с максимумом в июле и минимумом в мае. В районе СП М годовой ход практически отсутствует и наблюдается 2 максимума (март и октябрь) и 2 минимума (январь и апрель) межгодовых колебаний ВА. Причины такого распределения величин, очевидно, обусловлены межгодовой изменчивостью циркуляции атмосферы в рассматриваемых районах.

Зимой интенсивность по абсолютным значениям аномалий T_0' примерно в 2 раза больше интенсивности аномалий W' . В остальные сезоны года, исключая лето, для СП Д наблюдается относительное равенство W' и T_0' . И только летом в Ньюфаундлендской ЭЗО аномалии W' по абсолютной величине в 1,5 раза превышают аномалии T_0' .

Значимая отрицательная корреляция в течение всего года наблюдается между величинами W' и $\Delta T'$ (таблица). Существование обратной статистической связи обусловлено тем, что при временном усреднении $\tau = 1$ мес. основной вклад в формирование $\Delta T'$ вносят атмосферные процессы [3, 6, 7], т. е. параметр T_z , причем корреляция T_z с T_0' отрицательна.

Наиболее высокая статистическая связь между W' и $\Delta T'$ отмечается зимой ($r = 0,88 - 0,96$), т. е. аномалии суммарного потока

| Суда погоды | Параметры | Зима | | Весна | | Лето | | Осень | |
|-------------|--------------------|---------------|--------------------|-----------------|----------------------|---------------|--------------------|-----------------|----------------------|
| | | $r(W', T_0')$ | $r(W', \Delta T')$ | $a_1(W', T_0')$ | $a_2(W', \Delta T')$ | $r(W', T_0')$ | $r(W', \Delta T')$ | $a_1(W', T_0')$ | $a_2(W', \Delta T')$ |
| М | $r(W', T_0')$ | 0,47 | 0,82 | 0,90 | 0,74 | 0,94 | 0,74 | 0,94 | 0,74 |
| | $r(W', \Delta T')$ | -0,95 | -0,84 | -0,84 | -0,84 | -0,94 | -0,74 | -0,94 | -0,74 |
| Д | $r(W', T_0')$ | 0,58 | 0,74 | 0,85 | 0,72 | 0,84 | 0,72 | 0,84 | 0,72 |
| | $r(W', \Delta T')$ | -0,87 | -0,63 | -0,58 | -0,84 | -0,94 | -0,74 | -0,94 | -0,74 |

Распределение коэффициентов корреляции (r) и параметров линейной регрессии (a) между аномалиями W' и T_0' , W' и $\Delta T'$ для судов погоды Д и М в различные сезоны года

Если сравнить изменчивость величин ВА в районах СП Д и СП М между собой и коэффициенту вариации C_v , то в среднем за год значения C_v для указанных судов погоды составляют 0,09 и 0,07% соответственно, т. е. различаются незначительно. Также малы различия в коэффициентах C_v между отдельными сезонами года.

Рассмотрим кратко некоторые результаты статистического анализа аномалий ВА (W') с аномалиями температуры поверхности океана (T_0') и аномалиями разности температур воды и воздуха ($\Delta T'$).

Во все месяцы года, исключая февраль, между W' и T_0' наблюдается значимая положительная корреляция (зимой 0,35—0,60, в другие сезоны 0,70—0,90), обусловленная парниковым эффектом атмосферы. Характер статистической связи ($W' = a_1 T_0'$, где a_1 — коэффициент линейной регрессии) для обеих ЭЗО примерно одинаков (таблица), но имеет годовой ход, связанный с притоком солнечной радиации.

1. Ариэль Н. Э., Гирдюк Г. В., Егоров В. Н. и др. Характеристики энергообмена океан — атмосфера. — Л.: Гидрометеоназдат, 1984. — 79 с.
2. Безмелъный А. В., Малинин В. Н. Крупномасштабная модель формирования влагообмена системы океан — атмосфера. — В сб.: Исследование крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике. Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 93. (ЛПМИ).
3. Малинин В. Н., Смирнов Н. П. К исследованию очагов теплоотдачи в Северной Атлантике. — Труды ТАНИИ, 1977, т. 362, с. 58—70.
4. Материалы по климату и циркуляция атмосферы над зарубежными странами. Т. 1, вып. 1. М., Гидрометеоназдат, 1972. — 206 с.
5. Марчук Г. И., Дымников В. П., Курбаткин Г. П., Саркисян А. С. Роль океана в короткопериодных колебаниях и программа «Разрез». — Итоги науки и техники ВИНТИ. Сер. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрез», 1986, т. 6, с. 6—23.
6. Николаев Ю. В. Роль крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в формировании аномалий погоды. — Л.: Гидрометеоназдат, 1981. — 51 с.
7. Уржумов А. И. Тепловой режим океана и долготочные пронозы погоды. — Л.: Гидрометеоназдат, 1981. — 176 с.

ЛИТЕРАТУРА

гическим данным.

ходится в пределах точности определения величин W по аэрологическим данным.

новые спутниковые измерения, точность которых практически на порядок выше, позволяют мониторинг атмосферного волного пара на осциллирующей поверхности и требует дальнейшего изучения. С этой целью необходимо продолжить исследования взаимодействия океана и атмосферы, а также взаимодействие крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. В связи с этим, как уже отмечалось, необходимо исследовать взаимодействие океана и атмосферы, что в свою очередь требует проведения исследований в области взаимодействия океана и атмосферы.

Таким образом, даже предельно высокие результаты исследования взаимодействия океана и атмосферы, полученные в последние годы, позволяют сделать вывод о необходимости дальнейшего изучения взаимодействия океана и атмосферы, что в свою очередь требует проведения исследований в области взаимодействия океана и атмосферы.

Величина ΔT обуславливает и соответственно уровень статистической связи между W и ΔT ухудшается ($r = 0,58 - 0,84$). Что касается распределения коэффициентов a_1 и a_2 , характеризующих соотношение аномалий W и ΔT ($W = a_2 \Delta T$), то оно в общих чертах близко к внутригодовому распределению коэффициентов a_1 . Если же сравнивать степень коррелированности ΔT и T_0 с W , то между ΔT и W она в среднем за год выше.

Таким образом, даже предельно высокие результаты исследования взаимодействия океана и атмосферы, полученные в последние годы, позволяют сделать вывод о необходимости дальнейшего изучения взаимодействия океана и атмосферы, что в свою очередь требует проведения исследований в области взаимодействия океана и атмосферы.

Величина ΔT обуславливает и соответственно уровень статистической связи между W и ΔT ухудшается ($r = 0,58 - 0,84$). Что касается распределения коэффициентов a_1 и a_2 , характеризующих соотношение аномалий W и ΔT ($W = a_2 \Delta T$), то оно в общих чертах близко к внутригодовому распределению коэффициентов a_1 . Если же сравнивать степень коррелированности ΔT и T_0 с W , то между ΔT и W она в среднем за год выше.

Таким образом, даже предельно высокие результаты исследования взаимодействия океана и атмосферы, полученные в последние годы, позволяют сделать вывод о необходимости дальнейшего изучения взаимодействия океана и атмосферы, что в свою очередь требует проведения исследований в области взаимодействия океана и атмосферы.

ОПТИМИЗАЦИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ СД-ЗОНДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МИКРОСТРУКТУРЫ ОКЕАНА

В. М. АБРАМОВ (ЛГМИ)

В настоящей работе рассматриваются возможности повышения качества измерительной информации о вертикальной микроструктуре океана с пространственными масштабами менее нескольких метров. Именно такие виды микроструктуры выявляются перспективными объектом современных экспериментальных исследований, на-правленных на выяснение преобладающих механизмов локального вертикального обмена в океане [1].

Основной объем данных о микроструктуре океана получают в ходе вертикального зондирования с помощью так называемых СД-систем [1]. В этих системах непосредственно измеряемыми параметрами являются температура воды T , ее электропроводность σ и давление P . Остальные океанологические параметры (соленость S , плотность ρ , частота Брента-Вэйсия N и ряд других) рассчитываются по данным измерений T , C , P на основании известных эмпирических соотношений. Измеряемые параметры при этом называют первичными, а рассчитываемые — вторичными [2]. При изучении микроструктуры обычно используется только один первичный параметр — температура воды, а остальные принимают для анализа параметры выявляются вторичными. В качестве показателей наиболее часто используются соленость воды S и ее условная плотность σ_t [1].

Главной проблемой изучения микроструктуры океана с малыми масштабами оказывается выявление резких выростов нефизической природы на профилях вторичных параметров [1—3]. Вертикальные масштабы таких выростов составляют менее нескольких метров, а их величина, например, для солености может достигать нескольких десятых промилле [2, 3]. Эти выросты получили название спайков (от английского spike — шип). Спайки можно рассматривать как случайный шум, спектральная плотность которого совпадает с плотностью полезного сигнала, прием интенсивность шума оказывается больше интенсивности полезного сигнала. Поэтому последнее время не предложено достаточно эффективных способов борьбы со спайками [1—3].

Целью данной работы является рассмотрение путей подавления спайков за счет оптимизации характеристик СД-систем. Для решения этой задачи необходимо в первую очередь конкретизировать причины появления спайков и установить связь между характеристиками СД-систем и самих спайков.

Среди исследователей существует единое мнение, что причина появления спайков является динамическая погрешность измерения T и C [2, 3]. Например, П. А. Калашников в качестве источ-

(4) Горизонт наблюдений z связан со временем измерений t и скоростью зондирования V простой зависимостью

$$z = V \cdot t.$$

(3)
$$C(z) = \begin{cases} C_1 + \Delta C, & z \geq z_0 \\ C_1, & \text{при } z < z_0 \end{cases}$$

(2)
$$T(z) = \begin{cases} T_1 + \Delta T, & z \geq z_0 \\ T_1, & \text{при } z < z_0 \end{cases}$$

Фильм с наибольшими скачками ΔT и ΔC на горизонте z_0 а температура и электропроводимость имеют ступенчатый про-

(1)
$$S = S_0 = \text{const},$$

постоянной задачу. Пусть известно, что в ходе измерений согласность является ма образования спайков поставим следующую идеализованную метра, как согласность. С целью выделения роли каждого механизма-терные черты их проявления на примере такого второго пара-Рассмотрим возможные причины появления спайков и харак-

как. ртических исследований с экспериментальными данными о спай-ских порешностей измерений T и C , сопоставляя результаты тео-изучить влияние различных механизмов формирования динамиче-ных способов борьбы с ними. В связи с этим необходимо тщательно появления спайков даже после применения специальных аппарат-практически для всех типов СТД-зондов не удалось избавиться от паратым образом во многих видах СТД-зондов [2, 3]. Однако пературы. Указанные способы подавления спайков реализованы ап-мильской коррекции, расширяя спектральную полосу датчика тем-датчиков температуры резульаты измерений T поверяют дина-мерений на один момент времени. Для устранения инерционности измерения T и C устраняют путем интeрполяции резульатов из-ны и соответствующие пути их подавления. Различия во времени Исходя из таких взглядов на причины появления спайков, выбра-ком динамических порешностей является датчик температуры. сти является практически безынерционным и основным источни- T и C . При этом обычно считается, что датчик электропроводимос-причины связаны с различными динамическими свойствами датчиков параметров T и C измеряются в разное время. Следующие две

Первые две из указанных выше причин приводят к тому, что

— конечное время промываемости датчика C ;

— различия постоянных времени датчиков T и C ;

различных точках пространства;

— размещение первичных измерительных преобразователей в

T, C, P ; — последовательный способ измерения первичных параметров

ны [2]: ников динамических порешностей называется следующие причи-

$$\Delta S = \alpha \cdot \Delta T + \beta \cdot \Delta C. \quad (10)$$

При скачке температуры $\Delta T = 0,5^\circ\text{C}$ амплитуда ΔS для диапазона температур $0-30^\circ\text{C}$ составит от 0,57 до 0,36 промилле. Если величины скачков ΔT и ΔC не являются связанными соотношением (7), то ΔS определяется выражением

$$\Delta S = \alpha \cdot \Delta T. \quad (9)$$

Амплитуда скачка первого рода в данной моделиной задаче не зависит от его вертикального масштаба L , а определяется только величиной скачка ΔT . Нетрудно убедиться, что максимальная величина амплитуды скачка определяется выражением

Амплитуда скачка первого рода $L_{\text{min}} \approx 1 \text{ см}$. Величина L_{min} по-видимому, может быть оценена в кунды. Когда Δt может быть уменьшена до сотых долей скорости зондирования $V \approx 0,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и параллельном опросе ка- скачка первого рода L_{max} может достигать $1-2 \text{ м}$. Минимальный секунду. Следовательно, максимальный вертикальный масштаб Δt — несколько десятых секунды, V — несколько метров, в систем величина l может достигать нескольких десятков сантиметров. Для датчиков T и C и порядка их опроса. Для современных СПД- Знак перед членом $V \cdot \Delta t$ в (8) зависит от взаимного расположения

$$L = l \pm V \cdot \Delta t. \quad (8)$$

где α и β — частные производные солёности по T и C . Оценим характерные масштабы скачков первого рода, обуслов- ленных несовершенством моментов измерения T и C . Пусть расстояние по вертикали между датчиками температуры и элект- тропроводимости равно l , а разность моментов времени между измерениями T и C равна Δt . Тогда при прохождении безынер- ционным зондом горизонта z_0 на профиле солёности образуется прямоуглольный скачок с вертикальным масштабом

$$\Delta C = -\frac{\alpha \cdot \Delta T}{\beta}. \quad (7)$$

откуда следует, что

$$S(z) = S_0 + \alpha \cdot \Delta T + \beta \Delta C, \quad (6)$$

записать

В (2) и (3) скачки температуры и электропроводимости яв- ляются связанными величинами. Действительно, для $z \geq z_0$ можно

$$S = S(T, C, P). \quad (5)$$

Солёность рассчитывается по какому-либо известному эмпириче- скому соотношению [2]

то независимо от вида импульсных функций спайки второго рода не возникают. Для наглядности вновь рассмотрим модельную задачу (1) — (7). Если соотношения (12) — (14) справедливы, то пос-

$$h_c(t) = h_r(t), \quad (14)$$

где h_c — импульсная функция датчика электропроводности. А теперь покажем, что если h_c и h_r удовлетворяют соотношению

$$y(t) = \int_0^t h_c(t-\tau) C(\tau) d\tau, \quad (13)$$

то датчик электропроводности также может быть описан зависимостью (12). Предположим, пока формально, что установленный режим как температура; τ — переменная интегрирования.

где Θ и T — измеренная и истинная температура; t — время измерения; h_r — импульсная функция датчи-

$$\Theta(t) = \int_0^t h_r(t-\tau) T(\tau) d\tau, \quad (12)$$

ки. При этом процесс может быть описан интервалом свер- гование датчиков температуры в СД-системах после прегра- T и C , предпологая отсутствие спайков первого рода. Функциони- ΔS , обусловленной статическими погрешностями каналов темпе- Δt , уменьшением скорости зондирования. Поэтому в качестве опти- L в выражении (8). Однако уменьшение L может потребовать зна- Δt , уменьшением скорости зондирования. Поэтому в качестве опти-

первого рода могут достигать нескольких десятых промилле. Из (9) — (10) видно, что влияние спайков первого рода может быть минимизировано до заданного уровня уменьшением масштаба L в выражении (8). Однако уменьшение L может потребовать зна- чительных технико-экономических затрат, связанных с увеличе- нием точности совмещения датчиков T и C , сокращения интервала Δt , уменьшением скорости зондирования. Поэтому в качестве опти- мальной спайка ΔS равна погрешности восстановления солёности ΔS , обусловленной статическими погрешностями каналов темпе- ратуры и электропроводности δT и δC .

Для многих типов СД-систем реальные амплитуды спайков

$$\Delta T = G_T \cdot L, \quad \Delta C = G_C \cdot L, \quad (11)$$

лут быть определены с учетом вертикального масштаба L . G_T и G_C тогда величинами ΔT и ΔC в (10) мо- G_T G_C ΔT и ΔC со- ΔT и ΔC со-

дают инерционными свойствами. Основной причиной такой инерционности является нестационарный теплообмен корпуса датчика с изотермической средой [8]. Если зондируемая среда является неизохальной, то причиной появления инерционности могут быть также порванные слои с искаженной однородностью вблизи корпуса датчика. Однако для наиболее совершенных датчиков электрорезистивности эффект инерционности из-за таких слоев пренебрежимо мал [9]. Теоретические и экспериментальные исследования показывают, что динамические свойства датчиков электрорезистивности действительно описываются выражением (13), причем их импульсные функции не описываются выражением (20).

Можно предложить следующие пути оптимального согласования h_T и h_C с целью эффективного подавления спаиков второго рода. С помощью специальных экспериментальных исследований определяются реальные h_T и h_C СД-систем. Если h_T и h_C не удовлетворяют условию (14), то с помощью специального подбора параметров фильтра добиваются выполнения этого условия. В ходе подбора через фильтр пропускаются результаты измерений, полученные по менее инерционному каналу. Операция эквивалентна суммированию потерь пропускаемого этого менее инерционного канала, она является коррекцией в математическом плане и не может привести к ухудшению результатов измерений. Для определения характеристик подбора фильтра целесообразно перейти в частотную область. Сначала с помощью преобразования Фурье импульсных функций h_T и h_C определяются комплексные амплитудно-частотные характеристики (КАЧХ) Φ_T и Φ_C . Затем определяются КАЧХ подбора фильтра в виде отношения Φ_T и Φ_C , причем в знаменателе должна стоять КАЧХ менее инерционного канала, чтобы но Φ_C . Наконец, обратным преобразованием Фурье по КАЧХ подбора фильтра находится его импульсная функция. Операция согласования динамических T и C измерительных каналов может осуществляться как аппаратным, так и программным образом, в ходе обработки результатов измерений. Параметры подбора фильтра при этом определяются заранее. Подведем результаты работы.

— спаики первого рода могут быть уменьшены до приемлемого уровня правильным выбором технических характеристик СД-систем и скорости зондирования;

— спаики второго рода минимизируются путем оптимального согласования h_T и h_C ;

— в случае необходимости оптимальное согласование h_T и h_C выполняется с помощью подбора фильтра, через который пропускаются результаты измерений по менее инерционному каналу;

— оптимальным путем редуцирования амплитуд спаиков являются амплитуды соответствующих статических порешностей СД-систем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Озмидов В. Процессы вертикального обмена в океане при перемещающейся турбулентности. Материалы семинара «Атмосфера — океан — космос» под рук. академика Г. М. Марчука. Препринт № 52. М., 1983.
2. Калашников П. А. Первичная обработка гидрологической информации. — М.: Гидрометеоназдат, 1985.
3. Парамонов А. Н., Кушнин В. М., Зякин В. М. Автоматизация гидрофизического эксперимента. — М.: Гидрометеоназдат, 1982.
4. Азизов А. М., Гордов А. Н. Точность измерительных преобразователей. — М.: Энергия, 1975.
5. Грановский В. Н. Динамические измерения. Основы метрологического обеспечения. — М.: Энергоатомиздат, 1984.
6. Краус М., Бошни Э. Информационно-измерительные системы. — М.: Мир, 1975.
7. Абрамов В. М. Аппроксимация экспериментальных корреляционных функций. — Исследование и освоение Мирового океана, 1980. Вып. 71.
8. Абрамов В. М., Пущев А. С. О термической составляющей динамической поршенности датчиков электропроводимости. — Д., 1985. 10 с. Дел. в ВИНТИ 18.06.1985 № 4331—85.
9. Gregg T. C., Shedwin J. C., Hess W. C., Meagher T. B. Dynamic Response Calibration of the Neil Brown Conductivity Cell. — J. Phys. Oceanogr., 1982, v. 12 — p. 720—742.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|-----|--|
| 3 | Предисловие |
| 6 | 1. А. И. Утрюмов, В. П. Коровин, К. Л. Гиндикн. Динамика крупномасштабных аномалий температуры воды в Северо-Атлантическом течении |
| 14 | 2. К. В. Кондратович. Южное колебание и возможность его учета в схемах долгосрочного прогноза погоды |
| 21 | 3. В. М. Булаева. О возможности сверхдлительного прогнозирования температуры воды в Северо-Восточной Атлантике |
| 21 | 4. Ю. В. Сустьянов, И. П. Карпова. О сопряженности изменений гидрологических процессов в промысловых районах Баренцева и Норвежского морей |
| 30 | 5. Ю. В. Чуковский, В. И. Саускан, В. Н. Яковлев, В. П. Анисимов. Использование и изучение живых морских ресурсов в новых международно-правовых условиях |
| 37 | 6. В. Н. Яковлев, В. Г. Колесников, Н. Ф. Палий, С. К. Кулдерский. Задачи промыслово-океанологических исследований в Атлантическом океане |
| 47 | 7. В. И. Гуляев, М. В. Калейс, А. В. Некрасов, И. Д. Шпала. Особенности распределения океанографических характеристик и лонных водорослей в районе нереста саляки в Рыжском заливе |
| 58 | 8. С. В. Чвижев. Поиск промысловых скопления скмбри в Норвежском море по распределению температур воды |
| 65 | 9. Л. Н. Карлин. Модели межкомасштабной структуры приповерхностного слоя океана |
| 68 | 10. П. А. Вайновский, А. В. Кондратов, Стохастическое моделирование термического режима верхнего слоя Норвежского моря |
| 80 | 11. А. С. Аверкиев, М. И. Масловский, Г. В. Трушина. Сезонная и межгодовая изменчивость водообмена между Баренцевым и Норвежским морями |
| 85 | 12. Ю. А. Бочков, Е. А. Двинина, В. В. Терешенко. Особенности современных многолетних изменений температурного режима Баренцева моря (1951—1985 гг.) |
| 91 | 13. Н. Г. Сапроненко. Межгодовая изменчивость летних концентраций кислорода и фосфатов в водах Норвежского моря |
| 106 | 14. Е. И. Сержиков, Т. В. Глазкая, В. П. Захаренко. Изменчивость суточных сумм составляющих теплового баланса деятельного слоя океана в районах судов потопы Северной Атлантики и Норвежского моря |
| 116 | 15. И. П. Карпова, А. А. Короблев. Полярный фронт Норвежского моря |
| 121 | 16. А. В. Мезян, Н. А. Сыровацко. Сезонная изменчивость ветровых циркуляций вод моря Скотия |
| 129 | 17. Л. Н. Кузнецова, В. В. Иванов. Закономерности апвеллинга в некоторых промысловых районах Южного океана |
| 136 | 18. А. В. Безмельницкий, В. Н. Малинин. О связи аномалий термического состояния океана с аномалиями влагосодержания атмосферы в энергетических районах Северной Атлантики |
| 143 | 19. В. М. Абрамов. Оптимизация динамических СД-зондов для изучения микроструктуры океана |
| 149 | |

Сдано в набор 11.05.87. Подписано в печать 29.12.87. М-20668. Формат бумаги 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 2. Лфт. гарн. Печать высокая. Печ. л. 9,8. Уч.-изд. л. 10,0. Тираж 300. Заказ 335. Темплан 1987 г., поз. 268. Цена 1 р. 50 к.

ЛПИ имени М. И. Калининна, 195251, Ленинград, Политехническая ул., 29
Типография ВМУПТ им. Ленинского комсомола

Гидрометеорологические процессы в промысловых районах
Северной и Южной Атлантики

Редактор О. С. Крайнова

Корректор Р. В. Федорова

Сборник научных трудов, вып. 99

