

УДК 551.465

© А.А.Родионов<sup>1</sup>, Е.В.Семенов<sup>2</sup>, А.В.Зимин<sup>1,3</sup>, 2012

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, г.Москва

<sup>3</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург  
rodionov@ioras.nw.ru

## РАЗВИТИЕ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА И ПРОГНОЗА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ МОРСКОЙ СРЕДЫ В ИНТЕРЕСАХ ОБЕСПЕЧЕНИЯ СКРЫТНОСТИ И ЗАЩИТЫ КОРАБЛЕЙ ВМФ

Рассмотрены возможности создания систем оперативного анализа и прогноза гидрофизических полей морской среды для арктических морей России. Рассмотрены результаты расчетов для Белого и Баренцева морей, сделан вывод о необходимости и возможности создания в нашей стране системы оперативного прогноза и мониторинга гидрофизических полей в морях российской Арктики. Наличие систематических экспериментальных данных, дополняющих расчетные модели для случая описания интенсивных короткопериодных процессов с масштабами от единиц метров до единиц километров, позволит усовершенствовать численные расчеты.

**Ключевые слова:** система оперативного мониторинга, структура вод, геофизическая гидродинамика, внутренние волны, Белое море, Баренцево море.

Результаты теоретических исследований и опыт применения подводных сил свидетельствуют о том, что эффективность методов и средств обеспечения скрытности подводных объектов (ПО) существенно зависит от состояния гидрофизических полей (ГФП) океана как в непосредственной окрестности от него, так и в достаточно большой акватории с масштабом, определяемом дальностью действия гидроакустических и неакустических гидрофизических средств обнаружения противника. При этом важной является не только информация о состоянии гидрофизических полей в текущий момент времени, но и знание распределений полей в течение всего времени проведения боевых или учебных действий на море. Показатели скрытности ПО в зависимости от вертикальной стратификации ГФП и их особенностей в горизонтальном направлении могут изменяться в разы и даже на порядок. Для оценки показателей скрытности на основе информации о пространственно-временных распределениях основных ГФП (вектор скорости течений, температура, соленость и плотность морской воды, уровень моря) должны определяться функциональные характеристики (пространственно-временное распределение скорости звука, глубина залегания слоя скачка плотности, его толщина, вертикальные градиенты и горизонтальные градиенты плотности и др.), которые наиболее просто интерпретируются для решения задач боевой устойчивости сил флота. Таким образом, возникает задача воспроизведения и прогноза состояния океана в заданной акватории (выделенные районы Мирового океана, отдельные моря или их части) в интересах ВМФ. Для северных морей решение этой задачи существенно осложняется необходимостью прогнозирования характеристик снежно-ледяного покрова, а для большинства окраинных морей Арктики – еще и необходимостью учета стока крупных рек, оказывающих сильное влияние на режим течений и термохалинную структуру океана достаточно далеко от их устьев.

В океанологии прогноз фактического состояния морской среды на заданный временной интервал представляет собой задачу, к решению которой океанологи приступили относительно недавно. Для ряда районов Мирового океана гидрометеорологические службы

зарубежных стран уже внедрили в оперативную практику прогноз ГФП морских акваторий с заблаговременностью в несколько суток. В настоящее время в Великобритании для оперативного прогноза используется прогностическая океанская ассимиляционная модель FOAM (Forecast Ocean Assimilation Model), которая отвечает потребностям анализа и прогнозирования состояния Мирового океана, выдвигаемым Королевским военно-морским флотом. Модель FOAM позволяет выполнить в реальном масштабе времени анализ и прогноз температуры, солености, скоростей течений и морского льда в море на срок до 5 сут вперед. Модель основана на объединенной гидродинамической модели общей циркуляции океана и модели морского льда. Ее глобальная версия имеет пространственное разрешение в  $1^\circ$  по горизонтали и работает в оперативном режиме в Метеослужбе Великобритании с октября 1997 г. Вложенная модель, покрывающая Атлантический и Арктический океаны с горизонтальным разрешением 35 км и имеющая 20 уровней по вертикали, используется в оперативном режиме с января 2001 г. С апреля 2002 г. пятисуточный прогноз осуществляется также еще одной вложенной моделью, покрывающей Северную Атлантику с горизонтальным разрешением 12 км. Модели приводятся в действие осредненными для шестичасового периода полями потоков импульса, тепла и массы, которые берутся из системы оперативного численного прогноза погоды, а также ассимилируют данные океанографических наблюдений, полученные как контактными, так и дистанционными методами, которые доступны в реальном масштабе времени.

В США запущено несколько глобальных мониторинговых моделей. Одна из них – NLOM (Navy Layered Ocean Model) – предназначена для оперативного анализа и прогноза основных гидрофизических полей океана с разрешением синоптического пространственно-временного масштаба. Другая – NCOM (Navy Coastal Ocean Model) – запущена в оперативный режим в конце 2002 г. и предназначена для более детального описания прибрежных, мелководных и слабо стратифицированных районов.

Отдельного рассмотрения заслуживает мобильная оперативная система MODAS-NRLPOM (запущена в 2000 г.) с развитым математическим и программным обеспечением, позволяющим быстро, в течение нескольких часов, перенастраивать ее на любой заданный морской регион с учетом специфической термогидродинамики рассматриваемого района. Концепция этой системы – за несколько часов выполнить анализ и дать прогноз на два дня для любого района Мирового океана независимо от того, имеются ли в районе оперативные наблюдения. Этому предшествовал весьма длительный и дорогостоящий период сбора осредненной статистической информации о пространственно-временной вертикальной структуре ГФП. Отметим, что создание таких баз данных принципиально отличается от работ по подготовке баз осредненных данных, выполненных в нашей стране. Концепция построения и функционирования MODAS-NRLPOM направлена на решение в первую очередь военных задач.

В России разработано и совершенствуются три региональные системы подобного рода – для расчета: нагонов в Каспийском море [1, 2], уровня моря и распределения ГФП в Невской губе и Финском заливе [3], а также ГФП в Белом, Баренцевом и Карском морях [4–6]. Вместе с тем в целом состояние морей освещается гидрометеорологической службой России весьма ограниченно: прогнозируются лишь отдельные гидрологические характеристики (уровень воды, высота волн, состояние ледового покрова) часто на основе статистических регрессионных методов, зачастую не позволяющих адекватно описать гидрофизические процессы. Более полный гидрологический прогноз, включающий характеристики не только поверхностных, но и глубинных слоев океана, возможен только на основе взаимодействующих гидродинамических моделей атмосферы и океана с усвоением данных натурных наблюдений.

Пространственно-временные масштабы процессов, протекающих в океане, могут быть разделены на четыре интервала: крупно-, мезомасштабный, тонкоструктурный и

мелкомасштабный [7]. Процессы на всех масштабах оказывают влияние на скрытность ПО. Вместе с тем разработанные модели оперативного прогноза и мониторинга ГФП пока производят расчеты с разрешением не менее единиц-десятков километров [4–6, 8]. Такого разрешения достаточно для оценки показателей скрытности ПО для «спокойных» акваторий океана. В районах, где происходит трансформация крупномасштабных явлений с передачей энергии в малые масштабы, необходимо учитывать интенсивные короткопериодные процессы на масштабах менее единиц километров. Для описания мелкомасштабных, тонкоструктурных и мезомасштабных процессов с характерными размерами от сотен метров необходимо либо разрабатывать соответствующие физико-математические модели, либо пользоваться экспериментально установленными закономерностями. В данной статье рассмотрены основные положения подхода к построению систем оперативного мониторинга и прогноза ГФП на основе решения обратных задач гидротермодинамики океана как наиболее адекватного для решения задач ВМФ, в том числе для обеспечения скрытности ПО (в соответствии с [5, 6]), а также результаты систематических экспериментальных данных, дополняющих расчетные модели для случая развития интенсивных короткопериодных процессов с масштабами от единиц метров до единиц километров.

В соответствии с работами [5, 6] каждая система оперативного мониторинга (СОМ) гидрофизических полей, реализующая задачу оперативной океанологии, технологически включает три основных компонента: специализированную наблюдательную сеть, математический блок усвоения натурной информации для нахождения краевых условий и специализированную математическую численную модель рассматриваемой морской акватории. Последняя, в итоге и вычисляет динамически согласованные, удовлетворяющие основным законам сохранения гидрофизические поля в режиме реального времени.

Необходимо отметить, что создание системы оперативного мониторинга есть необходимое условие для выполнения краткосрочного и среднесрочного прогноза гидрофизических характеристик в исследуемой области.

Остановимся на наиболее сложной проблеме четырехмерного анализа данных наблюдений, а именно на нахождении краевых условий (решении обратных задач), и приведем пример достаточно общей постановки задачи.

Имея ввиду прикладной характер проводимых исследований, необходимо констатировать, что для российских арктических морей отсутствует важнейшая спутниковая информация об уровне океана (альтиметрия) и температуре поверхности воды с разрешением синоптической пространственно-временной изменчивости, тем более в оперативном режиме.

Общий подход к решению задач оперативной океанологии для арктических морей России приведен в работах [5, 6]. Как минимум на ближайшее десятилетие следует ориентироваться на возможность получения только глубоководной термохалинной информации в оперативном режиме для некоторых важных арктических районов, ограничиваясь для большей части акваторий арктических морей так называемыми фоновыми моделями [6], позволяющими часто получать решения, превышающие по точности решения, основанные на обработке осредненных значений из баз данных. Существенно в данном случае, что глубоководные термохалинные измерения являются важным источником информации о состоянии гидрофизических полей океана, так как распределение плотности морской воды, зависящей в первую очередь от ее температуры и солёности, вследствие гидростатического баланса непосредственно определяет бароклинный градиент гидростатического давления и так называемую динамическую часть баротропного градиента давления. Знание существенной части гидростатического градиента давления позволяет оценивать крупно- и мезомасштабную циркуляцию вод морского бассейна.

Рассмотрим морской бассейн  $\Omega$ , имеющий как твердые  $\Gamma_s$ , так и жидкие  $\Gamma_f$  границы. Состояние морской среды описано, если известен вектор состояния  $\bar{\phi} = (\bar{U}, P, T, S, \rho)$ , элементы которого есть функции пространственных переменных и времени, заданные в области  $\bar{\Omega} = \Omega \cup \Gamma (\Gamma = \Gamma_s \cup \Gamma_f)$ , где  $\bar{U}$  – трехмерный вектор скорости течения;  $P$  – гидростатическое давление;  $T$ ,  $S$  и  $\rho$  – температура, соленость и плотность морской воды соответственно. Будем считать, что  $\bar{\phi}$  можно аппроксимировать с необходимой точностью вектором состояния  $\phi$ , который определим как решение начально-краевой задачи в области  $\bar{\Omega}$ :

$$\phi = L(\phi_0, \phi_\Gamma), \quad (1)$$

где  $L$  – замкнутая система нелинейных дифференциальных уравнений в частных производных геофизической термогидродинамики с начальными условиями  $\phi_0$  и краевыми условиями  $\phi_\Gamma$ . При этом предполагается использование традиционных приближений для крупно- и мезомасштабной динамики океана: приближения несжимаемой жидкости, Буссинеска, гидростатики и соответствующей этому приближению запись силы Кориолиса.

Таким образом, задача определения состояния морской среды сводится к решению уравнения (1); при этом необходимо, чтобы были заданы начальные и краевые условия. Существующие методы глубоководных измерений не обеспечивают информацию обо всех компонентах векторов  $\phi_0$  и  $\phi_\Gamma$ . Известен же, как правило, лишь неполный вектор состояния  $\tilde{\phi} = (T, S)$ , т.е. известны измерения для температуры и солености в отдельных точках интересующей области моря и в отдельные моменты времени. Следовательно, в этом случае на первом этапе задача состоит в приближенном определении полного вектора начальных условий  $\phi_0$  и полного вектора граничных условий  $\phi_\Gamma$  по значениям измеренного неполного вектора состояния  $\tilde{\phi} = (T, S)$ , т.е. имеем обратную задачу.

Решение обратных задач, которые, как правило, относятся к классу некорректно поставленных, представляет известные трудности [9, 10]. Нахождение решения задачи предполагает переход к вариационной форме и определение вектора управления – краевых условий, доставляющего минимум целевому функционалу, зависящему от рассчитываемого вектора состояния  $\phi$  и данных наблюдений  $\tilde{\phi}$ .

В общем виде задачу можно сформулировать следующим образом. Рассмотрим динамическую систему, состояние которой в произвольный момент времени определяется вектором состояния  $\psi = \psi^k(x, t)$ ,  $k = 1, \dots, N$ , эволюция которого описывается системой уравнений:

$$L(\psi) = \psi_t + H(\psi) = f(x, t), \quad x \in \Omega, \quad t > t_0, \quad (2)$$

$$\psi(x, t_0) = \chi_0(x), \quad x \in \bar{\Omega}, \quad (3)$$

$$\psi(x, t) = \chi_\Gamma(t), \quad x \in \Gamma, \quad t \geq t_0, \quad (4)$$

где  $\Omega \subset \mathbb{R}^3$  – связная область с достаточно гладкой границей  $\Gamma$ ;  $\chi_0(x) = \chi_0^k(x)$ ,  $\chi_\Gamma(t) = \chi_\Gamma^k(t)$ ,  $k = 1 \dots N$  – векторы, содержащие функции, задающие граничные ( $t \geq t_0$ ) и начальные условия в момент времени  $t_0$ ;  $\psi_t$  – производная по времени;  $H$  – нелиней-

ный оператор дифференцирования в частных производных в  $\Omega$ . При этом предполагается, что  $\psi^k(x, t), f(x, t) \in C^m(\Omega) \cap C(\bar{\Omega}) \cap C^1(t \geq t_0)$ , где  $m$  зависит от порядка оператора  $H$ . Будем предполагать, что оператор  $L$  обратим и при заданных граничных и начальных условиях решение прямой задачи (2)–(4) существует и единственно.

Пусть имеются измерения некоторых компонент вектора состояния  $\psi^S(x, t)$  для некоторых  $S \in [1, N]$  в моменты времени  $t_1 \dots t_m$  на некотором конечном подмножестве  $\Omega_S \subset \Omega$ . Экстраполируя измеренные значения, построим функции  $\hat{\psi}^S(x, t)$  на области  $\Omega$ , такие что  $\hat{\psi}^S(x, t) = \psi^S(x, t), t = t_1, \dots, t_m, x \in \Omega_S$ . Далее определим функционал

$$J[\psi(x, t)] = \sum_{i=1}^m \langle \psi(x, t_i) - \hat{\psi}^S(x, t_i), \psi(x, t_i) - \hat{\psi}^S(x, t_i) \rangle, \quad (5)$$

где  $\langle \cdot, \cdot \rangle$  – скалярное произведение. Конкретный вид экстраполяции на этом этапе несуществен при условии, что для построенных функций  $\hat{\psi}^S(x, t)$  можно определить скалярное произведение в (5). Решение системы (2)–(4) при соответствующем выборе краевых и начальных условий минимизирует функционал (5) (при этом  $J[\psi(x, t)] \neq 0$  в силу не точности измерений, погрешности экстраполяции и использования приближений реальных процессов при выводе оператора  $H$ ). Условие минимизации функционала используется при постановке обратной задачи: найти краевые  $\chi_\Gamma(t) = (x \in \Gamma, t \geq t_0)$  и начальные условия  $\chi_0(x) = (x \in \bar{\Omega}, t = t_0)$ , минимизирующие функционал  $J[\psi(x, t)]$  при известном неполном векторе измерений  $\psi^S(x, t_i), i = 1, \dots, m$ .

При этом основную сложность представляет нахождение градиентов в функциональном пространстве, которые необходимы для выполнения оптимальных вариаций краевых условий. В случае, если оператор  $H$  может быть линеаризован и при вариации начальных условий, решение системы представимо в виде  $\psi(x, t) = \Lambda(t, t_0)\psi(x, t_0)$ , где  $\Lambda(t, t_0)$  – оператор Якоби, градиент можно записать в виде [11]:

$$\Delta J = 2 \sum_{i=1}^m \Lambda^*(t, t_0) [\psi(x, t_i) - \hat{\psi}^S(x, t_i)]. \quad (6)$$

На этом пути возникают проблемы с формулировкой сопряженного оператора  $\Lambda^*(t, t_0)$  для сложных нелинейных систем геофизической гидродинамики и при решении конечно-разностными методами задач со сложной орографией бассейна. В некоторых случаях возможна линеаризация оператора  $H$ . Тогда можно провести процедуру минимизации функционала (5) с помощью итерационных методов градиентного типа или метода сопряженных направлений, однако в большинстве задач определения состояния морской среды линеаризация оператора  $H$  представляет существенные вычислительные трудности. Поэтому имеют смысл поиски упрощенного решения задачи. На практике можно использовать подход, разработанный в Институте океанологии им. П.П.Ширшова РАН и неоднократно апробированный при обработке глубоководных термохалинных измерений [10, 12, 13]. Обоснование предлагаемого подхода основано на том соображении, что конкретный метод нахождения решения сформулированной выше вариационной задачи несуществен (лишь бы он был реализуем) доставлял необходимый минимум ошибки и решение удовлетворяло исходной системе уравнений геофизической термогидродинамики. Предлагаемый подход основан на формулировке задачи как вариационной и применим к сложным нелинейным системам уравнений термогидродинамики океана.

Для описания метода возьмем в качестве области  $\Omega$  параллелепипед, на котором введем прямоугольную сетку  $\Omega_h$  с постоянным шагом  $h = (h_x, h_y, h_z)$ . На данной сетке запишем конечно-разностную форму уравнений (2)–(4):

$$L_h(\psi_h) = \frac{\psi_h^{n+1} - \psi_h^n}{\beta \Delta t} + \sum_{k=n-q}^{n+1} \alpha_k H_h^k \psi_h^k = f_h^{n+1}(x, t_{n+1}), \quad x \in \Omega_h, \quad n \geq 0, \quad (7)$$

$$\psi_h^0(x, t_0) = \chi_0(x), \quad x \in \bar{\Omega}_h, \quad (8)$$

$$\psi_h^n(x, t_n) = \chi_{\Gamma_h}(t_n), \quad x \in \Gamma_h, \quad n \geq 0, \quad (9)$$

где индекс  $q$ , коэффициенты  $\alpha_k$ ,  $\beta$  зависят от метода дискретизации уравнений по времени. Разностный оператор  $H_h$  в исследуемых задачах можно представить в виде суммы нелинейной части  $A_h$ , отвечающего за процессы переноса, оператора  $D_h$ , отвечающего за процессы трения, турбулентного обмена и линейной части  $M_h$ :  $H_h = A_h + D_h + M_h$ . Вектор состояния  $\psi_h$  содержит компоненты  $\psi_h^T$  и  $\psi_h^S$ , задающие температуру и соленость, для которых дополнительно известны функции  $\hat{\psi}_h^T$ ,  $\hat{\psi}_h^S$ , полученные экстраполированием имеющихся термохалинных измерений на  $\Omega_h$  и известные в моменты времени  $t_n, n \geq 0$ , соответствующие дискретизации уравнений (7)–(9) по времени. Требуется найти краевые и начальные условия  $\chi_0(x)$ ,  $\chi_{\Gamma_h}(t_n)$ , а также вектор состояния в моменты времени  $t_n, n = 1 \dots N$ . Значение  $\chi_h(x, t_{n+1})$  на  $(n+1)$ -м шаге по времени можно записать в виде

$$\psi_h^{n+1} = \psi_h^n + \beta \Delta t G(\psi_h^n, \dots, \psi_h^{n-q}), \quad (10)$$

где оператор  $G$  для  $i$ -й компоненты вектора состояния зависит от оператора  $H_h$  в уравнении (7) и от зависимости  $i$ -й компоненты от других компонент вектора состояния.

Для определения начальных условий будем вести интегрирование системы до некоторого времени  $T_k = k \Delta t$ , соответствующего времени последних измеренных значений. В результате получим набор векторов состояния  $\psi_{h,t_i}$  в моменты времени  $t_i = i \Delta t, i = 1 \dots k$ , для которых определим среднеквадратичное отклонение  $\psi_{h,t_i}^T$ ,  $\psi_{h,t_i}^S$  от значений измерений  $\hat{\psi}_{h,t_i}^T$  и  $\hat{\psi}_{h,t_i}^S$ :

$$R = \sum_{i=1}^k \left( \|\psi_{h,t_i}^T - \hat{\psi}_{h,t_i}^T\|_2 + \|\psi_{h,t_i}^S - \hat{\psi}_{h,t_i}^S\|_2 \right). \quad (11)$$

Начальные условия на первой итерации при интегрировании вперед по времени задаются с помощью экстраполяции измеренных данных, отнесенных к начальному моменту времени, или на основе какой-либо базы данных.

Далее проводится интегрирование системы назад по времени, начиная с момента времени  $T_k$ ; при этом заменяется знак как при локальной производной по времени, так и при операторе  $D_h$  в связи с необратимостью диссипативных процессов. Тем самым оператор системы не будет являться сопряженным с оператором  $L_h$ . Для ассимиляции данных наблюдений в правую часть уравнения (7) для компонент вектора состояния  $\psi_h$ , относящихся к температуре и солености, добавляется функция  $Q_f(\psi_h^{T,S}, \hat{\psi}_h^{T,S})$ :

$$L_h^*(\Psi_h) = \frac{\Psi_h^n - \Psi_h^{n+1}}{\beta \Delta t} + \sum_{k=n}^{n+q} \alpha_k (A_h^k - D_h^k + M_h^k) \Psi_h^k = f_h^n(x, t_n) + Q_f(\Psi_h^n, \widehat{\Psi}_h^n). \quad (12)$$

Функция  $Q_f$  имеет вид ньютоновского источника и определяется разностью измеренного и расчетного значения:

$$Q_f(\Psi_h, \widehat{\Psi}_h) = \gamma(\widehat{\Psi}_h - \Psi_h), \quad (13)$$

где  $\gamma$  – параметр усвоения (при предельном значении  $\gamma = \frac{1}{\Delta t}$  тогда можно ожидать, что в общем случае для некоторой компоненты вектора состояния расчетное значение на  $i$ -м шаге по времени будет  $\Psi_{h,t} = \widehat{\Psi}_{h,t} + \varepsilon O(\Delta t^p)$ , где  $\varepsilon$  равно нулю или единице в зависимости от метода построения оператора  $G$  в уравнении (10) и  $p$  зависит от порядка дискретизации уравнения (7) по времени и метода численного решения динамической системы. Функции  $\widehat{\Psi}_{h,t}^{T,S}$  представляют, как описано выше, экстраполяцию точечных измерений для конкретных моментов времени  $t_i$ . Данную экстраполяцию предлагается проводить явным образом при интегрировании уравнений (12) назад по времени. Тогда значения функций  $\widehat{\Psi}_h$  находятся из соотношений

$$\widehat{\Psi}_h = (1 - b)\Psi_h + b\psi, \quad (14)$$

$$b = \frac{R^2 - r^2}{R^2 + r^2}, r \leq R, \delta t \leq R_c, \quad (15)$$

$$b = 0, r > R, \delta t > R_c, \quad (16)$$

где  $\psi$  – набор измерений в общем случае в произвольных точках;  $R$  и  $R_c$  – радиусы усвоения измеренной информации по пространству и времени;  $r$  – расстояние по пространству и времени между расчетным узлом сетки и ближайшей точкой измерения;  $b$  – весовая функция, которая в общем виде не изотропна и зависит от характеристик движения типа  $f/H$  и структуры течения ( $f$  – параметр Кориолиса,  $H$  – глубина);  $\delta t$  – временной интервал между моментом времени измерения и текущим моментом расчета.

Следующее приближение начального условия получается непосредственно при интегрировании по времени назад и достижения момента времени  $t_0$ . Повторяя описанный процесс с новыми начальными условиями, получим итерационный метод определения начальных условий, критерием сходимости которого будет среднеквадратичное отклонение  $R$  (11).

Краевые условия  $\chi_{\Gamma_h}(t_n)$  находятся одновременно с описанной схемой определения начальных условий  $\chi_0(x)$ . Здесь принципиально используются два положения: 1) применение условий излучения для нахождения граничных условий первого рода на жидких границах  $\Gamma_h^f \subset \Gamma_h$  области  $\Omega_h$ ; 2) факт интегрирования системы уравнений вперед-назад по времени.

Расчет краевых условий на жидкой границе  $\Gamma_h^f$  происходит с привлечением на каждом шаге по времени  $t_i$  условий радиационного излучения вида

$$\frac{\partial \Psi_h^m}{\partial t} + C_f^p(t_i) \frac{\partial \Psi_h^m}{\partial t} = 0, \quad (17)$$

где  $\psi_h^m$  – любая из расчетных функций вектора состояния, в эволюции которого доминируют процессы адвективного переноса, описываемые дивергентной схемой в виде оператора  $A_h$  (предполагается преобладание гиперболичности в уравнении эволюции);  $C_f^p$  – фазовая скорость распространения возмущений, определяемая по эволюции значений функций вблизи границы внутри области [13, 14];  $p$  – индекс итерации внешнего цикла интегрирования системы вперед-назад по времени;  $\vec{n}$  – внешняя нормаль к границе области.

При использовании условий излучения (17), когда возмущение стремится покинуть область расчета, полученные при расчете краевые условия являются следствием всей совокупности процессов внутри области и тем самым с ними согласованными, в том числе и с усвоенными данными измерений. Остаются тем не менее точки, где фазовая скорость возмущения направлена внутрь области и где граничные условия должны быть заданы.

Разрешение данной проблемы происходит при смене направления интегрирования системы уравнений, когда меняется знак приращения по времени и соответственно знак фазовой скорости возмущений  $C_f^p$  (знак фазовой скорости определяет тип граничной точки). Точки втока становятся в этом случае точками вытока и в свою очередь определяются с использованием условия излучения, т.е. являются следствием всей совокупности процессов внутри области и тем самым являются с ними согласованными, в том числе и с усвоенными данными измерений. Таким образом, все граничные точки в итоге определяются по условиям излучения, а значит и данными измерений. Другими словами, граничные условия находятся по данным измерений, т.е. из решения обратной задачи. Опыт расчетов тем не менее привел к необходимости усиления рассмотренного алгоритма. Проблема состоит в длительности интегрирования системы в одну сторону, что определяется временным интервалом поступления данных измерений. При длительном интегрировании назад по времени граничные условия на жидком контуре не пересчитываются во всех точках по условию (17) и на втекающих точках границы возникает рассогласование граничных условий со вновь усваиваемой информацией. Для устранения данного недостатка вводится внутренний итерационный цикл смены направления интегрирования. При внешнем интегрировании назад по времени происходит следующий процесс: периодическое интегрирование назад по времени на два выбранных интервала времени, а затем один аналогичный интервал интегрирования по времени вперед; и затем процесс повторяется. Внутренний итерационный цикл носит своеобразный «петлеобразный» характер. Аналогичная процедура применяется и при интегрировании вперед по времени, но, как видно из постановки задачи, без усвоения натурной информации. Интервал интегрирования при этих внутренних итерациях определяется экспериментально на основе времени смены знака фазовой скорости  $C_f^p$  во втекающих точках. При этом затраты машинного времени увеличиваются втрое. Отметим, что диссипативные слагаемые меняют знак при смене направления интегрирования. Имеет место важный момент, связанный с вычислением граничных значений. При использовании ньютоновских источников, как правило, происходит нарушение квазигеострофического баланса, и порождаются инерционно-гравитационные волны, которые, унося избыточную геострофически несогласованную энергию, покидают область расчета при применении условий излучения. Поэтому временной ряд, полученный при использовании условий излучения в точке, содержит значительный эффект инерционно-гравитационных волн, не имеющих физического смысла, которые должны быть отфильтрованы при смене направления интегрирования перед использованием временного ряда граничных условий.



Процесс решения контролируется по эволюции среднеквадратичного отклонения (11), которая при правильном варьировании  $\chi_{Гh}(t_n)$  и  $\chi_0(x)$  должна уменьшаться. Принимаются те значения функций  $\chi_{Гh}(t_n)$  и  $\chi_0(x)$ , которые минимизирует (11). Минимум достигается, когда наступает баланс между коррекцией решения за счет усвоения натуральных данных и работой диссипативных слагаемых на каждой итерации. Минимум зависит в первую очередь от количества и качества (точности) данных наблюдений. После определения  $\chi_{Гh}(t_n)$  и  $\chi_0(x)$  решается прямая задача (7)–(9) и находится приближенное решение  $\psi_h(x, t) = \psi_h[U(x, t), P(x, t), T(x, t), S(x, t), \rho(x, t)]$  во всей области четырехмерного пространства.

Данный алгоритм неоднократно использовался при обработке глубоководных термохалинных измерений на полигонах Гольфстрима (1984), Мегаполигоне (1987), г. Пулковской (1989), к северо-западу от Новой Земли (1997), Белого и Баренцева морей 21-й экспедиции НИС «Академик Сергей Вавилов» (2005), на динамическом полигоне в Белом море в рейсе НИС «Эколог» (2007).

Конечным этапом решения задачи усвоения данных наблюдений является решение начально-краевой задачи на основе полученных приближенных начальных и граничных условий. В качестве численной модели, которая успешно применялась для расчетов на конечном этапе можно привести модель, изложенную в работе [15].

Рассмотрим некоторые результаты применения рассматриваемого подхода для анализа состояния ГФП Белого и Баренцева морей. В 2007 г. сотрудниками Института океанологии РАН и Санкт-Петербургского научного центра РАН совместно выполнялась комплексная калибровка решения системы оперативного мониторинга гидрофизических полей Белого моря при использовании, в том числе, и обрывных термохалинных зондов. Приведем результаты обработки данных полигона глубоководных термохалинных измерений, выполненного с помощью обрывных зондов.

На рис.1 приведено положение полигона из 25 станций, выполненного с движущегося судна обрывными зондами ХСТД-1.

Задача состояла в обработке данных измерений с учетом временной изменчивости полей. Съёмка полигона происходила с 22 ч 15 мин 23 июля до 5 ч 11 мин 24 июля, т.е. заняла порядка 7 ч. Однако условия Белого моря таковы, что 7 ч составляют чуть больше половины периода основного полусуточного прилива. Приливные же движения в Белом море в основном ответственны за изменчивость гидрофизических полей. Поэтому было необходимо подвергнуть полученные обрывными зондами данные глубоководных термохалинных измерений обработке по схеме четырехмерного анализа. Проблема, однако, возникает в связи с трудностью получения основной баротропной компоненты прилива на основе данных термохалинных измерений. Эта ситуация в корне отличается от центрального полигона в Баренцевом море в 2005 г. и от других ранее выполненных полигонов, где приливные движения не были доминирующей причиной изменчивости гидрофизических полей в период выполнения съёмки.

Решением проблемы в данном случае является использование баротропной части решения задачи оперативного мониторинга, которая была реализована на данный период. Это решение дополнительно использовалось для синхронизации данных измерений, полученных с помощью обрывных зондов по схеме четырехмерного анализа.

На рис.2 приведены начальные (22 ч 15 мин 23 июля) поля температуры и солёности для горизонтов 12 и 52 м, а на рис.3 те же поля для момента окончания полигона (5 ч 11 мин 24 июля).



Здесь приведены на тех же горизонтах поля температуры, полученные из решения задачи оперативного мониторинга на момент окончания съемки. В расчете этих полей данные съемки с помощью обрывных зондов не использовались. Качественное сходство полей получается после обработки данных измерений по схеме четырехмерного анализа. При анализе рис.3, 4 под сходством полей понимается близость фаз и направлений распространения инерционно-гравитационных волн, составляющих основной фон полей, хотя имеют место очевидные из постановок задач различия в описании синоптической компоненты изменчивости полей. В общей постановке задачи мониторинга гидрофизических полей Белого моря в начальных условиях синоптическая компонента отсутствует ввиду отсутствия оперативно полученных измерений начальных данных, содержащих синоптическую компоненту. Это необходимо учитывать при анализе результатов. Понятно также как, преодолеть указанный недостаток, который не носит характер научной проблемы.

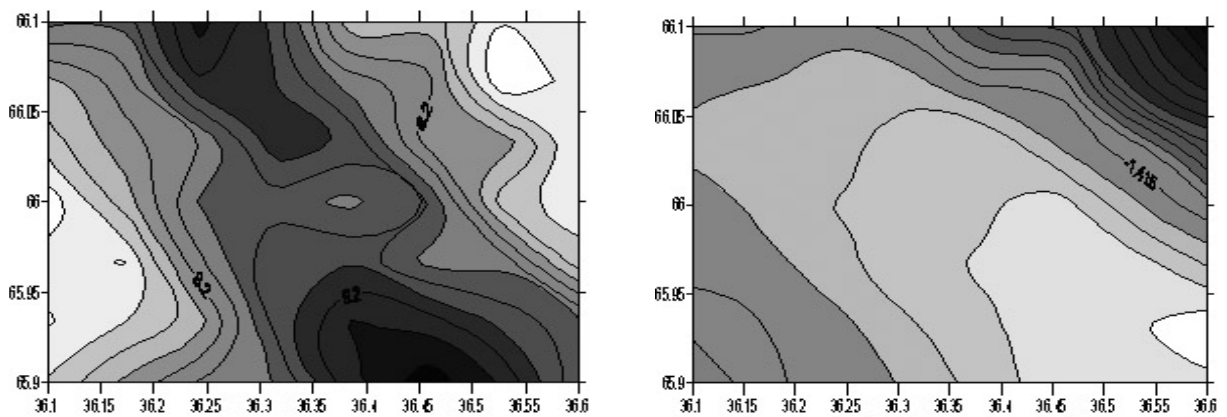


Рис.4. Поля температуры для горизонтов 12 и 52 м, полученные из решения задачи оперативного мониторинга на момент окончания съемки. В расчете этих полей данные измерений с помощью обрывных зондов не использовались.

Приведем результаты выполненных в 2005 г. в 21-й экспедиции НИС «Академик Сергей Вавилов» работ по реализации системы оперативного мониторинга гидрофизических полей Баренцева моря.

Главным вопросом общей технологии создания систем оперативного мониторинга конкретного района является наличие наблюдательной сети. В этой экспедиции в качестве такой наблюдательной сети, очевидно, использовались данные гидрологического полигона из 54 станций, выполненного НИС «Академик Сергей Вавилов» в районе, указанном на рис.5.

На рис.6 приведены среднеквадратичные ошибки расчета за весь период интегрирования (4 сут) и средние для каждого горизонта. Прежде всего отметим последовательное уменьшение ошибки при выполнении четырех внешних итераций (на рисунке сплошными линиями справа налево в соответствии с номером итерации). Таким образом, можно говорить, что варьирование краевых условий происходило правильно.

Существенно отметить, что климатическая ошибка, то есть отклонение климатических значений (крестики) от измеренных величин, составляет более одного градуса и значительно превосходит ошибки модельных расчетов.

Отметим, что в последних приведенных расчетах на полигоне в Баренцевом море в период 21-й экспедиции НИС «Академик Сергей Вавилов» выполнена общая постановка задачи четырехмерного анализа данных глубоководных термохалинных измерений. При этом наблюдательная сеть реализовывалась на базе научно-исследовательского судна. Использовалась 4 раза в сутки оперативная информация о приводном слое атмосферы.

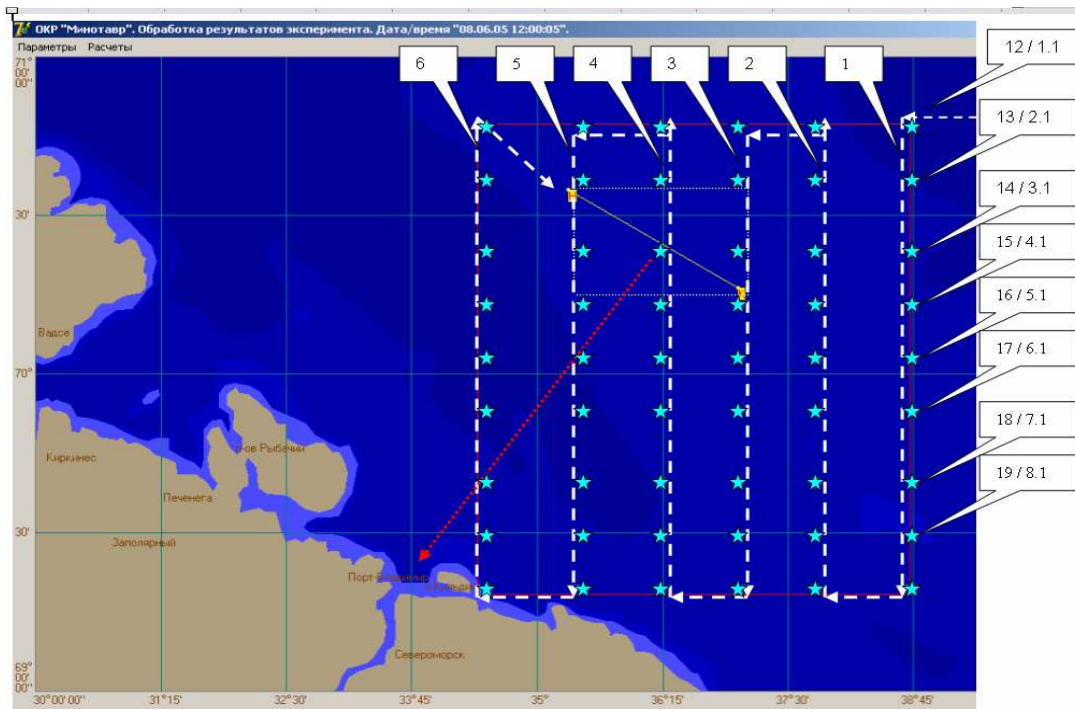


Рис.5. Местоположение полигона работ в Баренцевом море в июне 2005 г.

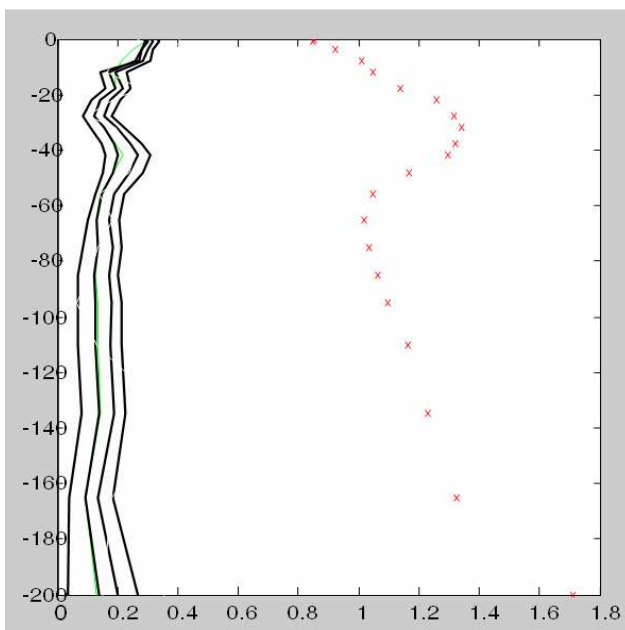


Рис.6. Среднеквадратичные ошибки по температуре.

Вертикальная ось – глубина (м), горизонтальная ось – среднеквадратичная ошибка (градус) расчета температуры на каждом расчетном уровне, осредненная за весь период съемки. Сплошные линии – последовательное справа налево уменьшение ошибки при итерировании (4 итерации); левая кривая – минимальная ошибка при радиусе усвоения по горизонтали, равном 20 км. Крестики – ошибка климатического прогноза (данные Левитуса, июнь, 1/4 градуса).

состояло в пространственной нерегулярности съемки, выполненной рыболовным судном, что сказалось и на точности полученных результатов. Так, по температуре максимальная среднеквадратичная ошибка выросла на  $0.2^\circ$ . Понятно, что финансовые затраты оказались существенно ниже.

Многолетний опыт работы со схемами четырехмерного анализа натуральных данных показал, что наиболее доступными и обеспечивающими необходимую точность расчетов являются глубоководные термохалинные измерения. Для их выполнения достаточно обычного STD-зонда, и сами измерения не являются сложными. В этой связи имеется возможность организовать попутные судовые наблюдения. Такой эксперимент был выполнен в октябре 2007 г. в южной части Баренцева моря. На небольшое рыболовное судно, занимавшееся промыслом в прибрежной зоне Кольского полуострова, был направлен научный сотрудник с гидрофизическим зондом. Удалось организовать съемку из 56 станций за период примерно 5 суток. По параметрам съемка оказалась близка к полигону, выполненному НИС «Академик Сергей Вавилов» в 2005 г. Отличие

На рис.7, 8 приведены поля температуры после обработки по схеме четырехмерного анализа для начального момента съемки и на момент ее окончания.

Разработанные к настоящему времени модели и методы оперативной океанологии дают осредненные характеристики гидрофизических полей на масштабах от единиц километров и более. Для выявления взаимосвязей крупномасштабных и короткопериодных процессов с характерными масштабами менее  $10^3$  м в период с 2005 по 2011 г. были проведены натурные экспериментальные исследования в Белом море. Ниже приводятся результаты исследований в 2011 г.

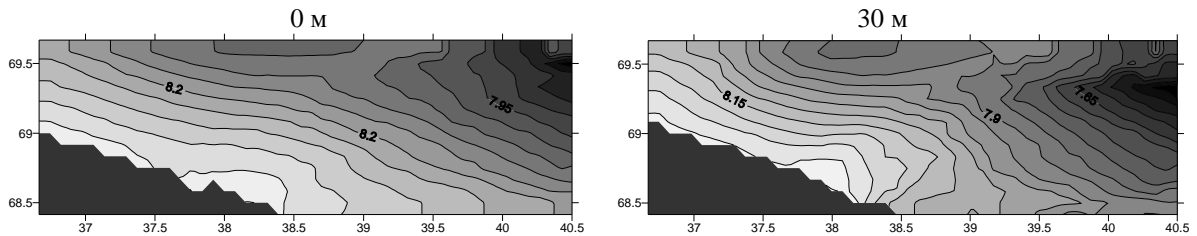


Рис.7. Поля температуры вначале съемки в южной части Баренцева моря на горизонтах 0 и 30 м, рассчитанные на основе данных, полученных рыболовным судном.

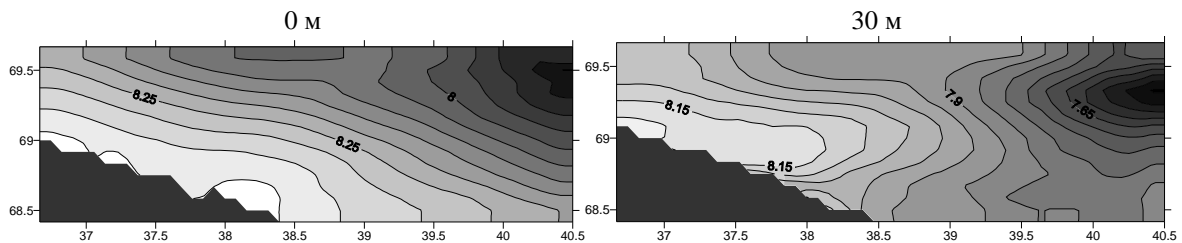


Рис.8. Поля температуры через 5 суток на момент окончания съемки в южной части Баренцева моря на горизонтах 0 и 30 м, рассчитанные на основе данных, полученных рыболовным судном.

Современные знания о пространственно-временной изменчивости гидрофизических полей Белого моря нашли обобщения в монографиях [16, 17]. В частности, показано, что мезомасштабная изменчивость гидрологических характеристик в Белом море обусловлена синоптическими процессами и приливными движениями. Установлено, что прилив  $M_2$  доминирует среди других приливных гармоник, составляя 90–95 % величины амплитуды суммарного прилива [18]. Приливный поток приводит к образованию внутренних приливных волн [19] и к периодическим смещениям фронтальных зон в районах проливов [16] с полусуточным периодом. Представления об изменчивости гидрофизических полей меньшего масштаба крайне схематичны [17, 20, 21]. При продвижении внутренней приливной волны по шельфу под влиянием изменений рельефа дна и конфигурации береговой линии в районах с хорошо выраженной стратификацией происходит ее трансформация, приводящая к образованию короткопериодных термохалинных колебаний и эпизодической интенсификации перемешивания. В проливах и заливах, где воды однородны по вертикали, колебания температуры и солености обусловлены лишь горизонтальными смещениями масс воды в течение приливного цикла. Однако детальная картина изменчивости структуры вод и характеристик внутреннего волнения в ходе приливного цикла на различных участках шельфа до сих пор отсутствует.

Экспедиционные работы выполнялись с 20 по 25 июля 2011 г. на границе бассейна Белого моря и пролива Западная Соловецкая салма на трех полигонах (рис.9). Номера полигонов соответствуют порядку их выполнения в ходе экспедиции. Местоположение районов работ выбиралось, исходя из ожидаемых различий гидрологических условий, определяемых топографией дна.

Особенностью термохалинной структуры вод района является наличие двух, характерных для Белого моря типов вертикального распределения вод, которые разделены фронтальной зоной [17]. Эта зона расположена в районе пролива (область полигона № 3) и разделяет однородные по вертикали воды Онежского залива и стратифицированные воды бассейна. Летом вертикальная структура вод бассейна такова [16], что от поверхности до глубины 20 м расположены поверхностные воды; далее идет подповерхностный слой мощностью 20 м, а между горизонтами 40 и 60 м находится промежуточная водная масса. Рассматриваемый участок шельфа располагается южнее области свала глубин с критическим для полусуточной волны наклоном дна [19] и характеризуется постепенным уменьшением глубины из области бассейна (полигон № 2) к узкой части пролива (полигон № 3).

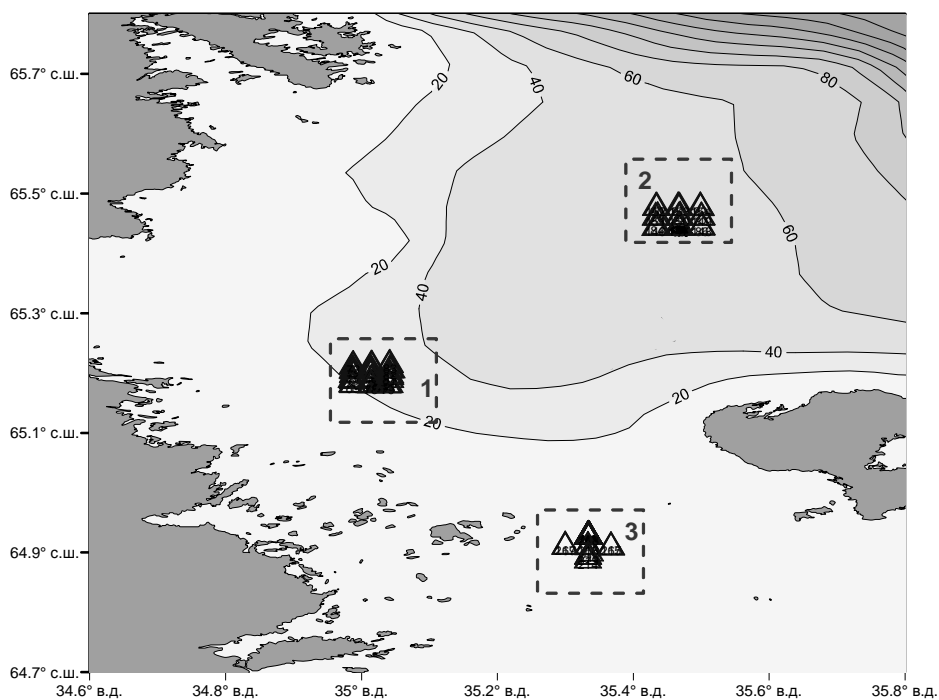


Рис.9. Схема расположения полигонов на фоне изобат.

Методика работ была единой и заключалась в постановке трех суточных буйковых станций на каждом полигоне. Буйковые станции выставлялись в районе северной, центральной и южной частей полигона. На северной его границе устанавливались два прибора: СТД-зонд Т-90М и акустический профилограф течения ADP Sontek-500. Зонд располагался в нижней части слоя скачка, а профилограф течений – на дне. Кроме измерений течений он регистрировал колебания уровня и придонной температуры. В центральной части полигона выставлялась буйковая станция с измерителем течений и температуры «Вектор-2». На южной границе полигона с заякоренного судна работали позиционные измерители течений и температуры JFE Alec, а также сканировались водные толщи зондом Т-90М. Сканирование выполнялось от поверхности до дна. Зондирование на полигонах велось в режиме двух часов непрерывного сканирования с часовым перерывом, на полигоне № 4 перерыв составлял 0.5 ч. Всего за сутки на каждом полигоне было выполнено по 9–10 серий сканирований.

На основе анализа TS-кривых было установлено, что на полигоне № 1 четко выделяется кривая смешения двух водных масс. На глубоководном полигоне № 2 распределение вод по вертикали имеет уже трехслойный характер. Причем слои поверхностных и придонных вод имеют меньшую толщину, чем промежуточных. На полигоне № 3 из-

менчивость термохалинных характеристик по вертикали была минимальна, в отдельные моменты времени наблюдалась полная однородность вод.

Рассмотрим короткопериодную изменчивость характеристик среды с полигона № 2 как наиболее удаленного от фронтальной зоны. Баротропная приливная волна тут имеет почти симметричный вид. Величина прилива составляет 1.1 м. В отлив наблюдаются течения, направленные на северо-запад, в прилив – на юго-восток с максимальной скоростью 35 см/с.

Температура на придонном горизонте (35 м) испытывает четко выраженные полусуточные вариации с амплитудой около 2°C (рис.10). Наступление полной воды в придонной области характеризуется затоком холодных вод, причем время падения температуры меньше, чем время роста. Рост температуры в придонных слоях идет не совсем плавно. Отмечаются колебания с амплитудой 0.5°C и периодом до 2 ч. Колебания с полусуточным периодом в придонной области имеет вид волн возвышений с крутым передним склоном и пологим задним, что похоже на проявление внутреннего приливного бора [22]. Высота колебаний изотерм составляет около 10–12 м. Характер вертикальной термической структуры вод под действием бора испытывает сильное изменение только в придонной области. Поверхностный квазиоднородный слой теплой воды толщиной 15 м и нижележащий слой термоклина, простирающийся до глубины 35 м, испытывают незначительные колебания.

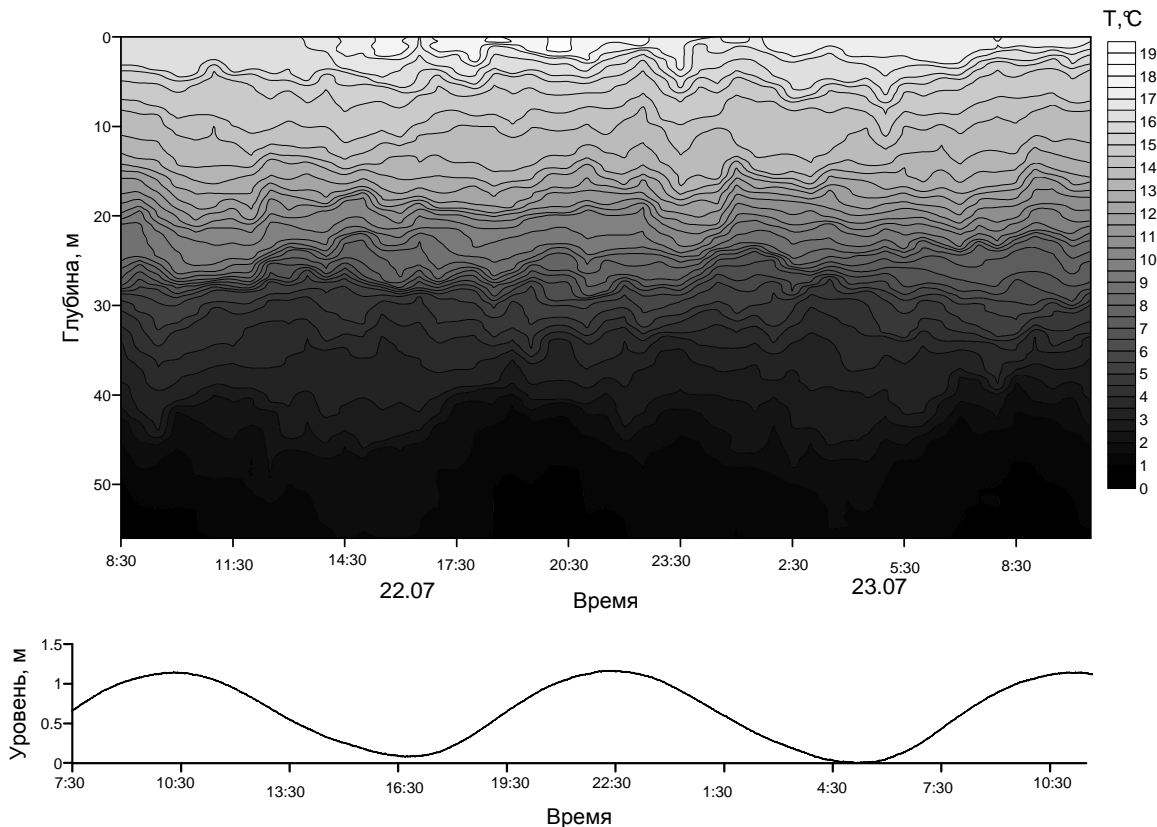


Рис.10. Временная изменчивость температуры по данным измерений СТД-зондом и колебания уровня на полигоне № 2 (бассейн Белого моря) с 8.30 22.07.2011 г. до 10.30 23.07.2011 г.

В таблице представлены характеристики короткопериодных волн внутреннего волнения в районе термоклина по данным сканирования на суточной станции. В ходе каждого приливного цикла в районе полигона регистрировалось всего 1–2 волны с высотой больше 2 м. Хорошо выраженных повторяющихся цуговых систем волн не наблюдалось.

Результаты аналогичного эксперимента, выполненного в мористой части пролива Западная Соловецкая салма на полигоне № 1 представлены на рис.11. Баротропная при-

ливная волна имеет несимметричный вид. Рост уровня идет более интенсивно, чем его падение, размах приливной волны составил 1.4 м. Скорость течения достигает 90 см/с.

На полигоне наблюдается как прохождение групп короткопериодных внутренних волн, так и явление внутреннего приливного бора. Зарегистрированный бор обладает крутым передним фронтом и практически плоской вершиной, на гребне которой сидит группа короткопериодных волн. Прохождение внутреннего бора повторяется каждый приливный цикл (рис.11, 1; 11, 5; 11, 9). Направление движения совпадало с направлением распространения поверхностной приливной волны (с открытой части моря в глубь пролива). Высота передней «стенки» бора по данным сканирования составляет около 15 м (рис.11, 1; 11, 9), что выше модельных оценок амплитуд приливных внутренних волн [17, 19]. Прохождение бора приводит к тому, что толщина верхнего квазиоднородного слоя сокращается до 4–6 м. При этом термоклин становится очень интенсивным, перепад температур в нем достигает 3°C/м, и тонкоструктурных элементов не наблюдается. Нижний слой холодных вод занимает всю толщу вод с глубины 8–9 м. После прохождения передней стенки бора термоклин начинает расслаиваться, а через 2.5 ч наблюдается прохождение цуга нелинейных волн (рис.11, 2; 11, 6). Причем прохождение этих волн приводит опять к резкому изменению структуры вод. Поверхностный слой становится толще, термоклин распадается на верхний и нижний. Верхний термоклин располагается на глубине 9–10 м, на нем регистрируются группы короткопериодных волн углублений амплитудой 5–9 м и периодом 8–16 мин. Они обладают признаками нелинейности, проявляющимися в вертикальной и горизонтальной асимметрии их формы и отношением амплитуд волн к глубине залегания пикноклина, большим 0.1. Ниже располагается однородный слой вод с температурой 8–9°C. Расчеты числа Ричардсона показали, что в этом слое прохождение внутренних волн вызывает интенсивное перемешивание за счет сдвиговой неустойчивости течений. Наблюдаемые волны находились в стадии обрушения. Граница критических значений числа Ричардсона совпадала с положением придонного термоклина (глубина 25–29 м), ниже которого наблюдалась область однородных холодных вод. В конце отлива (рис.11, 3) также отмечается прохождение группы интенсивных короткопериодных волн высотой около 10 м, которое завершается появлением области перемешивания. Это привело к тому, что теплые воды с поверхности в течение нескольких минут наблюдались на глубине 20 м, а линза придонных вод достигла глубины 10 м. Причем процесс перестройки поля температуры занял менее 20 мин. Принципиальным отличием от бора являлось то, что эта система волн двигалась в противоположном от берега направлении.

Интенсивность внутреннего волнения в данном районе в 3 раза выше, чем на полигоне № 2 (см.таблицу). За период приливного цикла наблюдалось не менее 12 внутренних волн, по амплитуде превышающих любую из зарегистрированных на полигоне № 2. Каждый приливной цикл наблюдалось две или три волны с высотой более 10 м, которые можно отнести, согласно [22], к интенсивным внутренним волнам (ИВВ).

В узкой части пролива Западная Соловецкая салма (полигон № 3) баротропная приливная волна имеет несимметричный вид. Рост уровня идет более интенсивно, чем его падение. Величина прилива составляет 0.8 м, максимальная скорость течения – 70 см/с.

Колебания температуры на всех горизонтах не превышают 1.5°C (рис.12). Прилив сопровождается понижением температуры у дна, отлив – повышением. Причем температура падает очень плавно. Существенно различается характер колебаний температуры у дна на северной и южной границах полигона. В северной мелководной части он носит характер бора, а в глубоководной южной части характер – близкий к синусоиде. На всех трех станциях в толще вод в период прилива наблюдаются короткопериодные волны, распространяющиеся из района пролива в северном направлении.



**Повторяемость высот короткопериодных внутренних волн, полученных по данным сканирования на основе определения изменения положения термоклина**

Интервал, м		Повторяемость ВВ					
		полигон № 1		полигон № 2		полигон № 3	
от	до	случаев	%	случаев	%	случаев	%
1	2	21	27.3	12	80.0	18	64.3
2	3	20	26.0	1	6.7	8	28.6
3	4	14	18.2	2	13.3	2	7.1
4	5	8	10.4				
5	6	3	3.9				
6	7	3	3.9				
7	8	3	3.9				
8	9	1	1.3				
9	10	1	1.3				
10	11	0	0.0				
11	12	0	0.0				
12	13	2	2.6				
13	14	1	1.3				

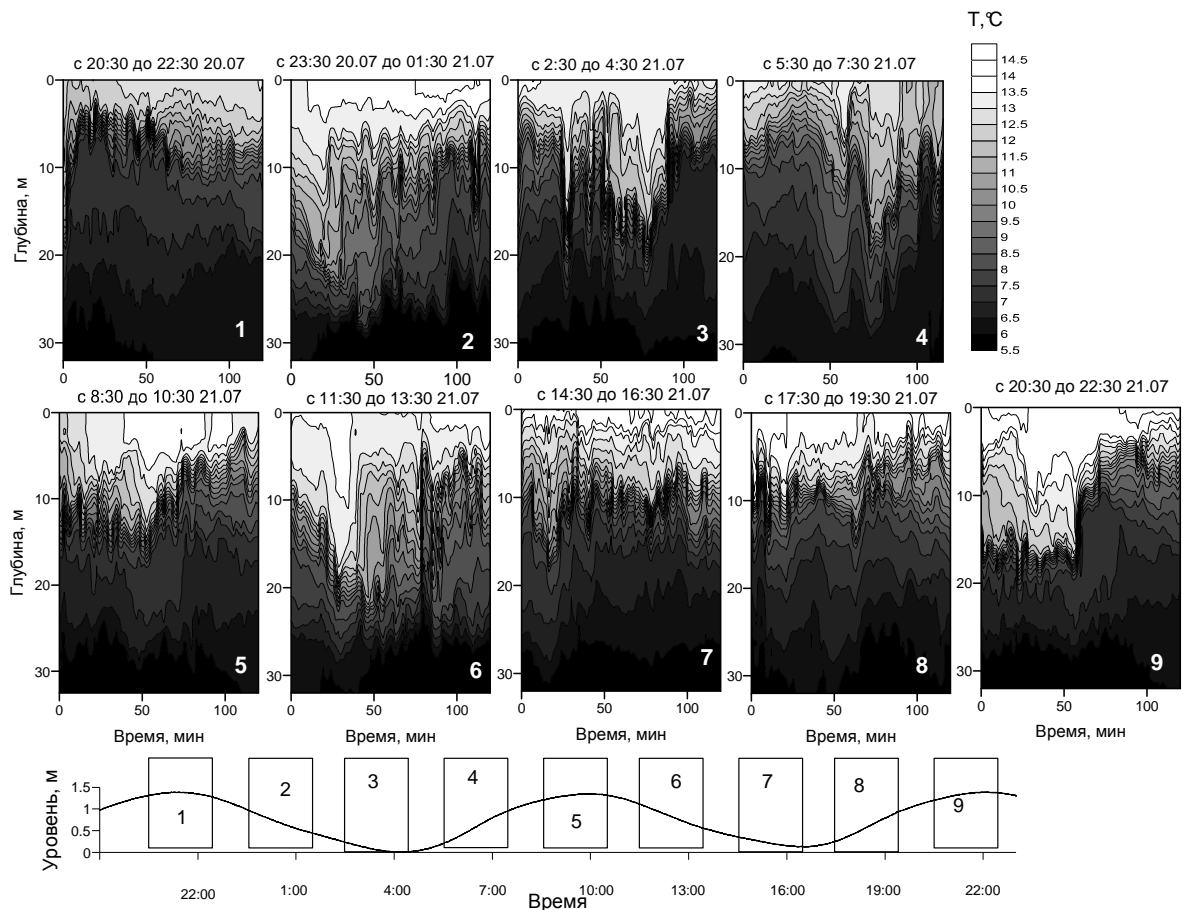


Рис.11. Временная изменчивость температуры по данным сканирования СТД-зондом на полигоне № 1 (мористая часть пролива Западная Соловецкая салма) с 20.30 20.07.2011 г. до 22.30 21.07.2011 г. и колебания уровня (прямоугольниками с номерами 1–9 на графике хода уровня показаны периоды сканирований).

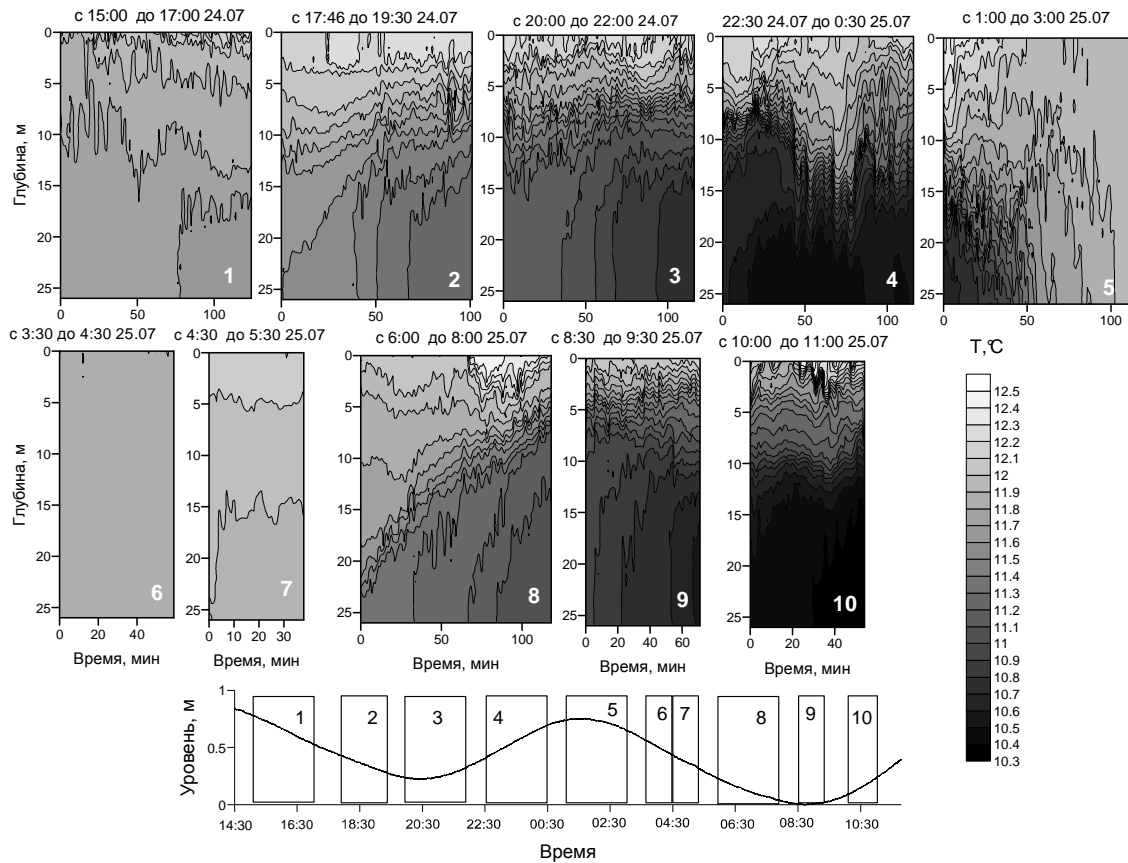


Рис.12. Временная изменчивость температуры по данным сканирования СТД-зондом на полигоне № 3 (узкая часть пролива Западная Соловецкая салма) с 15.00 24.07.2011 до 11.30 25.07.2011 и колебания уровня (прямоугольники с номерами см.на рис.11).

В период прилива наблюдается заток более холодных и соленых вод через порог пролива. Воды поступают в придонном десятиметровом слое (рис.12, 3; 12, 4; 12, 9; 12, 10). В результате возникает двухслойная структура вод, наблюдаются короткопериодные ВВ. Периоды этих волн меньше, чем на полигонах № 1, 2, составляют преимущественно 5–10 мин, имеют выраженную цуговую структуру. Эти колебания «сидят» на гребне приливного затока вод. Самые интенсивные из них наблюдаются в конце фазы прилива. В период отлива структура вод становится однородной от поверхности до дна. Изменчивость температуры в течение полутора часов не превышает  $0.1^{\circ}\text{C}$ . Подобная картина возникновения и исчезновения стратификации вод повторяется каждый приливный цикл, на фоне которой регистрируются 4–5 короткопериодных волн с высотой больше 2 м (см.таблицу).

Оценки вертикального турбулентного обмена выполнялись по формулам, приведенным в работе [23]. Расчет производился для мористых районов (полигоны № 1, 2) в слое 10–19 м с шагом по вертикали 0.5 м и двумя различными шагами по времени. В первом случае расчет был проведен с шагом 2 мин без осреднения исходной информации; во втором случае, чтобы полностью исключить проявления короткопериодных ИВВ, было выполнено двухчасовое осреднение исходных данных. Средний за приливный цикл коэффициент вертикального турбулентного обмена на полигоне № 1 без осреднения исходной информации составил  $0.021\text{--}0.026\text{ м}^2/\text{с}$ , а при двухчасовом осреднении –  $0.007\text{--}0.008\text{ м}^2/\text{с}$ . На полигоне № 2 без осреднения –  $0.008\text{--}0.019\text{ м}^2/\text{с}$ , с шагом усреднения два часа –  $0.006\text{--}0.015\text{ м}^2/\text{с}$ . Значения коэффициента вертикального турбулентного обмена, рассчитанные по данным на полигоне № 1, где наблюдались ИВВ, более

чем в 3 раза превышают таковые, полученные по осредненным значениям. Для полигона № 2, где внутренне волнение выражено слабее, значительных изменений не выявлено.

Обобщая результаты проведенных исследований, можно сделать следующие выводы.

Во всех исследуемых районах поле внутренних волн состоит из двух основных компонент: приливных волн полусуточного периода и короткопериодных волн.

В глубоководной части шельфа в районе бассейна Белого моря наиболее интенсивное внутреннее волнение имеет полусуточный период и отмечается в слое придонных вод.

В мелководной части шельфа бассейна Белого моря во время прилива наблюдается внутренняя приливная волна в виде бора,двигающаяся к берегу, а в период отлива – группы короткопериодных ИВВ,двигающихся в открытое море, последние вносят значительный вклад в вертикальный турбулентный обмен.

В узкой части пролива Западная Соловецкая салма в период отлива наблюдается полная однородность вод, а во время прилива – заток холодных вод в придонном слое, на гребне которого распространяются короткопериодные ВВ.

Рассмотренные в статье результаты фундаментальных и поисковых исследований свидетельствуют о необходимости и возможности создания в нашей стране системы оперативного прогноза и мониторинга гидрофизических полей, в государственно-важных акваториях Мирового океана, в первую очередь – в морях российской Арктики, в интересах решения широкого круга хозяйственных и оборонных задач, в том числе задач обеспечения скрытности подводных объектов. Уже в настоящее время разработаны физико-математические модели океана, позволяющие описывать осредненные характеристики гидрофизических полей и процессов на масштабах от единиц километров и выше. На основе таких моделей могут быть выделены области, в которых происходит трансформация крупномасштабных процессов и наблюдаются тонкоструктурные и интенсивные мелко- и мезомасштабные явления. Динамика морской среды в этих областях может быть описана на основании обобщения эмпирических данных, в том числе приведенных в настоящей статье, что в сочетании с привязкой таких данных к модельным расчетам в режиме реального времени может существенно уточнить процессы на мелкомасштабной части и соответственно улучшить анализ и прогноз ГФП интересующего района.

Принципиальным вопросом создания систем оперативной океанологии для заданных акваторий является обоснование организационно-технической структуры наблюдательной сети. В общем случае она должна включать данные дистанционных спутниковых наблюдений и контактных измерений параметров гидрофизических полей с корабельных носителей, дрейфующих или заякоренных буйковых систем, подводных аппаратов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Правительства РФ для государственной поддержки научных исследований, проводимых под руководством ведущих ученых в российских образовательных учреждениях высшего профессионального образования (договор № 11.G34.31.0078).*

## Литература

1. Зильберштейн О.И., Попов С.К., Чумаков М.М., Сафронов Г.Ф. Метод расчета характеристик уровня моря в Северном Каспии // Водные ресурсы. 2001. Т.28, № 6. С.692–700.
2. Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л. Метод краткосрочного гидродинамического прогноза штормовых нагонов в северной части Каспийского моря и результаты его испытаний // Гидрометцентр. Инф. сб. 2002. № 29. С.76–89.
3. Карлин Л.Н., Рябченко В.А., Ванкевич Р.Е., Еремина Т.Р., Исаев А.В., Неелов И.А. Испытание оперативной океанографической системы при прогнозе гидродинамических характеристик в Финском заливе Балтийского моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика, 2010. № 3 (9). С.39–48.
4. Волженский М.Н., Родионов А.А., Семенов Е.В., Филатов Н.Н., Зимин А.В., Булатов М.Б. Опыт верификации оперативной модели для мониторинга гидрофизических полей Белого моря в 2004–2008 гг. // Фундаментальная и прикладная гидрофизика, 2009. № 3 (5). С.33–41.

5. Семенов Е.В., Мортиков Е.В. Методы обработки глубоководных термохалинных измерений // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2011. Т.4, № 2. С.45–57.
6. Семенов Е.В., Мортиков Е.В. Задачи оперативного усвоения данных для окраинных морей // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2012. Т.48, № 1. С.1–13. DOI:10.1134/S0001433812010124.
7. Корчагин Н.Н., Монин А.С. Мезоокеанология. М., 2004. 176 с.
8. Рябченко В.А., Дворников А.Ю., Горчаков В.А., Либерман Ю.М. Разработка и испытание модельного комплекса для прогноза гидродинамических характеристик в ограниченных районах Баренцева моря // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*, 2009. № 1(3). С.16–28.
9. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1979. С.285.
10. Тихонов А.Н., Леонов А.С., Ягола А.Г. Нелинейные некорректные задачи. М.: Физматлит, 1995. С.311.
11. Le Dimet F., Talagrand O. Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: theoretical aspects. Tellus, 1986. 38A. P.97–110.
12. Семенов Е.В., Бирюк С.В. Применение метода множителей Лагранжа к задачам усвоения натуральных данных // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1991. Т.27, № 12. С.1316–1324.
13. Семенов Е.В., Ефимов С.С., Русецкий К.К. Четырехмерный анализ гидрологических наблюдений в эксперименте «Мегаполигон–87» / В кн. «Эксперимент «Мегаполигон». М.: Наука, 1992. С.358–367.
14. Orlanski I. A simple boundary conditions for unbounded hyperbolic flows // *J. Comput. Phys.* 1976. V.12, N 3. P.251–269.
15. Семенов Е.В., Лулева М.В. Численная модель приливной и термохалинной циркуляции вод Белого моря // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана*. 1995. Т.32, № 5. С.704–713.
16. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.2: Белое море. Вып.1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 240 с.
17. Филатов Н.Н., Тержевик А.Ю. Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 335 с.
18. Инжебейкин Ю.И. Колебания уровня Белого моря. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2003. 154 с.
19. Каган Б.А., Тимофеев А.А. Динамика и энергетика поверхностных и внутренних полусуточных приливов в Белом море // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана*. 2005. Т.41, № 4. С.844–850.
20. Семенов Е.В. Численное моделирование динамики Белого моря и проблема мониторинга // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2004. Т.40, № 1. С.128–141.
21. Зимин А.В. Внутренние волны на шельфе Белого моря по данным натуральных наблюдений // *Океанология*. 2012. Т.52, № 1. С.16–25.
22. Сабинин К.Д., Серебряный А.Н. «Горячие точки» в поле внутренних волн в океане // *Акустический журнал*. 2007. Т.53, № 3. С.410–436.
23. Green M., Simpson J., Legg S., Palmer M. Internal waves, baroclinic energy fluxes and mixing at the European shelf edge // *Continental Shelf Research*. 2008. V.28, N 7. P.937–950.

Статья поступила в редакцию 28.05.2012 г.

