

УДК 551.465

© Д. А. Романенков<sup>1</sup>, А. В. Зимин<sup>1,2</sup>, А. А. Родионов<sup>1</sup>, О. А. Атаджанова<sup>1,2</sup>, И. Е. Козлов<sup>2,3</sup><sup>1</sup>Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Россия<sup>2</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург, Россия<sup>3</sup>Клайпедский университет, Литва  
dmromanenkov@yandex.ru

## ИЗМЕНЧИВОСТЬ ФРОНТАЛЬНЫХ РАЗДЕЛОВ И ОСОБЕННОСТИ МЕЗОМАСШТАБНОЙ ДИНАМИКИ ВОД БЕЛОГО МОРЯ

На основе высокоразрешающих спутниковых и контактных наблюдений 2009—2014 гг. выполнены исследования внутрисезонной, синоптической и мезомасштабной динамики основных гидрологических фронтов в Белом море. Установлена связь фронтальной динамики с особенностями распределения субмезомасштабных структур (короткопериодных внутренних волн и малых вихрей). Для изучения пространственно-временной изменчивости поверхностных проявлений фронтальных разделов применялись ИК-изображения MODIS со спутников Terra и Aqua с разрешением по пространству около 1 км. Анализ данных о температуре поверхности моря и её градиентов за летний сезон 2010 г. позволил выявить отличительные особенности динамики стоковых и шельфово-приливных фронтов на синоптических временных масштабах, а также районы повышенной мезомасштабной активности фронтальных образований. Контактные измерения термохалинной структуры, выполненные в районах фронтов в разные годы (2009, 2012, 2014 гг.), показали относительную значимость вертикальных и горизонтальных вариаций термохалинной структуры под действием прилива и ветра. В результате обработки и анализа радиолокационных изображений поверхности экватории Белого моря в теплый период 2010 г. были обнаружены поверхностные проявления 117 вихрей размером от 1 до 12 км, а также поверхностные проявления 190 пакетов короткопериодных внутренних волн с шириной пакета от 0.1 до 12 км и линейным размером гребня лидирующей в пакете волны от 2 до 89 км. Районы, где эти структуры наблюдались, охватывают значительную площадь моря, но в более половины случаев они регистрировались во фронтальных зонах или вблизи них. Обсуждаются факторы, которые определяют особенности пространственного и сезонного распределения малых вихрей и короткопериодных внутренних волн в областях активной фронтальной динамики.

**Ключевые слова:** Белое море, спутниковые и контактные данные, мезомасштабная и синоптическая динамика, прилив, фронт, вихрь, внутренняя волна.

D. A. Romanenkov<sup>1</sup>, A. V. Zimin<sup>1,2</sup>, A. A. Rodionov<sup>1</sup>, O. A. Atazhanova<sup>1,2</sup>, I. E. Kozlov<sup>2,3</sup><sup>1</sup>Saint-Petersburg Department of the P. P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, St.-Petersburg, Russia<sup>2</sup>Russian State Hydrometeorological University, St.-Petersburg, Russia<sup>3</sup>Klaipėda University, Klaipėda, Lithuania

## VARIABILITY OF FRONTS AND FEATURES OF MESOSCALE WATER DYNAMICS IN THE WHITE SEA

This paper presents the study of intraseasonal, synoptic and mesoscale dynamics of major hydrological fronts in the White Sea based on the high-resolution satellite and shipboard observations performed during 2009—2014. The correlation between the frontal dynamics and the features of the submesoscale structures distribution (short-period internal waves and small eddies) is found. To study the spatiotemporal variability of surface manifestations of fronts, the MODIS images acquired from Terra and Aqua satellites with a spatial resolution of about 1 km were analyzed. Analysis of the sea surface temperature and its gradient data obtained during the 2010 summer season revealed the features of the dynamics of plume, tidal and shelf-break fronts on synoptic timescales, as well as detected the areas of mesoscale frontal activity. Contact measurements of the thermohaline structure taken in the frontal areas in 2009, 2012, 2014 showed the relative importance of vertical and horizontal variations of the thermohaline structure under the influence of tide and wind. Surface manifestations of submesoscale structures were found as a result of the White Sea (the 2010 warm period) satellite radar images processing and analyzing. Among them there were 117 eddies of 1 to 12 km in diameter, as well as 190 packages of short-period internal waves, with the package width of 0.1 to 12 km and leading wave's crest length 2 to 89 km.

Романенков Д. А., Зимин А. В., Родионов А. А., Атаджанова О. А., Козлов И. Е. Изменчивость фронтальных разделов и особенности мезомасштабной динамики вод Белого моря // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2016. Т. 9, № 1. С. 59—72.

Romanenkov D. A., Zimin A. V., Rodionov A. A., Atazhanova O. A., Kozlov I. E. Variability of fronts and features of mesoscale water dynamics in the White Sea. *Fundamentalnaya i prikladnaya gidrofizika*. 2016, 9, 1, 59—72.

The areas where the submesoscale structures were observed cover a large space of the sea, but more than half of structures were registered in/near the frontal zones. The factors that determine the features of spatial and seasonal distribution of small eddies and short-period internal waves in the areas of frontal activity are discussed.

**Key words:** The White Sea, satellite and contact data, synoptic and mesoscale dynamics, tide, front, eddy, internal wave.

Белое море — внутриконтинентальное полузамкнутое море, расположенное в субарктической климатической зоне. На гидрологический режим моря влияют синоптические условия, водообмен с Баренцевым морем, приливные явления, речной сток и рельеф дна [1]. Многофакторность формирования водных масс в Белом море определяет сложный характер пространственно-временной изменчивости полей температуры и солености, а отличительной особенностью структуры этих полей в летний сезон является существование нескольких зон с фронтальными разделами, которые по классификации, предложенной Федоровым [2], можно отнести к агеострофическому типу. В Белом море наблюдаются стоково-эстуарные, шельфовые (сезонные), приливные и локальные апвеллинговые фронты. Наибольший интерес представляют основные фронтальные зоны Белого моря, которые мы будем различать по их устойчивой географической локализации, а именно: Горловская, Соловецкая, Двинская и Онежская (рис. 1, *а*, см. вклейку). Каждая из вышеназванных фронтальных зон обладает своими структурными особенностями, которые формируются летом под влиянием сезонного прогрева, речного стока, приливной и ветровой динамики.

В настоящее время сложились общие представления о фронтальной системе Белого моря, основанные на многолетних (нерегулярных) судовых наблюдениях, спутниковых данных и результатах численного моделирования. Соленосные фронтальные зоны возникают в местах впадения рек или в их эстуариях и хорошо проявляются в Онежском и Двинском заливах. Сток пресной воды приводит к образованию термохалинных фронтов с градиентами солености до 0.2—0.4 ‰/км, которые в отдельные годы могут достигать несколько промилле на километр. Кроме градиента солености в них наблюдаются и температурные градиенты, которые в среднем составляют 0.08—0.17 °С/км [1].

Температурные градиенты в стоковых фронтах поддерживаются как выносом более теплой речной воды, так и неравномерным прогревом тонкого опресненного слоя. Схематично стоковый фронтальный раздел в вертикальном разрезе представляет собой наклонную поверхность, которая при пересечении с поверхностью моря образует фронт, разделяющий области стратифицированных вод различного генезиса (рис. 1, *б*, верхний фрагмент). Шельфовый фронт разделяет воды квазиоднородного и стратифицированного типов и имеет иную геометрию фронтальной поверхности (рис. 1, *б*, нижний фрагмент). Шельфовые фронты наиболее четко выражены в теплый сезон, когда с началом летнего прогрева однородные воды приобретают резкую температурную стратификацию, которая затем модифицируется, например, приливными течениями. Приливное перемешивание на мелководье охватывает всю толщу вод, поэтому эти фронты приурочены к свалам глубин. Фронты этой физической природы описаны на шельфе некоторых морей [2, 4, 5].

Основной шельфово-приливной фронт Белого моря проходит вдоль юго-западной границы Горла и разделяет воды квазиоднородного и стратифицированного типов в Горле и в Бассейне соответственно. Он хорошо прослеживается в безледный период года и может испытывать значительные сезонные трансформации в связи с изменением характеристик разделяемых им вод [6]. В конце июля — начале августа фронтальный раздел выражен наиболее четко и проходит по изобате 40—50 м, а ширина фронта не превышает 8—10 км с горизонтальными градиентами температуры порядка 1 °С/км. Соленость в перемешанных водах Горла летом обычно на 1.5—2.0 ‰ выше, чем в Бассейне. Другая приливная фронтальная зона располагается около Соловецких островов в районе с относительно небольшими глубинами и значительными скоростями приливных течений [1, 7, 8]. Её фронт ограничивает слабо стратифицированные (перемешанные) холодные воды, окружающие архипелаг, от стратифицированных с прогретым верхним слоем вод Бассейна (с севера) и Онежского залива (с юга). Помимо приливного перемешивания на свойства фронтальной зоны значительно влияет неравномерность (конвергенция) приливного потока в проливах, приводящая к подъему на поверхность холодных глубинных вод [9, 10]. Вследствие этих причин горизонтальные градиенты температуры здесь меньше по значениям и более изменчивы, чем в Горле [6].

Внутрисезонная динамика Горлового и Соловецкого приливных фронтов исследовалась путем численного моделирования [10]. Показано, что они начинают формироваться сразу после разрушения ледового покрова, а наиболее четко выражены в конце июля и в начале августа. Оба фронтальных раздела в течение теплого сезона изменяют свое положение, в целом смещаясь к осени в сторону Бассейна [10].

Эффективным средством изучения пространственно-временной изменчивости фронтальных зон Белого моря явилось использование спутниковых наблюдений [3, 6, 8, 9, 11, 12]. Основным «трассером» фронтальных разделов служили градиенты температуры поверхности моря (ТПМ), кроме того, привлекались данные альтиметрии и цветности моря. Анализ ограниченного набора спутниковых изображений в видимом и инфракрасном участках спектра позволил наблюдать фронтальную динамику летом. В частности, анализ ТПМ показал, что после схода ледяного покрова в мае выделяется фронт на границе Горла и Бассейна, а вокруг Соловецких островов — зона холодных вод. Весной также проявляются стоковые фронты, ограничивающие районы с повышенной температурой воды в местах впадения рек Северная Двина и Онега. Эти фронты со временем продвигаются к морской границе заливов, достигая максимума развития в конце июня – начале июля. В этот период Двинская и Горловская фронтальные зоны могут сомкнуться, а сток Северной Двины формирует интенсивное стоковое течение, которое выносит речные воды в Горло вдоль Зимнего берега, образуя вдоль южного берега Горла область пониженной солености. В сентябре-октябре происходит выравнивание температуры поверхности моря в заливах и Бассейне, однако фронтальные зоны в районе Соловецких островов и Горла заметны и в осенний период.

Все фронтальные зоны Белого моря в теплый период года четко прослеживаются по данным о ТПМ со спутников серии NOAA и MODIS. Следует учитывать при этом, что из-за высокой повторяемости облачности над расположенным в высоких широтах Белым морем обеспеченность качественными снимками в оптическом диапазоне спектра волн неоднородна во времени. По этой причине оценки изменчивости поверхностных проявлений фронтальных разделов по осредненным данным, даже с использованием алгоритмов восстановления, позволяют получить лишь приблизительную географическую привязку положения фронтов [13] или их сезонный ход, осредненный по данным за несколько лет [11]. С другой стороны, анализ отдельных спутниковых карт ТПМ показал, что фронты обладают значительной и специфической мезомасштабной динамикой [8, 12].

На основе результатов спутниковых наблюдений, охватывающих акваторию всего моря и поступающих на регулярной основе [3, 12, 14], выявлена значительная для всего моря мезомасштабная изменчивость ТПМ и идентифицируемых по ней фронтальных разделов. Проиллюстрировать это может карта ТПМ за 4 августа 2010 г. (рис. 2, см. вклейку), на которой видно, что зоны максимальных градиентов ТПМ, ассоциируемые с положением фронтальных разделов на поверхности, хорошо видны во всех географических районах их локализации, но их положение существенно отличается от схематичного представления, приведённого на рис. 1, а. Все обозначенные на рис. 2 фронты извилисты (меандрируют). Горловский фронт вблизи Терского берега заходит далеко за мыс Никодимский, а около Зимнего берега вообще не прослеживается. Двинский фронтальный раздел, прижатый к Зимнему берегу, проникает в Горло севернее мыса Зимнегорский, и таким образом фронтальные разделы «накладываются» друг на друга. В Двинском заливе фронт ориентирован не строго поперек залива, как это представлено на рис. 1, а. Онежский фронт вытянут вдоль Лямецкого берега, а Соловецкие фронты сдвинуты в Онежский залив и также весьма извилисты. Использование же наборов данных по ТПМ позволяет наглядно оценить динамику фронтов. Однако, несмотря на констатацию значительной изменчивости положения фронтальных разделов в Белом море, системное описание этой изменчивости для разных масштабов в течение всего теплого периода года отсутствует.

Мезомасштабные особенности динамики вод вблизи фронтов наблюдались в ходе экспедиционных исследований. По данным гидрологических съемок в Двинском и Онежском заливах [15, 16] распределение по пространству гидрологических элементов указывает на возможность меандрирования фронтальных разделов с отрывом от них вихревых образований размером до десятков километров. Обнаруженные по разные стороны Горловского фронта интрузии холодных и линзы теплых вод в поверхностном слое свидетельствовали об интенсивном водообмене в юго-западном районе Горла [17].

Высокая мезомасштабная изменчивость температуры и солености воды Белого моря связана, в частности, с влиянием приливного фактора. В Белом море доминируют полусуточные приливы. В значительной части моря приливно-отливные течения превышают непериодические составляющие, и

только в Бассейне, Кандалакшском и Двинском заливах отмечается обратная картина [1]. Скорости этих течений в Горле и в проливах Соловецких островов достигают 180 см/с, в Онежском заливе — 80 см/с, в Бассейне, Двинском и Кандалакшском заливах — до 30 см/с. В районах, где хорошо выражена стратификация, под влиянием приливно-отливных течений должны возникать внутренние волны (ВВ) полусуточного периода, что было показано по результатам численного моделирования [10, 18]. В районах генерации внутренние приливные волны могут иметь амплитуды до 10 м, однако, как показывают расчёты, при распространении они быстро затухают вблизи очагов генерации [18]. Надежных наблюдений о характеристиках внутренних приливных волн в Белом море практически нет, что не позволяет подтвердить или опровергнуть результаты моделирования. Известно также, что установившиеся фронты совершают периодические перемещения на 6—8 км вдоль векторов приливных течений с полусуточным периодом [6].

Экспедиционные наблюдения последних лет в Белом море [12, 19—22] обнаружили, что вблизи фронтальных зон регулярно отмечаются интенсивные ВВ, обладающие значительной нелинейностью и привязанные к определенным фазам баротропного прилива. Их высота может достигать десятка метров и выше, а периоды лежат в диапазоне 7—18 мин. Показано, что в некоторых случаях причиной их появления служит динамика фронтальных разделов [23, 24]. На основании анализа спутниковых (радиолокационных) наблюдений было выявлено широкое распространение короткопериодных ВВ и субмезомасштабных (диаметром меньше внутреннего радиуса Россби) вихрей на акватории Белого моря [12, 22, 25]. Исследования показали, что короткопериодные ВВ, малые вихри и локальная динамика фронтальных разделов формируют неоднородности гидрофизических полей и аномалии вертикального перемешивания вод масштабах 0.1—10 км и временном интервале от десятка минут до приливного периода [12, 20, 26].

В настоящее время имеются лишь общие представления о динамике фронтов и изменчивости фронтальных разделов в Белом море. Полностью отсутствуют оценки связи фронтальной динамики и особенностей формирования субмезомасштабных вихрей и короткопериодных ВВ, которые могут существенным образом влиять на процессы вертикального и горизонтального обмена на акватории моря. Цель настоящего исследования — описать изменчивость фронтальных разделов в Белом море на различных временных масштабах и сопоставить ее особенности с проявлениями субмезомасштабных вихревых структур и короткопериодных ВВ на основе анализа спутниковых данных и контактных наблюдений.

### **Исходные данные и методы анализа**

*Фронтальные разделы.* Для изучения пространственно-временной изменчивости проявлений фронтальных разделов на внутрисезонном и синоптическом интервалах изменчивости применялись ИК-изображения MODIS со спутников Terra и Aqua с разрешением по пространству около 1 км. Все данные были получены из интернет-портала OceanColour Web (NASA), а затем они корректировались с учетом распределения облачного и ледового покровов. Обработывались данные за дневное время суток с 1 мая по 30 сентября 2010 г. Всего было обработано 205 снимков, однако из-за большого числа дней с облачностью средняя открытость снимка составила около 28 % от акватории моря. Покрываемость данными большей части моря за 5 месяцев составляло от 50 до 90 измерений на квадратный километр. Поэтому отследить изменчивость характеристик ТПМ в течение 5 месяцев на всей акватории моря удавалось, только выполняя осреднение получаемой информации. Осреднение ТПМ выполнялось по декадам, месяцам и в целом за рассматриваемый сезон.

Для анализа изменчивости пространственного положения фронтов использовался совместный анализ декадных ТПМ и ее градиентов. По картам градиентов ТПМ выделялись области с их максимумами, которые идентифицировались как фронтальные зоны. Внутри каждой фронтальной зоны выбирались характерные изотермы, соответствующие положению самого интенсивного фронтального раздела, выделенного по карте градиентов. Используя положения характерных изотерм, определялась линия фронта для каждой из 14 декад, причем для отдельных декад положение некоторых фронтов не было определено из-за влияния облачности. Положение фронтов определялось также в среднем по месяцам и за теплый сезон. Дополнительно оценивалось значение кросс-фронтального градиента ТПМ вдоль каждой выделенной фронтальной линии.



Для получения информации о фронтальных разделах и их динамике в толще вод использовались контактные наблюдения, полученные в ходе летних экспедиционных работ СПбФ ИО РАН. Они включали в себя повторяющиеся в разные фазы приливного цикла STD-измерения на разрезах (положение разрезов показано на рис. 3, см. вклейку) вдоль южной границы Горла (2009, 2012, 2014 гг.) и на границе Бассейна и Двинского залива (2014 г.). По ним оценивались вертикальная термохалиная структура вод и их мезомасштабная изменчивость.

*Субмезомасштабные структуры.* В работах [22, 25] были проанализированы архивы данных радиолокационных (РЛ) изображений за 2009—2012 гг. Методические вопросы обнаружения проявлений короткопериодных ВВ и вихревых структур на поверхности моря и идентификации их характеристик описаны в работах [22—25]. Определялись следующие характеристики ВВ: длина волнового пакета, количество волн в пакете, максимальная и минимальная длины волн в пакете, длина и координаты линии гребня лидирующей волны. Для вихревых структур определялись координаты центров, диаметр и тип вращения. Отнесение вихря к типу субмезомасштабных выполнялось путем сравнения диаметра вихря с оценками внутреннего радиуса Россби для Белого моря из [25]. Если диаметр составлял от единиц до десятка километров, то вихрь относился к субмезомасштабному типу.

В рамках настоящего исследования рассмотрены спутниковые данные, относящиеся к 2010 году и полученные из баз Европейского Космического Агентства и Французского института освоения и изучения океана (IFREMER). Для изучения пространственно-временной изменчивости характеристик ВВ и малых вихрей для всей акватории моря было проанализировано 111 РЛ изображений с мая по сентябрь 2010 г. Были использованы данные с ENVISAT ASAR в С-диапазоне и режимах съемки WSM (ширина полосы обзора 400 км, с пространственным разрешением 150×150 м) и IMP (100 км и 30×30 м соответственно) при различной поляризации радиолокационного сигнала. Акватория моря имела равномерное покрытие РЛ изображениями, так что в среднем оно составило 55—60 снимков на квадрат 5.5×5.5 км.

Путем комбинирования полученной информации строились композитные карты, сочетающие идентифицированные положения фронтальных разделов, вихревых образований и внутренних волн.

**Изменчивость положения основных фронтов по спутниковым данным.** На основании всех полученных (спутниковых) данных были составлены карты средних (путем осреднения декадных карт) значения ТПМ и ее градиентов за теплый период 2010 года (рис. 3). Значения ТПМ (рис. 3, *а*) ясно показывают устойчиво существующие области прогретых вод в Двинском и в Онежском заливах и относительно холодных вод в Горле и вокруг Соловецкого архипелага. На карте градиентов ТПМ (рис. 3, *б*) хорошо выделяются области их повышенных значений: юго-западный район Горла, прибрежная зона Двинского залива и Горла, Онежский залив, а также район вокруг Соловецких островов. Они соответствуют основным фронтальным зонам моря. В Бассейне и в Кандалакшском заливе ярко выраженных градиентных областей ТПМ нет. На рис. 3, *а* показано среднее за сезон положение основных фронтов. Можно отметить, что во многих случаях внутри каждой фронтальной зоны отмечалось от 2 до 6 локальных фронтальных разделов шириной 4—6 км и с повышенными градиентами от 0.12 до 0.59 °С/км. Эта особенность наиболее характерна для фронтальных зон в Горле и Онежском заливе и видна не только на декадных картах градиентов ТПМ, но и на карте средних за сезон значений градиентов (рис. 3, *б*). Тем не менее, согласно принятой в предыдущем разделе методике выделения фронтальной линии, в таких случаях всегда определялась единая линия, характеризующая генеральное положение фронтального раздела на поверхности, игнорируя его «многофронтальность».

Фоновый градиент ТПМ составил менее 0.1 °С/км. Наибольшие значения градиента (до 0.59 °С/км) регистрировались в Горле и в Онежском заливе. В заливе максимальные градиенты наблюдались во вторую декаду июля, а на Горловском фронте — во вторую декаду августа. Наименее интенсивно в поле градиентов ТПМ было отображено положение зоны стокового фронта в Двинском заливе (с максимальными градиентами 0.11 °С/км в первой декаде июля). Фронтальная зона вокруг Соловецких островов образуется двумя фронтальными разделами: северным и южным. Наибольшие градиенты на фронтах отмечались в первой декаде августа (до 0.32 °С/км), при этом северный фронтальный раздел характеризовался более высокими градиентами ТПМ.

Результаты выделения подекадного положения линий фронтального раздела внутри каждой фронтальной зоны и их усредненные за месяц положения приведены на рис. 4 (см. вклейку). Их анализ показывает, что интенсивная динамика фронтов происходит внутри месячных интервалов (рис. 4, *а*),

в то время как среднемесячные положения фронтальных линий (рис. 4, б) близки к их средним за лето (см. рис. 3, а для сравнения) за исключением зоны Онежского стокового фронта. Из сравнения месячных (рис. 4, б) и декадных (рис. 4, а) карт фронтальных линий следует, что при изучении сезонной изменчивости положения фронтов следует ориентироваться на декадные данные, которые характеризуют синоптическую изменчивость, а не на среднемесячные оценки этой изменчивости.

Основные факторы синоптической изменчивости положения и характеристик поверхностных фронтальных разделов — это атмосферное воздействие и сизигийно-квадратурный цикл (полумесячное неравенство) приливной динамики на фоне сезонного хода речного стока и инсоляции. Причём неравномерность стока влияет не только на расположение и интенсивность соответствующих стоковых фронтов, но и на параметры приливных фронтов. Например, когда Двинское стоковое течение достигает Горла (см. рис. 2), характеристики и позиция Горловского фронта трансформируются. Как будет показано в следующем разделе, это взаимодействие двух фронтальных разделов существенно зависит от ветровых условий и фазы прилива.

В окраинных морях характеристики шельфово-приливного фронта, очевидно, зависят от силы приливного потока; соответственно позиция такого фронта испытывает смещения внутри сизигийно-квадратурного цикла [27]. В Белом море скорости приливных течений в сизигию в 2—3 раза превышают скорости течения в квадратуру [1]. Следовательно, полумесячное неравенство прилива может существенно влиять на изменчивость фронтальных разделов Белого моря, однако этот эффект еще не изучен ввиду недостатка натуральных данных. На основе доступных спутниковых карт разделить влияние двух факторов — ветра и прилива — на внутримесячную динамику фронтальных линий пока не представляется возможным.

Некоторые особенности синоптической изменчивости динамики фронтов по спутниковым данным приведены на рис. 5 (см. вклейку). Фронты начинают формироваться в начале мая, причем стоковые раньше шельфовых. Наиболее четко они выражены в середине лета (на картах ТПМ отмечаются максимальные градиенты температуры), а в сентябре фронтальные разделы размываются. Двинский и Онежский фронты испытывают наибольшую поступательную подвижность в конце весны и в начале лета, что, очевидно, связано с пиковыми значениями речного стока (рис. 5, а). Наиболее интенсивная пространственная динамика характерна для Двинского стокового фронта в части залива, прилегающей к Летнему берегу. В течение мая его граница сдвигается к западу более чем на 70 км. Стоковый фронт Онежского залива интенсивно меняет свое направление относительно оси залива. Его позиция может за декаду измениться более чем на 25 км и, соответственно, сильно отклоняться от среднего положения.

Шельфово-приливные фронты, хотя и проявляют динамическую активность в начале теплого сезона, однако они еще не сформированы окончательно в этот период. В конце июля и в августе все фронты испытывают локальную изменчивость относительно своего климатического положения (рис. 5, б). Декадная динамика фронта сильно зависит от воздействия ветра, что можно показать на примере поведения Горловского фронта. Из рис. 5, б видно, что в первую декаду августа этот фронт располагается поперек пролива, во вторую декаду августа 2010 г. при устойчивых южных ветрах (по данным метеостанции «Зимнегорский маяк») в середине фронта возникает язык размером 50 км, который, очевидно, привносит в центральную часть Горла поверхностные прогретые воды Бассейна. При изменении ветровой ситуации к концу августа релаксация аномального процесса приводит к обратной ситуации, и перемешанные относительно холодные воды Горла проникают в Бассейн. Значимые деформации синоптического происхождения свойственны также Двинскому фронту.

Декадное положение фронтов показывает также их меандрирующий характер в течение всего летнего сезона. Эта особенность в совокупности со значительной изменчивостью позиции фронтальных разделов может являться источником развития мезомасштабных структур и волновых процессов, наблюдаемых в полевых условиях.

### **Динамика фронтов по данным контактных измерений**

**Фронты в Горле (сопоставление разных лет).** Приливные течения в юго-западной части Горла могут достигать 100—120 м/с [3]. Это приводит к значительным горизонтальным смещениям масс воды [1], что должно вызывать изменение интенсивности фронтальной зоны. Приливная изменчивость термохалинной структуры наблюдалась при проведении детальных гидрологических разрезов, повторяющихся в разные годы вдоль юго-западной части Горла на его границе с Бассейном (положение

разреза см. на рис. 3). СТД-измерения выполнялись на сетке гидрологических станций в периоды отливного (направленного в Горло) и приливного течений, а их результаты приведены на рис. 6 (см. вклейку).

Наблюдения показали динамику не только Горловского (приливного) фронта, но и части Двинского (стокового) фронта у Зимнего берега. Положение Горловского фронтального раздела между квазиоднородными водами Горла (в левой части разрезов) и стратифицированными водами Бассейна показано белой сплошной линией на всех представленных разрезах (рис. 6). Хотя эти разрезы пересекают фронтальную линию под острым углом, что не позволяет проследить продольные к оси пролива смещения Горловского фронтального раздела, фронт изменяет свое положение и интенсивность в разные годы (при разных метеоусловиях) и фазы прилива. Как правило, в восточной части разреза (у мыса Вепревский) прослеживается поверхностная прослойка прогретых и менее соленых вод, ее граница показана белой пунктирной линией (рис. 6). Она является проявлением прибрежного течения, прослеживаемого в первую очередь по солености (18—25 ‰), границы которого соответствует Двинскому фронту. Расположение стоковых Двинских вод на разрезах существенно менялось в различных наблюдениях и приводило к значительной перестройке позиций обоих фронтов.

В 2014 г. разрез выполнялся в первой половине июля в условиях слабых и умеренных ветров переменных направлений (рис. 6, а, б). Горловский фронтальный раздел прослеживался в центральной части разреза, его положение было близко к вертикальному. В отлив он немного смещался к Терскому берегу, при этом в восточную часть разреза (у мыса Вепревский) поступали поверхностные воды Двинского залива. Под влиянием фронтальной динамики термоклин, залегавший на глубине 10—15 м, незначительно трансформировался, однако максимальный градиент ТПМ возрастал вследствие сближения обоих фронтов, и если в отлив он составлял около 0.2 °С/км, то в прилив он становился в два раза больше.

В 2012 г. в конце июля работы проводились также в условиях маловетренной погоды. В плоскости разреза отчетливо наблюдаются два фронтальных раздела (рис. 6, в, г). Горловский фронт имел выраженный наклон в плоскости разреза с максимальным градиентом ТПМ до 0.5 °С/км. Фронтальный раздел, связанный с Двинским фронтом, прилегал к Зимнему берегу и наблюдался в поверхностном слое 5—7 м преимущественно в отлив, когда в придонном слое восточной части разреза появлялись промежуточные воды Бассейна. Это привело к существенной интенсификации Горловского фронта на поверхности. Влияние приливо-отливных течений проявлялось также в смещении положения обоих фронтальных разделов и в изменении вертикальной структуры вод. Термоклин в центральной части разреза, залегавший на глубине 18—20 м в прилив, в отлив интенсифицируется в полтора раза до значений градиента 1 °С/м и прижимается к поверхности. Над топографической банкой наблюдается куполообразный подъем изотерм, характерный для вихревого движения.

В 2009 г. измерения выполнялись во второй половине июня (рис. 6, д, е) при прохождении над районом работ атмосферного фронта со свежими и сильными ветрами (8—12 м/с) северо-восточного направления. Вследствие этих условий распределение вод на разрезе имело нетипичный характер. Под влиянием ветра стоковое течение «отрывалось» от Зимнего берега, приводя к сгону вод Двинского залива в центральную часть пролива. Непосредственно вблизи Зимнего берега независимо от фазы прилива наблюдался апвеллинг придонных вод, вызванный ветровым сгоном. В результате в центральной части разреза в поверхностном слое до 7—10 м наблюдалась область теплых опресненных (до 18 ‰) вод, ограниченная Двинским и апвеллинговым фронтами с градиентами температуры на поверхности 0.15—0.4 °С/км. Как видно из сопоставления рис. 6, д и е, Горловский фронт в поверхностном слое между фазой прилива и фазой отлива сместился на 15 км в сторону топографической банки, над вершиной которой под действием усиленного отливом стокового течения увеличился объем прогретых вод Двинского залива. Это привело к обострению вертикальных (до 1.2 °С/м) и горизонтальных (до 0.5 °С/км на поверхности моря) градиентов температуры. На рис. 6, д можно видеть два локальных максимума ТПМ, что может быть объяснено проявлением в области разреза основной и возвратной ветвей меандрирующего стокового течения или начальной стадии образования вихревой структуры. Подобного рода вихреобразные меандры приливного происхождения на фронте стоковой линзы отмечались в Адриатическом море [28].

**Фронты в Двинском заливе (пример 2014 г).** Значительная мезомасштабная динамика положения стокового фронтального раздела наблюдалась по данным разреза, выполненного летом 2014 г. на границе

Бассейна и Двинского залива у мыса Зимнегорский (расположение разреза см. на рис. 3). Разрез был ориентирован из глубоководной части Бассейна к берегу (рис. 7, см. вклейку) и выполнялся дважды на фоне умеренного ветра западного направления. Из-за взаимодействия прилива и ветра юго-восточные течения в прилив достигали 85 см/с, а после смены направления в отлив их скорость не превышала 70 см/с.

Характерная особенность гидрологии в районе разреза — зависимость вертикальной структуры вод от глубины места и времени измерений (рис. 7). При измерениях, выполненных в прилив (рис. 7, а), в глубоководной части разреза прослеживалась квазидвухслойная структура вод, типичная для поверхностных и промежуточных слоев Бассейна, а ближе к берегу над глубинами 30—40 м наблюдалась зона прибрежного фронта приливного перемешивания. Двинский фронт в области разреза не прослеживался. При повторном выполнении разреза через 32 ч (в отлив) были отмечены значительные изменения в вертикальной структуре вод, прежде всего в верхних слоях (рис. 7, б). Между 14 и 28 км разреза обнаружилось существенно распресненные (до 22 ‰) и теплые поверхностные воды. Двинского залива в виде ограниченной в пространстве прослойки толщиной 10—15 м. Граница этой прослойки образовывала фронтальный раздел, за счет которого на поверхности маскировалось положение прибрежного фронта приливного перемешивания. Под влиянием взаимодействия ветра, приливно-отливных течений и динамики поверхностных Двинских вод произошло резкое обострение интенсивности термоклина (вертикальный градиент температуры в нем увеличился от 0.2 до 1.3 °С/м). Примечательно, что с помощью непрерывных СТД-зондирований на суточной станции, расположенной на 20-м километре разреза, в предшествующую фазу отлива были зарегистрированы пакеты короткопериодных ВВ со средними периодом и высотой волн, равными 1.8 м и 16 мин соответственно, и максимальной высотой волн до 7 м. Во время приливных течений короткопериодные ВВ не наблюдались [29].

#### **(Суб)мезомасштабные структуры и процессы во фронтальных зонах**

**Вихри.** По результатам анализа радиолокационных изображений акватории Белого моря в теплый период 2009—2012 гг. были зарегистрированы поверхностные проявления 162 вихрей, из которых 117 относились к 2010 г. (рис. 8, см. вклейку). Вихри размером от 1 до 12 км характеризовались преимущественно циклоническим типом вращения [12, 25]. Субмезомасштабные вихревые образования встречались повсеместно, однако наиболее часто они отмечались в Бассейне (в его периферийных районах), в Двинском заливе и на границе Горла и Бассейна, что может быть связано с динамическими фронтальными структурами. В качестве обобщенной характеристики фронтальной динамики за теплый сезон 2010 г., рассмотренной в разделе «Изменчивость положения основных фронтов по спутниковым данным», построим область, относящуюся к каждой из четырех фронтальных зон моря и оконтуренную так, что все идентифицированные на снимках фронты данной зоны (рис. 4, а) принадлежат этой области. Эти четыре области, характеризующие пространственную изменчивость Горловского, Двинского, Соловецкого и Онежского фронтальных разделов, а также все поверхностные отпечатки вихрей, относящиеся к данным 2010 г., показаны на рис. 8, а.

При рассмотрении рис. 8 обнаруживается ряд сопрягающихся особенностей фронтальной и вихревой активности. Во-первых, значительное число вихрей (62 %) отмечается во фронтальных областях Двинского и Онежских заливов, вокруг Соловецких островов и вблизи Горловской фронтальной области. Во-вторых, почти половина этих вихрей наблюдается в Двинском заливе, в котором стоковый фронт, как следует из результатов раздела «Изменчивость положения основных фронтов по спутниковым данным», проявлял самую большую (по сравнению с остальными фронтами моря) пространственную и временную изменчивость. В-третьих, вихри, относящиеся к Горловской и Соловецкой фронтам, концентрируются на периферии или вблизи своих зон, а вихри в Двинском заливе располагаются в основном внутри зоны стокового фронта. Наконец, в Онежском заливе и вокруг Соловецкого архипелага в 2010 г. было обнаружено относительно немного вихрей, что может объясняться, в частности, особенностью их проявления на РЛ изображениях, зависящей от благоприятности метеорологических условий. Отметим, что по всем данным за 2009—2012 гг. малые вихри часто проявляются вокруг Соловецких островов (рис. 8, б). Остальные (нефронтальные) вихревые образования приходятся на Кандалакшский залив и Бассейн моря (рис. 8). В Бассейне вихри приурочены к свалам глубин, и с учетом существующего в Бассейне циклонического круговорота течений они, по-видимому, имеют топографическое происхождение.



Отмеченный выше факт частого проявления малых вихрей во фронтальных зонах, а в нашем случае в области сезонной изменчивости поверхностных фронтов, позволяет предположить их связь с фронтальной активностью. Чтобы подкрепить это соображение, необходимо рассмотреть возможные механизмы вихреобразования. В работах [30—36] указывается, что причинами генерации мезомасштабных вихрей могут быть: 1) бароклинно-баротропная неустойчивость фронтальных течений; 2) топографические эффекты при обтекании подводных гор (антициклоны) и впадин (циклоны); 3) обтекание островов, полуостровов, мысов и пр.; 4) пространственно-неоднородное ветровое воздействие (ветровой импульс); 5) сдвиговая неустойчивость вдольбереговых течений; 6) неравномерность характеристик поверхностного опресненного слоя при его формировании речным стоком; 7) взаимодействие более крупных вихрей (фронтальных меандров) и их диссипация; 8) интенсивный водообмен через проливы (интрузии и внутритермоклинные линзы); 9) приливная динамика.

Образование субмезомасштабных вихрей с непродолжительным временем жизни не всегда можно отождествить с каким-либо механизмом по доступной спутниковой информации, тем более что эти механизмы могут работать в сочетании, а количество прямых наблюдений при этом ограничено. Исторические наблюдения, выполненные в беломорских экспедициях, обнаруживали в Двинском заливе вихревые структуры более крупного масштаба (20—30 км), а их образование, предположительно, было связано со сдвигом скоростей на периферии стокового фронта реки Северная Двина [15, 37]. Нестационарные субмезомасштабные вихри (размером 2—4 км) в поверхностном слое Белого моря регистрировались также в ходе летних экспедиционных работ СПбФ ИО РАН [12, 25, 29]. Циклонические вихри наблюдались над мелководными банками в проливах Соловецкого архипелага регулярно в фазу прилива с сильными течениями, а также в Двинском заливе вблизи стокового фронта с относительно слабыми приливными течениями (до 40 см/с). При этом вихрь в Двинском заливе смещался в направлении преобладающего ветра, а его движение существенно трансформировало стратификацию в районе измерений в течение нескольких часов [29]. Можно упомянуть, что (суб)мезомасштабные вихри, генерированные бароклинной неустойчивостью солёностных фронтов или ветровым воздействием, детектировались в прибрежных водах некоторых морей [38—40].

Следует подчеркнуть роль прилива, являющегося существенным фактором мезомасштабной изменчивости в Белом море, в процессе вихреобразования. По мнению авторов работы [8], нестационарные динамические структуры Белого моря, такие как вихревые и грибовидные образования с линейными размерами 30—60 км, зафиксированные по данным спутниковых ИК снимков в открытом море и в районах ярко выраженных фронтов, связаны с приливо-отливными процессами. Этот вывод основан на сопоставлении неоднородностей в поле ТПМ в разные фазы приливного цикла, а также из факта совпадения зон максимальных течений приливной гармоникой  $M_2$  с зонами наибольших флуктуаций ТПМ в Двинском и Онежском заливах, в районе Соловецких островов и в Горле. Схожие выводы следовали из результатов численного моделирования в Белом море [7, 10]. В контексте данного обсуждения следует упомянуть результаты численного моделирования динамики шельфового приливного фронта в Северном море [4, 34, 41], которые показали, что геострофические течения, ассоциированные с таким фронтом, могут становиться нестабильными, вызывая фронтальное меандрирование и образование вихрей масштаба внутреннего радиуса Россби. Спутниковые и контактные данные косвенно подтвердили такую возможность, а модельные расчеты выявили повышение вихревой активности с усилением вертикальной стратификации по мере летнего прогресса шельфовой зоны [34]. Другой случай бароклинной неустойчивости фронтов приливного перемешивания, исследованный с помощью спутниковых снимков в Охотском море, приведен в работе [5]. Её анализ показал также, что на периферии крупных фронтальных мезомасштабных вихрей наблюдалась повышенная субмезомасштабная активность (вторичные вихри и фронты). Возвращаясь к Белому морю, заметим, что мезомасштабные подповерхностные неоднородности размерами 7—8 км в виде холодных интрузий, проникающих из Горла в Бассейн, и теплых линз к северо-востоку от Горловского фронта наблюдались в ходе учащенных полигонных съемок в юго-западной части Горла [17, 42]. Эти особенности указывают на интенсивный трансфронтальный обмен между Горлом и Бассейном, который реализуется либо через фронтальную неустойчивость [17], либо благодаря эффекту «приливного поршня», который гипотетически действует более энергично в сизигию, когда течения заметно сильнее [42].

Как было показано выше, интенсивная динамика поверхностных фронтов в Белом море обусловлена ветровым и приливным воздействием, а также неравномерностью речного стока. На всех фронтах

отмечались значимые возмущения, связанные с проникновением языков соседних вод, и меандрирование. Многие из перечисленных выше механизмов вихреобразования связаны с фронтальной динамикой, а другие факторы (как например ветровой импульс) могут проявляться более эффективно во фронтальных зонах, где градиенты характеристик распределены крайне неоднородно. Таким образом, интерпретация результатов, представленных на рис. 8, заключается в том, что генезис большинства субмезомасштабных вихрей связан с возмущениями положения фронтов и характеристик фронтальных разделов под влиянием структурообразующих процессов.

**Короткопериодные внутренние волны.** Ранее выполненное обобщение архива РЛ изображений поверхности Белого моря за летний сезон 2009—2012 гг. позволило выявить 476 пакетов короткопериодных ВВ, из которых 190 пакетов пришлось на 2010 г. [22]. Эти пакеты покрывают значительную акваторию Бассейна, встречаются в большом количестве в южной части Горла, в Двинском заливе, отмечаются в Онежском заливе и в районе Соловецких островов. Как следовало из анализа данных [22, 43], на РЛ снимках преобладали трехволновые пакеты с шириной пакета от 0.1 до 12 км и линейным размером по фронту гребня лидирующей в пакете волны от 2 до 89 км, причем средние по площади наблюдений характеристики пакетов и волн в одни и те же месяцы слабо менялись в разные годы [22]. Наблюдались и проявления уединенных нелинейных волн (солитонов). Не выявлено короткопериодных ВВ в стратифицированном Кандалакшском заливе и в центральной части Горла, большая часть которого занята перемешанными водами.

Возникновение короткопериодных ВВ можно рассматривать как индикатор процессов распада низкочастотных бароклинных движений различного происхождения. Для выделения характерных районов с такими процессами и определения возможных очагов генерации ВВ ограничим наше рассмотрение данными о РЛ проявлениях волн в 2010 г. Положения гребней лидирующих волн в пакетах ВВ показаны на рис. 9, а, см. вклейку. Согласно представленной карте, проявления ВВ на акватории моря распространены неравномерно, однако их можно разбить на группы. К первой группе можно отнести крупные структуры ВВ в центральной части Бассейна, которые, судя по их форме, распространялись из Горла, преимущественно в юго-западном направлении (рис. 9, б). В отдельных случаях наблюдались системы последовательных пакетов ВВ, пробегающих все море с финальным разрушением в мелководной зоне у входа в Западную Соловецкую Салму [23]. Возможный механизм генерации предполагает их образование в результате разрушения бароклинного прилива непосредственно в зоне взаимодействия Горловского термохалинного фронта с сильным приливным потоком [24]. В эту группу регулярных волн будем относить короткопериодные ВВ приливного происхождения с очевидным очагом их генерации.

В другую группу проявлений отнесём волны, которые приурочены к областям изменчивости поверхностных фронтов. Эти области были показаны ранее на рис. 8. Гребни волн этой группы представлены на рис. 9, в, на котором для удобства нанесено среднее положение фронтальных линий (рис. 3). В отличие от волн первой группы размеры гребней здесь меньше, а выявить преобладающее направление распространения пакетов не удаётся. Большая часть поверхностных структур приходится на зоны Горловского и Двинского фронтов. Около десятка пакетов можно видеть в области Соловецкого фронта, среди которых некоторые распространяются из проливов в Бассейн, а другие — в сторону мелководной зоны к северо-западу от островов. В Онежском заливе внутренние волны проявлялись слабо, в основном это были небольшие солитоны, что, по-видимому, связано с особенностью гидрологии залива, характеризующейся значительными участками перемешанных приливом вод. Наконец, на рис. 9, г показаны все остальные волны, которые мы не можем отнести к фронтальным (по географической привязке) или регулярным структурам с определенным очагом генерации.

Поверхностные проявления ВВ, соотнесенные нами с фронтальными зонами Двинского залива и Горла (рис. 9, в), требуют отдельного рассмотрения. Распределение проявлений носит хаотичный характер, что затрудняет определение очагов и причин генерации ВВ. Кратко рассмотрев механизмы образования короткопериодных ВВ, попробуем ответить на вопрос, почему они так часто наблюдаются в областях сезонной изменчивости фронтов. Один из таких механизмов, уже упоминавшийся, — дезинтерграция внутреннего прилива. В юго-западной части Горла термохалинная стратификация крайне неоднородна и изменчива (см. раздел «Динамика фронтов по данным контактных измерений»). Заметим, что по данным контактных измерений в южной части Горла (на границе с Двинским заливом) пакеты короткопериодных ВВ, хорошо соотносимые с определенной фазой приливных колебаний потока, регулярно наблюдались в этих данных [22, 24, 26]. При взаимодействии сильного приливного потока

с небольшими неоднородностями рельефа, над которыми в приливной цикл сохраняется стратификация, могут возникать средние и мелкие пакеты ВВ, которые распространяются в разных направлениях. Проявления таких пакетов в районе Горловского фронта и в примыкающем к Горлу району Двинского залива можно отождествить с некоторыми из структур на рис. 9, в. Однако на большей части Двинского залива приливные течения заметно слабее, их значительного влияния на вертикальную изменчивость стратификации не отмечалось [1].

Известно, что ВВ могут вызываться воздействием осцилляций атмосферного давления и ветрового напряжения на неглубоко залегающий пикноклин [44]. Эволюция таких ВВ приводит к генерации короткопериодных составляющих [45], которые могут отображаться на РЛ снимках. Некоторые наблюдения указывают, что горизонтально-неоднородное поле плотности также оказывает влияние на генерацию и распространение короткопериодных ВВ [46]. Исследования ВВ в неприливных морях выявили, что их зарождение может быть связано с возникновением и релаксацией прибрежного апвеллинга, сгонно-нагонными явлениями, инерционными колебаниями, внутренними сейшмами, вихрями различных масштабов, осцилляциями гидрологических фронтов и пр. [47]. В частности, обнаружено, что источником короткопериодных ВВ, проявляющихся в РЛ изображениях морской поверхности, являются движущие и/или подверженные инерционным колебаниям фронтальные вихри в присутствии резкого и мелкого пикноклина [48, 49]. Такой механизм генерации ВВ может эффективно работать и в Белом море вблизи его нестационарных и меандрирующих фронтов. Косвенно это подтверждается тем фактом, что поверхностные проявления ВВ не были зарегистрированы в Кандалакшском заливе, где отсутствуют крупные фронтальные разделы. Любопытно, что некоторые из структур на рис. 9, в, г имеют вид линий большой кривизны или даже незамкнутых окружностей, и они вполне могут быть проявлениями пакетов ВВ, излучаемых небольшими вихрями.

По спутниковым данным не выявлено значимой волновой активности в Соловецкой фронтальной зоне, хотя наблюдения контактными методами, выполненные в разные годы вблизи архипелага и в его проливах, регистрировали пакеты короткопериодных ВВ и внутренние боры, которые появлялись в СТД записях регулярно в зависимости от фазы прилива [19—21, 26]. Это дает основание считать, что приливные течения являются основным источником генерации таких волн в этом районе. Наконец, поверхностные проявления ВВ, показанные на рис. 9, з, могут следствием различных факторов, рассмотренных выше. Они отражают случайный характер их появления, и также указывают на высокую динамическую активность восточной части Бассейна.

Последнее соображение о связи короткопериодных явлений и субмезомасштабных структур с фронтальной изменчивостью вытекает из рассмотрения рис. 10 (см. вклейку). На рисунке показан сезонный ход количества волн и вихрей, суммированный по месячным данным 2010 г. Видно, что пик внутриволновой активности приходится на август, а вихревой — на июнь-июль. Из рис. 8, б, полученного в ходе анализа спутниковой информации, вытекает, что максимум средних градиентов ТПМ вдоль стоковых фронтов (Двинского и Онежского) приходится на первую половину июля, а шельфово-приливных (Горловского и Соловецкого) — на середину августа. Из сопоставления этих фактов следует, что повышение вихревой активности происходит на пике формирования стоковых фронтов, когда сезонный прогрев верхнего слоя ещё не достиг своего максимума. Другими словами вихри в тонком пикноклине благоприятнее развиваются весной и начале лета. Большинство вихрей отмечалось в Двинском заливе, в этот период наблюдалась наибольшая изменчивость его поверхностного фронта. Напротив, когда в середине августа сезонный термоклин сформирован полностью, а активность фронтов проявляется в языках и меандрах, то эти обстоятельства способствуют более эффективной генерации короткопериодных ВВ.

\*\*\*

Белое море — в некотором смысле уникальный морской бассейн. Во-первых, на его относительно небольшой акватории сосуществуют области с резко отличающимися гидрологическими условиями. Это особенность обусловлена наличием близко расположенных фронтальных зон различного генезиса, связанных, прежде всего, с речным стоком и приливным перемешиванием. Во-вторых, полусуточный прилив является важнейшим фактором, контролирующим динамику и изменчивость термохалинной структуры моря. Топография дна Белого моря обладает достаточной пространственной неоднородностью для того, чтобы генерировать внутреннее волнение в стратифицированных областях моря. Однако

достоверные данные наблюдений внутренних волн приливного периода в Белом море отсутствуют, а модельные оценки их характеристик, как указывалось выше, противоречивы.

В летний период в Белом море наблюдаются четыре основные фронтальные зоны, где градиент температуры поверхности моря в 10 раз превышает фоновый градиент по морю. Настоящее исследование было мотивировано отсутствием систематических знаний об изменчивости стоковых (в Двинском и Онежском заливах) и шельфово-приливных (в проливе Горло и вокруг Соловецких островов) фронтов, характерных для теплого сезона года. Анализ архивных спутниковых ИК снимков с мая по сентябрь 2010 г. позволил установить черты этой изменчивости и оценить факторы, влияющие на динамику поверхностных фронтов в синоптическом и сезонном аспектах. Области, где встречаются экстремальные значения градиентов температуры моря, и соответственно проявляются поверхностные фронты, занимают значительную площадь моря, локализованную около среднего положения фронтальных линий. В Двинском заливе эта область занимает почти две трети акватории залива, а величина смещения стокового фронта на его западном фланге достигает за месяц 70 км. Все фронты испытывают наибольшие перемещения в первой половине теплого сезона под влиянием, очевидно, синоптических процессов и речного стока на фоне недостаточного прогрева верхнего слоя, однако их высокая динамическая активность сохраняется и позже, проявляясь в виде образования языков и меандров размерами до нескольких десятков километров. Наибольшая изменчивость поля температуры в виде возмущений фронтального раздела присуща Горловской зоне, и эта динамика является важным элементом водообмена в проливе. Сравнение месячных и декадных карт фронтальных линий показало, что при столь значимой изменчивости температуры поверхности моря нельзя ориентироваться на средние климатические положения фронтальных разделов для оценки сезонного хода фронтальной динамики.

Приведенные результаты контактных наблюдений в районах активной фронтальной динамики в Горле и в Двинском заливе в разные годы свидетельствуют о значительной мезомасштабной (приливной и ветровой) изменчивости характеристик фронтальных разделов в Белом море. Это проявляется в усилении (ослаблении) значений вертикального и горизонтального градиентов температуры в несколько раз, в колебаниях глубины залегания термоклина до 20 м и в смещениях фронтальных разделов на дистанцию до 15 км. Временной интервал наблюдаемой изменчивости составлял от нескольких часов до суток. Под влиянием приливно-отливных течений и ветра фронтальные структуры различного генезиса могут трансформировать друг друга в Горле, а спутниковые данные подтверждают, что такое взаимодействие часто наблюдается на протяжении всего лета.

Новые сведения о структурах на поверхности Белого моря, соответствующих поверхностным проявлениям короткопериодных внутренних волн и субмезомасштабных вихрей, были получены путем обработки и анализа данных спутникового радиолокационного зондирования. На РЛ снимках 2010 г. вихри и внутренние волны были детектированы в большом числе, но преимущественно они были расположены во фронтальных зонах или вблизи этих зон. В наибольшей степени это характерно для областей изменчивости Двинского и Горловского фронтов. В Двинском заливе наблюдалась повышенная вихревая активность, а с Горловским фронтом мы связываем большую часть наблюдаемых проявлений короткопериодных внутренних волн. Обсуждение причин появления субмезомасштабных вихрей показало, что многие из механизмов их генерации реализуются вблизи фронтов или связаны с активной динамикой фронтальных разделов. В частности, неустойчивость шельфово-приливных фронтов и топографические эффекты в приливно-отливном потоке, являются специфическим фактором вихреобразования в Белом море. Для короткопериодных внутренних волн конкурирующими источниками их генерации остаются дезинтеграция бароклинных приливных и инерционных движений, которая также активно проявляется во фронтальных зонах.

Хорошо известно, что в открытом океане и на шельфе мелкомасштабные внутренние волны и вихри играют важную роль в интенсификации турбулентного перемешивания. Согласно представленным результатам исследований в Белом море, размеры поверхностных структур (диаметр вихря и ширина волнового пакета) составляют 12 км и менее. С другой стороны, интенсивная короткопериодная изменчивость гидрофизических полей соответствующего масштаба, связанная с внутренними волнами и малыми вихрями, неоднократно описывалась по контактными данным, полученным в отдельных районах моря [12, 17, 20, 21, 24, 26, 29]. Это указывает, что неоднородности гидрофизических полей, создаваемые этими явлениями, вносят значительный вклад в (суб)мезомасштабную динамику. В настоящем исследовании установлена тесная связь такой динамики с изменчивостью основных фронтальных



разделов Белого моря. Субмезомасштабные вихри чаще проявляются в первую половину лета, когда фронты более динамичны и сезонный прогрев верхнего слоя еще не достиг своего максимума, а внутренние волны — во второй половине лета, когда горизонтальные и вертикальные градиенты температуры на сформировавшихся фронтах достигают наибольших значений.

В заключение стоит отметить, что хотя приведенные в статье результаты основаны на спутниковых данных 2010 года, в котором акватория Белого моря была плотно покрыта снимками с различных спутниковых сенсоров, и экспедиционных наблюдениях в отдельные годы, в основу выполненного здесь анализа и сформулированных выводов легли также и накопленные экспериментальные сведения, полученные авторами за несколько лет [12, 21—24, 29]. Это позволяет нам утверждать, что представленные в статье особенности изменчивости фронтов, активности субмезомасштабных вихрей и короткопериодных внутренних волн являются типичными закономерностями для летнего сезона в Белом море.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта РФФИ № 15-05-04639 и частичной поддержке грантов РНФ № 14-17-00800 и №14-50-00095.*

### Литература

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Б. Х. Глуховского. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 240 с.
2. Федоров К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 296 с.
3. Пантюлин А. Н. Структура и динамика водного тела Белого моря. Динамика, структура и водные массы / Система Белого моря. Том II. Водная толща и взаимодействующая с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. С. 309—379.
4. Simpson J. H., Crisp D. J., Hearn C. The Shelf Sea Fronts: Implication of Their Existence and Behaviour // Philos. Trans. R. Soc. A. 1981. V. 302, N. 1472. P. 531—546.
5. Жабин И. А., Дубина В. А. Структура фронта приливного перемешивания в районе Шантарских островов (Охотское море) по данным спутниковых наблюдений // Исследование Земли из космоса. 2012. Вып. 2. С. 83—89.
6. 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.
7. Кравец А. Г. Приливы и их моделирование в Белом море / Проблемы Белого моря. Архангельск. 1981. С. 36—38.
8. Ионов В. В., Шилов И. О. Особенности распространения речных вод и динамики океанологических фронтов в Белом море по результатам спутниковых ИК-измерений и натурным наблюдениям в летний период // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1996. Вып. 2, № 14. С. 53—61.
9. Колдунов А. В., Кузьмина А. А., Фукс В. Р. Спутниковый мониторинг фронтальных зон Белого моря // Материалы X Международной конференции «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря» 18—20 сентября 2007 г., Архангельск, Россия. Архангельск: Изд-во СГМУ, 2007. С. 31—33.
10. Семенов Е. В., Лунева М. В. О совместном эффекте прилива, стратификации и вертикального турбулентного перемешивания на формирование гидрофизических полей в Белом море // Известия АН, Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35, № 5. С. 660—678.
11. White Sea: Its Marine environment and Ecosystem dynamics influenced by global change / Eds. N. Filatov, D. Pozdnyakov, O. Johannessen et al. London. Springer-Praxis, 2005. 472 p.
12. Родионов А. А., Романенков Д. А., Зимин А. В., Козлов И. Е., Шапран Б. Субмезомасштабные структуры вод Белого моря и их динамика. Состояние и направления исследований // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2014. Т. 7, № 3. С. 29—41.
13. Pozdnyakov D., Korosov A., Pettersson L. H. Visible and infrared remote sensing of the White Sea Bio-Geo-Chemistry and Hydrology / Eds. V. Barale, M. Gade. Remote Sensing of the European Seas. 2008. P. 129—140.
14. Коросов А. А., Поздняков Д. В. Оценка состояния и тенденции изменения первичной продуктивности Белого моря по данным дистанционного зондирования за последние пять лет: методы и первые результаты // Материалы IX международной конференции «Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря» 11—14 октября 2004 г., Петрозаводск, Карелия, Россия. Петрозаводск, 2005. С. 165—171.
15. Солянкин Е. В., Зозуля С. А., Кровнин А. С., Масленников В. В. Комплексные исследования экосистемы Белого моря. Термохалинная структура и динамика вод Белого моря летом 1991 г. / Под ред. В. В. Сапожникова. М.: ВНИРО, 1994. С. 8—25.
16. Долотов Ю. С., Филатов Н. Н., Шевченко В. П., Петров М. П., Здорovenнов Р. Э., Платонов А. В., Толстиков А. В., Филиппов А. С., Бушуев К. Л., Кутчева И. П., Денисенко Н. В., Штайн Р., Заукель К. Комплексные исследования в Онежском заливе Белого моря и эстуарии реки Онега в летний период // Океанология. 2008. Т. 48, № 2, С. 276—289.
17. Shapiro G. I., Latche L., Pantyulin A. N. Mixing processes in the Gorlo Strait of the White Sea // Oceanology. 2003. V. 43, Suppl. 1. P. 26—31.
18. Каган Б. А., Тимофеев А. А. Динамика и энергетика поверхностных и внутренних полусуточных приливов в Белом море // Известия Академии наук. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41, № 4. С. 844—850.
19. Зимин А. В. Экспериментальные исследования изменчивости гидрофизических полей на шельфе Белого моря в районах с различной вертикальной структурой вод / Система Белого моря. Том II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. С. 392—410.
20. Зимин А. В. Короткопериодная изменчивость гидрофизических полей и характеристик внутреннего волнения в течение полусуточного приливного цикла в шельфовых районах Белого моря // Океанология. 2013. Т. 53, № 3. С. 293—303.

21. Зимин А. В., Романенков Д. А., Родионов А. А., Жезулин Г. В., Родионов М. А. Экспедиционные исследования короткопериодной изменчивости гидрофизических полей Белого моря в августе 2013 г. // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2014. Т. 7, № 1. С. 85—92.
22. Зимин А. В., Козлов И. Е., Атаджанова О. А., Шапрон Б. Комплексный мониторинг короткопериодных внутренних волн в Белом море // *Исследование Земли из космоса*. 2015. № 5. С. 51—61.
23. Kozlov I., Romanenkov D., Zimin A., Chapron B. SAR observing large-scale nonlinear internal waves in the White Sea // *Remote Sensing of Environment*. 2014. V. 147. P. 99—107.
24. Зимин А. В., Романенков Д. А., Козлов И. Е., Шапрон Б., Родионов А. А., Атаджанова О. А., Мясоедов А. Г., Коллар Ф. Короткопериодные внутренние волны в Белом море: оперативный подспутниковый эксперимент летом 2012 г. // *Исследование Земли из космоса*. 2014. № 3. С. 41—55.
25. Атаджанова О. А., Зимин А. В., Козлов И. Е. Статистический анализ субмезомасштабных вихрей Белого моря по радиолокационным изображениям // *Тр. XII Всероссийской конф. «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики»*. СПб.: Нестор-История, 2014. С. 215—217.
26. Зимин А. В., Родионов А. А., Жезулин Г. В. Короткопериодные внутренние волны на шельфе Белого моря: сравнительный анализ наблюдений в различных районах // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2013. Т. 6, № 3. С. 19—33.
27. Sharples J., Simpson J. H. The influence of the springs-neaps cycle on the position of shelf sea fronts. In: *Buoyancy Effects on Coastal Dynamics* / Eds. D. G. Aubrey, C. T. Friedrichs. Coastal and Estuarine Studies. 1996. V. 53. P. 71—82.
28. Dazzi R., Frassetto R., Mioni F., Tomasino M. The study of a river plume by means of numerical models and remote sensing // *Rapp. et Proc. Verbe. Re un. Comis. Int. Explor. Sci. Mer. Mediterr., Monaco*. 1979. V. 25—26, N. 7. P. 127—130.
29. Зимин А. В., Романенков Д. А., Атаджанова О. А., Родионов А. А., Мусеев А. В. Опыт разработки системы мониторинга короткопериодных процессов и субмезомасштабных структур в Белом море и результаты ее апробации летом 2014 года // *Учёные записки РГГМУ*. 2015. № 41. С. 116—125.
30. Munk W. H., Armi L., Fischer K., Zachariasen F. Spirals on the sea // *Proc. R. Soc. London, Ser. A*. 2000. V. 456. P. 1217—1280.
31. Eldevik T., Dysthe K. B. Spiral eddies // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. V. 32, № 3. P. 851—869.
32. Thomas L. N., Tandon A., Mahadevan A. Submesoscale Processes and Dynamics, in Ocean Modeling in an Eddying Regime / Eds. M. W. Hecht and H. Hasumi. American Geophysical Union, Washington, D. C., 2008. P. 17—38.
33. Chen C., Xue P., Ding P., Beardsley R. C., Xu Q., Mao X., Gao G., Qi J., Li C., Lin H., Cowles G., Shi M. Physical mechanisms for the offshore detachment of the Changjiang Diluted Water in the East China Sea, *J. Geophys. Res.* 2008. 113, C02002.
34. Badin G., Williams R. G., Holt J. T., Fernand. Are mesoscale eddies in shelf seas formed by baroclinic instability of tidal fronts? // *J. Geophys. Res.* 2009. 114, C10021. P. 1—18.
35. Костяной А. Г., Гинзбург А. И., Шеремет Н. А., Лаврова О. Ю., Митягина М. И. Мелкомасштабные вихри Черного моря // *Соврем. проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2010. Т. 7, № 1. С. 248—259.
36. Зацепин А. Г., Баранов В. И., Кондрашов А. А., Корж А. О., Кременецкий В. В., Островский А. Г., Соловьев Д. М. Субмезомасштабные вихри на Кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 4. С. 592—605.
37. Белов А. Б., Васильев А. С., Коновалов М. Л., Желяев Д. А. Термодинамические процессы в устьевых областях рек Онеги, Северной Двины и Мезени с Кулом // *Труды ГОИИ. Вып. 208*. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 175—199.
38. Gurova E., Chubarenko B. Remote-sensing observations of coastal sub-mesoscale eddies in the south-eastern Baltic // *Oceanologia*. 2012. V. 54, № 4. P. 631—654.
39. Зацепин А. Г., Завьялов П. О., Кременецкий В. В., Поярко С. Г., Соловьев Д. М. Поверхностный опресненный слой в Карском море // *Океанология*. 2010. Т. 50, № 5. С. 698—708.
40. Schaeffer A., Molcard A., Forget P., Fraunie P., Garreau P. Generation mechanism of mesoscale eddy in the Gulf of Lions: radar observation and modeling // *Ocean Dynamics*. 2011. V. 61, Iss. 10. P. 1587—1609.
41. Hill A. E., James I. D., Linden P. F., Matthews J. P., Prandle D., Simpson J. H., Gmitrowicz E. M., Smeed D. A., Lwiza K.M.M., Durazo R., Fox A. D., Bowers D. G. Dynamics of tidal mixing fronts in the North Sea // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Phys. Sci. Eng.* 1993. V. 343, Iss. 1669. P. 431—446.
42. Лукашин В. Н., Кособокова К. Н., Шевченко В. П., Шапиро Г. И., Пантюлин А. Н., Перцова Н. М., Деев М. Г., Клювиткин А. А., Навигатский А. Н., Соловьев К. А., Прего Р., Лаше Л. Результаты комплексных океанографических исследований в Белом море в июне 2000 г. // *Океанология*. 2003. Т. 43, № 2. С. 237—253.
43. Козлов И. Е., Кудрявцев В. Н., Зубкова Е. В., Атаджанова О. А., Зимин А. В., Романенков Д. А., Шапрон Б., Мясоедов А. Г. Районы генерации нелинейных внутренних волн в Баренцевом, Карском и Белом морях по данным спутниковых РСА измерений // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2014. Т. 11, № 4. С. 338—345.
44. *Океанология. Физика океана. Т.1. Гидрофизика океана* / Под ред. Каменковича В. М., Моница А. С. М.: Наука, 1978. 456 с.
45. Коняев К. В., Сабинин К. Д. Волны внутри океана. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 272 с.
46. Сабинин К. Д., Назаров А. А., Сериков А. Н. О связи цугов короткопериодных внутренних волн с рельефом термоклина в океане // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1982. Т. 18, № 4. С. 416—425.
47. Лаврова О. Ю., Митягина М. И., Сабинин К. Д. Исследование особенностей генерации и распространения внутренних волн в бесприливных морях по данным спутниковой радиолокации // *Доклады РАН*. 2011. Т. 436, № 3. С. 407—411.
48. Лаврова О. Ю., Митягина М. И., Сабинин К. Д. Возможные механизмы генерации внутренних волн в северо-восточной части Черного моря // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. М.: «GRANP Polygraph», 2008. С. 128—136.
49. Лаврова О. Ю., Митягина М. И., Сабинин К. Д. Проявление внутренних волн на морской поверхности в северо-восточной части Черного моря // *Исследование Земли из космоса*. 2009. № 6. С. 49—55.

Статья поступила в редакцию 28.10.2015 г.

К статье *Рябенко В.А. и др. «Оценки влияния...»*

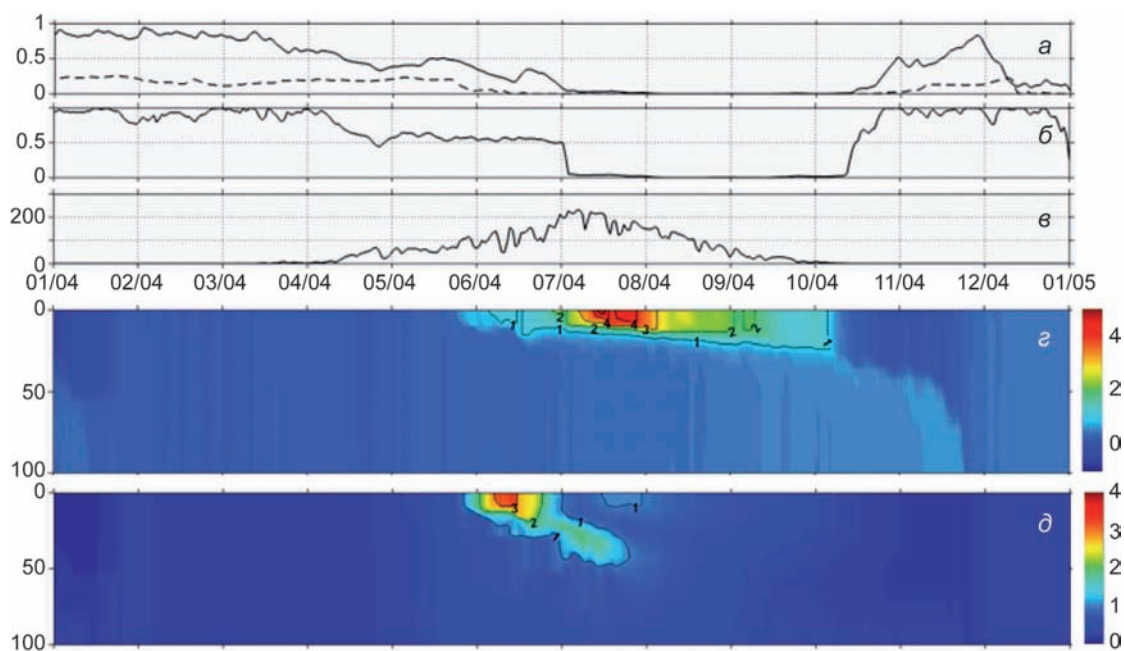


Рис. 7. Временная эволюция модельных характеристик в верхнем слое моря в точке (78°с.ш., 50°в.д.) в 2004 г.  
*а* — толщины (м) снега (пунктирная линия) и льда (сплошная линия); *б* — сплоченность льда;  
*в* — коротковолновая солнечная радиация на поверхности моря (Вт/м<sup>2</sup>), а также изоплеты: *г* — температуры (°С);  
*д* — концентрации хлорофилла-*а* (мг м<sup>-3</sup>) в слое 0—100 м.

К статье *Романенков Д.А. и др. «Изменчивость фронтальных разделов...»*

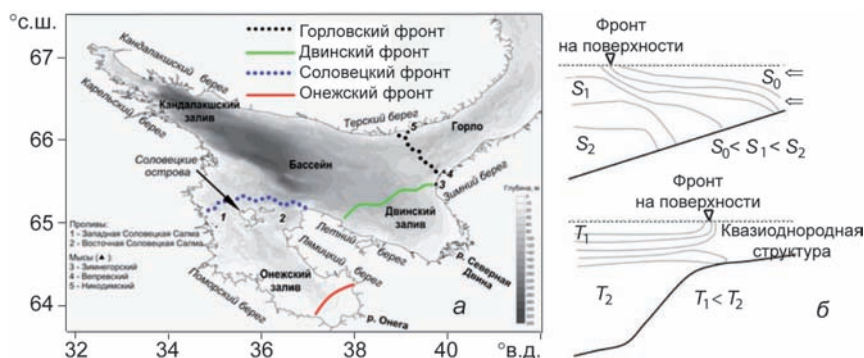
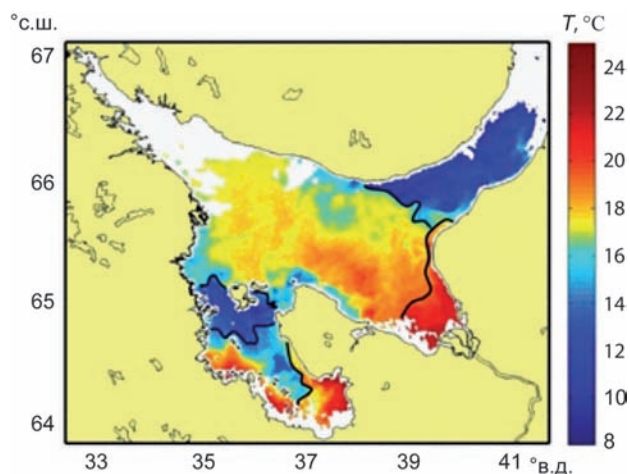


Рис. 1. Белое море и его основные гидрологические фронты.

*а* — карта Белого моря с положением фронтов (по [3]);  
*б* — геометрия фронтальных разделов стокового (сверху) и шельфового (снизу) типа. *S* — соленость; *T* — температура.

Рис. 2. Температура поверхности Белого моря 04.08.2010/09:10 UTC со спутника Terra. Положение поверхностных фронтов показано черными линиями.





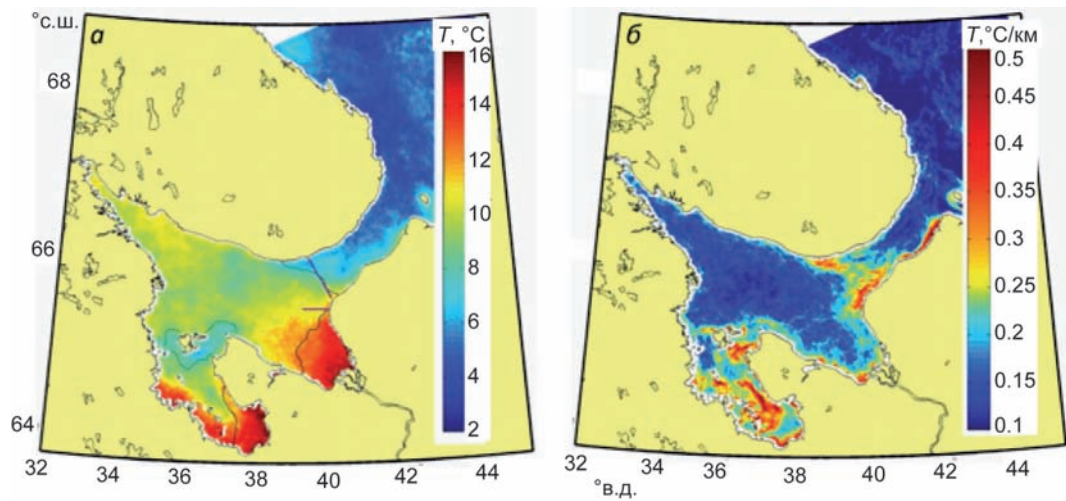


Рис. 3. Осредненные за период с мая по сентябрь 2010 г. характеристики ТПМ.  
 а — значения ТПМ (показаны средние позиции всех поверхностных фронтов (тонкие линии) и положения двух гидрологических разрезов в Горле и Двинском заливе (толстые линии)), °С; б — градиент ТПМ, °С/км.

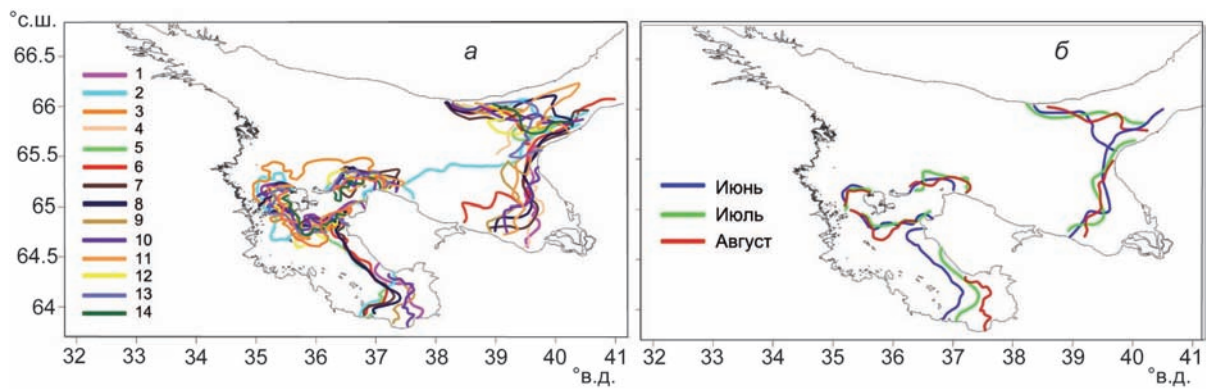


Рис. 4. Сезонная изменчивость положения фронтов на поверхности Белого моря.  
 а — положения для каждой из 14 декад (цифры указывают номер декады, начиная с первой декады мая);  
 б — положения по среднемесячным данным.

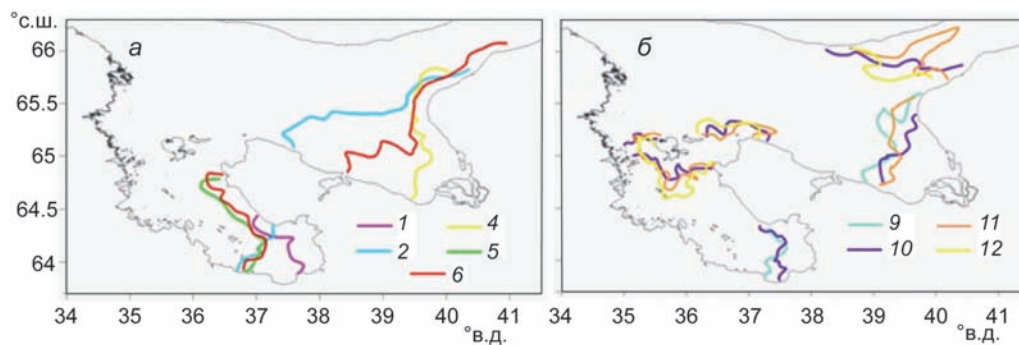


Рис. 5. Изменчивость положения фронтальных линий по спутниковым данным о ТПМ.  
 а — Двинский и Онежский фронты в мае и июне; б — все фронты в конце июля и в августе.  
 Цифры на линиях указывают номер декады, начиная с первой декады мая.



К статье Романенков Д.А. и др. «Изменчивость фронтальных разделов...»

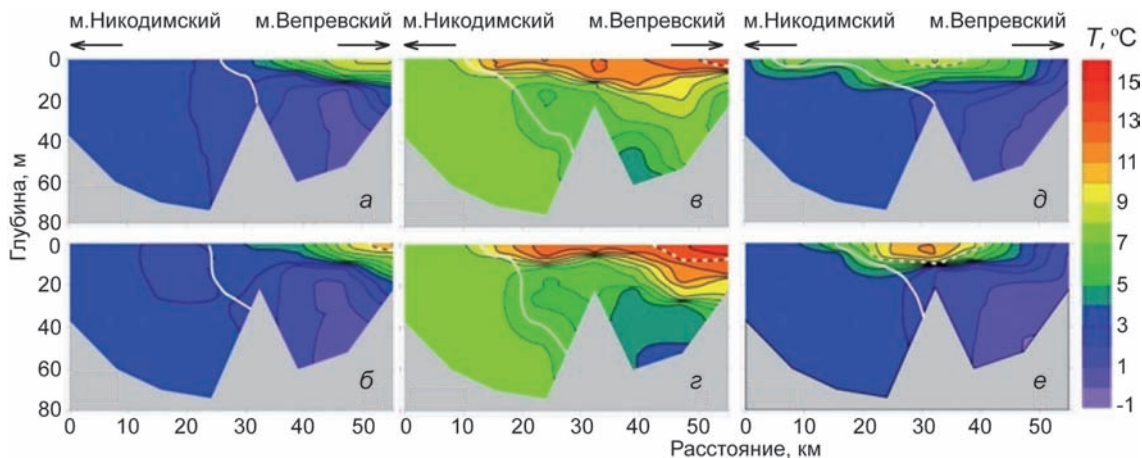


Рис. 6. Распределение температуры на разрезах, выполненных в зоне Горловского фронта в июне 2014 г. (а, б), августе 2012 г. (в, г), июле 2009 г. (д, е).  
а, в, д — течения в прилив (направлены из пролива); б, г, е — в отлив.

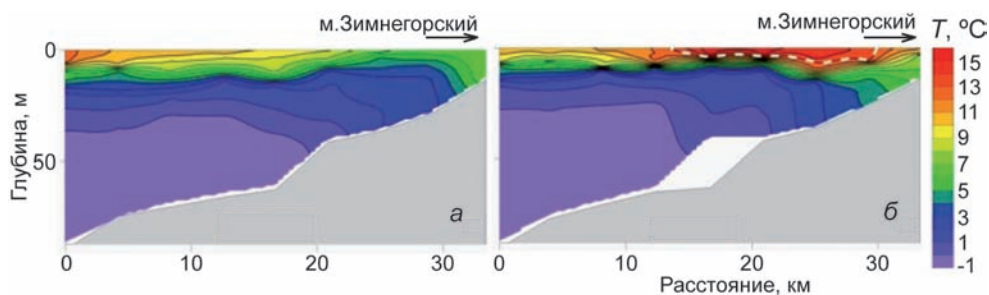


Рис. 7. Распределение температуры на разрезе в Двинском заливе, выполненном 24.07.2014 г., прилив (а) и 25—26.07.2014 г., отлив (б).

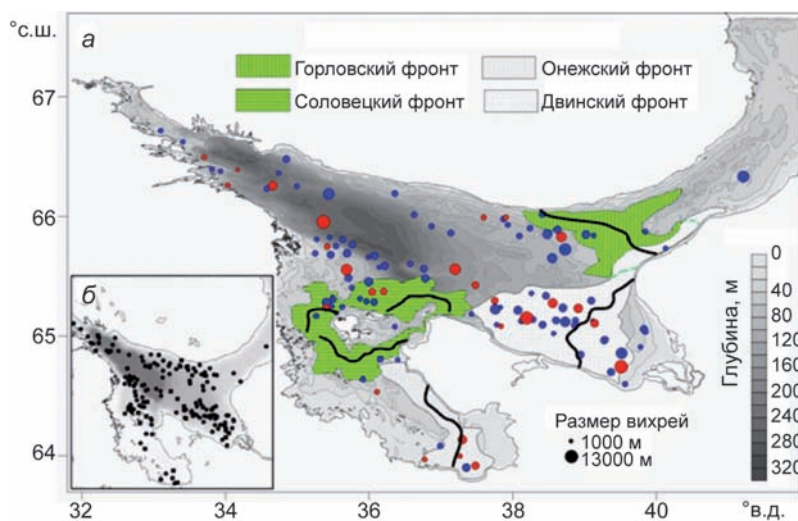


Рис. 8. Область изменчивости поверхностных фронтов, среднее за сезон положение фронтов и субмезомасштабные вихри в Белом море по спутниковым данным.  
а — композитная карта с данными 2010 г. Синим (красным) цветом обозначен циклонический (антициклонический) тип вращения вихря, черным — среднее положение фронтов; б — позиции вихрей по данным 2009—2012 гг. (по [12]).

К статье Романенков Д.А. и др. «Изменчивость фронтальных разделов...»

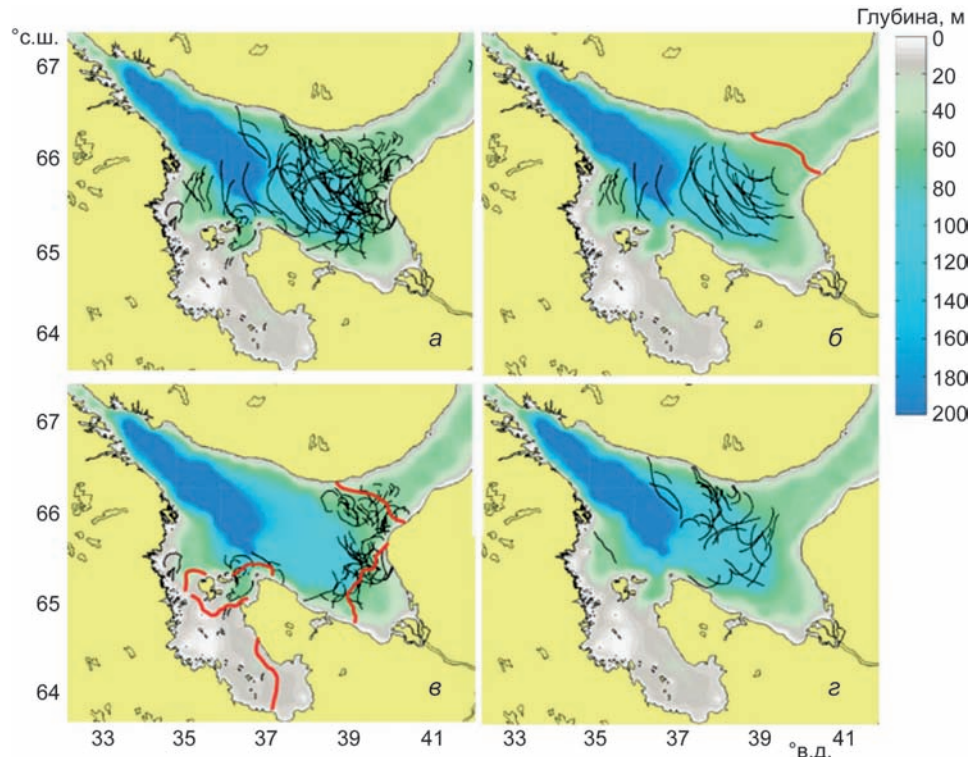


Рис. 9. Проявления короткопериодных внутренних волн по РЛ данным 2010 г. Показаны позиции гребней лидирующих волн в пакетах: *а* — все данные; *б* — регулярные волновые пакеты из Горла; *в* — фронтальные волновые пакеты; *г* — нерегулярные волны. Красная линия — положения фронтальных линий (в среднем за сезон).

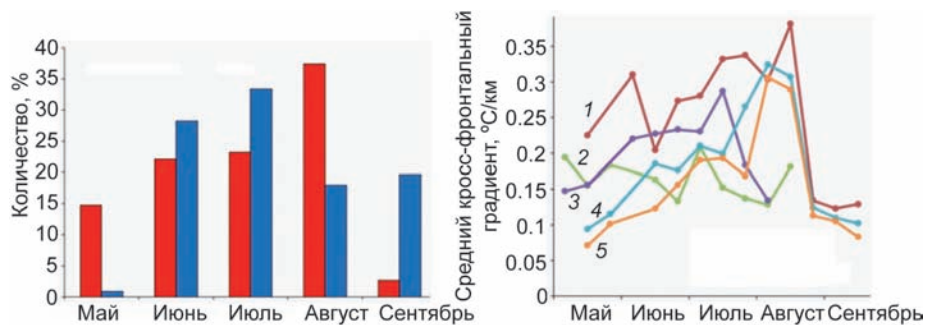


Рис. 10. Сезонный ход поверхностных проявлений вихрей, короткопериодных внутренних волн и градиентов ТПМ на фронтах в Белом море по спутниковым данным 2010 г. *а* — относительное количество вихрей и волн (красный столбик — внутренние волны, синий — вихри); *б* — средний кросс-фронтальный градиент ТПМ по декадным оценкам (фронты: 1 — горловский, 2 — двинский, 3 — онежский, 4 — соловецкий северный, 5 — соловецкий южный).

К статье Зилитинкевич С.С. и др. «Мониторинг и прогноз...»



Рис. 2. Тонкий слой загрязненного воздуха над Москвой утром 19.03.2015, вид с 18 этажа главного здания МГУ (фото С. А. Добролюбова).