



А.В. Зимин

**СУБПРИЛИВНЫЕ
ПРОЦЕССЫ
И ЯВЛЕНИЯ
В БЕЛОМ МОРЕ**





РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ
им. П.П. ШИРШОВА
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.В. Зимин

СУБПРИЛИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ В БЕЛОМ МОРЕ

Москва
ГЕОС
2018

УДК 551.46.0

ББК 26.323

3 7

Рецензенты:

д.г.н. Белоненко Т.В., д.г.н. Войнов Г.Н., д.ф.-м.н. Иванов В.В.

Зимин А.В. Субприливные процессы и явления в Белом море. – М.: ГЕОС, 2018. – 220 с.
ISBN 978-5-89118-771-9

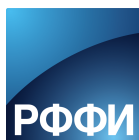
В книге приведены итоги оригинальных комплексных высокоразрешающих океанологических наблюдений, выполнявшихся в 2006–2014 гг. в акватории Белого моря.

Представлена совокупность методов целенаправленного сочетания разнородных спутниковых данных и учащенных контактных наблюдений, которая позволила оценить изменчивость характеристик гидрофизических полей и ассоциируемых с ней процессов и явлений на субприливном масштабе по горизонтали от сотни метров до десятка километров и от единиц минут до приливного периода на акватории всего моря в теплый сезон.

Показаны количественные параметры и структура изменчивости температуры, солености и течений на временных масштабах, меньших приливного цикла в разных по гидрологическим условиям районах моря. Приведены закономерности распределения характеристик короткопериодных внутренних волн и малых (субмезомасштабных) вихрей по акватории моря. Описана синоптическая и мезомасштабная динамика фронтальных разделов в Белом море и ее структурообразующая роль в формировании и распределении малых вихрей и короткопериодных внутренних волн. Даны оценки вклада субприливной изменчивости в интенсивность горизонтального и вертикального турбулентного обмена.

Книга рассчитана на студентов, аспирантов и научных сотрудников, специализирующихся в области гидрометеорологии и всех, кто изучает Белое море.

*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту 18-15-00009*



Издание РФФИ не подлежит продаже

© А.В. Зимин, 2018

© ИО РАН, 2018

© Издательство ГЕОС, 2018



RUSSIAAN ACADEMY OF SCIENCES
SHIRSHOV INSTITUTE OF OCEANOLOGY
RUSSIAN FOUNDATION FOR BASIC RESEARCH

A.V. Zimin

**SUB-TIDAL PROCESSES
AND PHENOMENA IN THE WHITE SEA**

Moscow
GEOS
2018

Reviewers:

Belonenko T.V., Voynov G.N., Ivanov V.V.

Zimin A.V. Sub-tidal processes and phenomena in the White Sea. – M.: GEOS, 2018. – 220 p.

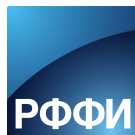
The book presents the results of original complex high-resolution oceanographic observations performed in 2006–2014 in the White Sea water area.

A set of methods for a purposeful combination of heterogeneous satellite data and frequent contact observations is presented. It made it possible to assess the variability of the characteristics of hydrophysical fields and the associated processes and phenomena on a sub-tidal scale horizontally from hundreds of meters to a dozen kilometers and from minutes to the tidal period in the entire water area during the warm season.

The quantitative parameters and the structure of the variability of temperature, salinity, and currents at time scales of the smaller tidal cycle are shown in the different sea regions in the hydrological conditions. The regularities of the distribution of the characteristics of short-period internal waves and small (sub-mesoscale) vortices along the sea are given. Synoptic and mesoscale dynamics of frontal sections in the White Sea and its structure-forming role in the formation and distribution of soap vortices and short-period internal waves are described. Estimates of the contribution of sub-tidal variability to the intensity of horizontal and vertical turbulent exchange are given.

The book is designed for students, graduate students and research workers specializing in the field of hydrometeorology and all who study the White sea.

*Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research (RFBR)
grant 18-15-00009*



The edition of the RFBR isn't subject for sale

© A.V. Zimin, 2018
© IO RAS, 2018
© GEOS, 2018

Оглавление

Введение	7
ГЛАВА 1. Предмет исследования и особенности Белого моря как объекта мониторинга	12
1.1. Процессы и явления, приводящие к короткопериодной (субприливной) изменчивости гидрофизических полей.....	12
1.2. Сведения о морфометрии дна, динамике, структуре вод и изменчивости термодинамических полей Белого моря.....	20
1.3. Методы наблюдения (мониторинга) субприливной изменчивости гидрофизических полей и связанных с ней явлений в приливном арктическом море.....	35
ГЛАВА 2. Количественные характеристики изменчивости гидрофизических полей и тонкой структуры вод на временных масштабах приливного цикла и меньше в различных по гидрологическим условиям районах Белого моря	52
2.1. Изменчивость температуры и солености вод.....	52
2.2. Изменчивость течений.....	78
2.3. Изменчивость тонкой структуры вод.....	93
ГЛАВА 3. Короткопериодные внутренние волны	108
3.1. Статистические характеристики короткопериодного внутреннего волнения.....	108
3.2. Пространственное распределение короткопериодного внутреннего волнения по акватории Белого моря.....	124
3.3. Типовые характеристики короткопериодного внутреннего волнения на акватории Белого моря на основе климатических данных.....	146

ГЛАВА 4. Субмезомасштабные вихревые структуры и фронтальная динамика	150
4.1. Особенности проявлений, распределения и динамики субмезомасштабных вихревых структур	150
4.2. Динамика фронтальных разделов	158
4.3. Субмезомасштабные структуры и процессы во фронтальных зонах.....	182
ГЛАВА 5. Влияние субприливной изменчивости на особенности турбулентного обмена	191
5.1. Особенности горизонтального турбулентного обмена	191
5.2. Особенности вертикального турбулентного обмена	198
Заключение	203
Литература	207

Введение

Океанологические наблюдения последних десятилетий позволили обнаружить значительную изменчивость течений, температуры и солености с горизонтальным масштабом порядка единиц километров и на временном интервале от долей часов до суток. Она обусловлена такими явлениями и процессами, как тонкая структура вод, короткопериодные внутренние волны (ВВ), малые вихревые и струйные структуры, локальная динамика фронтальных разделов, которые играют важную роль не только в вертикальном обмене из-за значительных вертикальных скоростей, но и в горизонтальном перемешивании [Thomas et al., 2008; Lévy et al., 2012]. Процессы и явления в указанном (субмезомасштабном) интервале изменчивости в энергетическом аспекте являются переходным звеном в каскаде масштабов от элементов синоптической и мезомасштабной циркуляции к микроструктуре океана [Munk et al., 2000]. В силу несовершенства теоретического описания и трудностей экспериментальных наблюдений субмезомасштабных структур короткопериодные явления и обусловленная ими изменчивость гидрофизических полей оказались недостаточно изученными в прошлые десятилетия, особенно в морях российской Арктики, где в последние годы отмечаются заметные изменения климатических характеристик вод. В частности, в летний сезон наблюдается обострение пикноклина, что приводит к повышению амплитуд внутренних волн и увеличивает их роль в перемешивании [Гордеева и др., 2014].

В Белом море сильная полусуточная приливная (мезомасштабная) динамика является ключевым фактором, определяющим регулярность и специфические особенности явлений и процессов на локальных акваториях [Филатов, Тержевик, 2007; Семенов, Булатов, 2010; Пантюлин, 2012]. Однако сведения об изменчивости процессов на временных масштабах от нескольких минут до полусуток (в данной работе они будут называться *субприливными*) и ассоциируемых с ними субмезомасштабных явлений, которым в Белом море соответствует пространственный масштаб от сотни метров до десяти километров, носят характер качественных оценок или гипотез. Это препятствует эффективному описанию и прогнозированию гидрологических условий, важных для решения прикладных задач, имеющих важное оборонное и хозяйственное значение при развитии Арктической зоны Российской Федерации [Государственная..., 2014].

Белое море является одним из наиболее изучаемых окраинных бассейнов Северного Ледовитого океана [Гидрометеорология..., 1991; Белое..., 1995; Бабков,

1998; Филатов, Тержевик, 2007; Система..., 2012]. В нем определен состав водных масс, выявлена сезонная изменчивость вертикальной структуры вод, показана тесная связь изменчивости термохалинных полей с синоптическими и приливными явлениями. Установлены основные фронтальные разделы и выявлена их значительная сезонная изменчивость. Мощные приливные процессы создают доминирующие на акватории квазипериодические полусуточные приливные течения. В районах, где хорошо выражена стратификация, под влиянием приливоотливных течений должны возникать внутренние волны полусуточного периода, что было показано по результатам численного моделирования [Семенов, Лунева, 1996; Каган, Тимофеев, 2005; Май, Фукс, 2005]. В районах генерации внутренние приливные волны могут иметь амплитуды до 10 м, однако, как показывают расчеты, при распространении они быстро затухают вблизи очагов генерации [Каган, Тимофеев, 2005]. Надежных наблюдений внутренних приливных волн в Белом море практически не было, что не позволило подтвердить или опровергнуть результаты моделирования.

Вихри с пространственными масштабами порядка единиц километров и временем жизни несколько часов были зарегистрированы на границе пролива Горло с помощью ИК-радиометра еще в 1985 г. [Гидрометеорология..., 1991], и считается, что их образование связано со сдвиговой неустойчивостью приливного течения. Однако до настоящего времени нет сведений об особенностях пространственной изменчивости характеристик малых вихрей на акватории Белого моря.

Использование данных дистанционных наблюдений высокого разрешения [Ионов, Шилов, 1996; White..., 2005; Коросов, 2007] позволило обнаружить значительную для всего моря мезомасштабную изменчивость температуры и идентифицируемых по ней фронтальных разделов. Известно также, что установившиеся фронты совершают периодические перемещения на 6–8 км вдоль векторов приливных течений с полусуточным периодом [Филатов, Тержевик, 2007]. Мезомасштабные особенности динамики вод наблюдались и в ходе экспедиционных исследований [Солянкин и др., 1994; Ижебейкин, 2001]. Распределения гидрологических элементов по пространству указывали на возможность меандрирования фронтальных разделов с отрывом от них вихревых образований с масштабами до десяти километров. Однако эти спутниковые и контактные данные не позволили регистрировать и описывать характер мезомасштабной изменчивости фронтальных разделов. Полностью отсутствуют оценки связи фронтальной динамики и особенностей формирования малых (субмезомасштабных) вихрей и короткопериодных внутренних волн, которые могут существенным образом влиять на процессы вертикального и горизонтального обмена на акватории моря.

Океанологические наблюдения последних лет в Белом море [Серебряный и др., 2009; Зимин и др., 2014а] позволили обнаружить значительную короткопериодную изменчивость течений, температуры и солёности на отдельных акваториях. Например, в 2010 г. в юго-западной части моря неоднократно регистрировались колебания термоклина высотой 15–17 м и периодом 15–20 мин [Зимин, 2012а], которые были интерпретированы как проявления короткопериодных внутренних волн. Однако на данный момент отсутствуют сведения о пространственно-временном распределении короткопериодных внутренних волн, хотя Белое море является

областью интенсивной диссипации приливной энергии в системе морей Северо-Европейского бассейна [Каган и др., 2013], и представляется, что короткопериодные внутренние волны могут наблюдаться регулярно и вносить значительный вклад в перемешивание на обширных акваториях. Более того, подробное описание особенностей гидрологических процессов и явлений на субприливных временных масштабах до сих пор отсутствует [Родионов и др., 2012].

Остается открытым вопрос о роли короткопериодной изменчивости в турбулентном перемешивании на различных акваториях Белого моря. Отсутствуют основанные на наблюдениях оценки коэффициентов горизонтального и вертикального турбулентного обмена, учитывающие влияние субприливных процессов и необходимые для верификации результатов численного моделирования. Обычно в численных моделях эти коэффициенты задаются как параметры, с помощью которых можно добиться достаточно хорошего согласия полученных решений и результатов наблюдений в разные годы [Волженский и др., 2009].

Для заполнения существующих пробелов в наших знаниях о закономерностях субприливной изменчивости гидрофизических полей, физико-географических особенностей проявлений и динамики субмезомасштабных явлений в Белом море требуется разработка технологии исследований, сочетающей методы специализированных высокоразрешающих по времени и пространству контактных и дистанционных наблюдений. Методы должны учитывать специфику шельфового приливного моря, позволяя, с одной стороны, охватывать наблюдениями значительные акватории, а с другой стороны, получать детальные сведения об изменчивости гидрофизических полей на небольших пространственно-временных масштабах с учетом их связи с динамическими процессами большего масштаба.

Результаты сбора данных согласно разработанной методике на акватории Белого моря и их комплексный анализ представляют собой основное содержание исследования, которое позволит ответить на вопрос о роли субмезомасштабной изменчивости в динамике приливного арктического моря и физико-географических факторах, формирующих эту изменчивость.

Методологическую основу работы составляет подход, базирующийся на получении и комплексной обработке результатов разнородных высокоразрешающих по времени и пространству контактных и дистанционных наблюдений, путем их сопоставления, картографирования, статистического анализа, а также теоретического анализа факторов и процессов, формирующих изменчивость гидрофизических полей на субмезомасштабном интервале изменчивости в приливном море.

Основная гипотеза исследования заключается в предположении о том, что в Белом море сильная приливная динамика является ключевым фактором, определяющим явления и процессы на масштабах от сотни метров до десятка километров и временном интервале от минут до полусуток. Короткопериодные внутренние волны, малые вихри и интенсивная фронтальная динамика, обусловленные преимущественно приливым воздействием, формируют субмезомасштабные и тонкоструктурные неоднородности гидрофизических полей и аномалии вертикального и горизонтального перемешивания вод.

Исходными данными для исследования являлись: данные учащенных по времени и пространству наблюдений на океанографических полигонах, выполненных в

летние сезоны 2006–2014 гг. в различных районах Белого моря по методике, защищенной авторским свидетельством [Зимин, 2013ж]; радиолокационные изображения: Envisat ASAR, Radarsat-1, Radarsat-2 за 2007, 2009–2012 гг.; данные по температуре поверхности моря MODIS Aqua и Terra за 2010 г. Дополнительно привлекались открытые архивы данных моделирования баротропного прилива и метеорологических карт приземного анализа.

Классические гидрологические подходы, основанные на анализе данных стандартных океанографических станций, дали возможность определить особенности вертикальной стратификации вод, индексы наблюдаемых водных масс, положения фронтальных разделов и т.д. Это позволило отнести районы, в которых выполнялись специальные натурные эксперименты, к участкам акватории с тем или иным характерным для моря гидрологическим режимом. Для каждого выделенного гидрологического района с использованием описательной статистики и спектрального анализа проводилась оценка изменчивости характеристик вод (температуры, солености, течений) по данным контактных наблюдений в ходе приливного цикла.

По данным высокоразрешающих контактных измерений определялись повторяемость и обеспеченность высот и периодов колебаний изопикн и таким образом находились характеристики ВВ. Взаимным корреляционным анализом данных, полученных в разных точках полигонов, определялись характерные скорости и длины внутренних волн, а также направления их распространения. Процедура анализа высокоразрешающих спутниковых радиолокационных изображений по характерным проявлениям аномалий на морской поверхности [Козлов и др., 2015] позволила картировать проявления пакетов короткопериодных внутренних волн на акватории всего моря. Для валидации спутниковых данных выполнялось сопоставление характеристик внутренних волн, наблюдаемыми *in situ* и на радиолокационных снимках. На основе спутниковых данных определялись длина цуга волн, количество волн в цуге, длина лидирующей волны, длина гребня лидирующей волны, направление распространения. На основе обобщения спутниковых данных и доступной гидрометеорологической информации оценивалась временная изменчивость и выявлялись определяющие ее факторы, определялись районирование особенностей проявлений и очаги генерации короткопериодных внутренних волн.

Для исследования характеристик субмезомасштабной вихревой динамики выполнялись повторяющиеся в разные фазы приливного цикла микрополигонные океанографические съемки. Они позволили установить наличие вихревых образований и определить их характеристики на отдельных участках акватории. Анализ поверхностных проявлений субмезомасштабных вихрей на всей акватории моря проведен с использованием тех же спутниковых изображений (методика изложена в [Лаврова и др., 2011]). Он выявил районы постоянной регистрации поверхностных проявлений вихрей, их тип и характеристики пространственно-временной изменчивости.

Исследование фронтальной динамики базировалось на сочетании результатов контактных измерений на разрезах поперек фронтальных зон различного происхождения в разные фазы приливного цикла и спутниковых данных о характери-

ках температуры поверхности моря. Соединение этих данных позволило получить представление о синоптической и мезомасштабной (приливной) изменчивости положения основных фронтальных разделов Белого моря. Затем путем комбинирования полученной информации строились композитные карты, сочетающие идентифицированные положения фронтальных разделов, вихревых образований и ВВ. Анализ комплексных карт позволил исследовать связь изменчивости фронтальных разделов и интенсивности проявлений субмезомасштабных вихрей и короткопериодных внутренних волн.

Для оценки особенностей турбулентного обмена на масштабах приливного цикла и влияния короткопериодной изменчивости на процессы перемешивания на основе учащенных данных о характеристиках течений рассчитывались коэффициенты вертикального (метод Осборна) и горизонтального (метод Эртеля) турбулентного обмена в различных по типам гидрологических условий районах Белого моря.

Благодарности. Автор, в первую очередь, искренне признателен д.т.н. А.А. Родионову за его постоянную всестороннюю поддержку в ходе многолетних исследований; д.ф.-м.н. Л.Н. Карлину за его настоятельную рекомендацию к расширению исследований; чл.-корр. РАН Н.Н. Филатову за помощь и постоянное содействие в проведении морских экспедиций. Автор глубоко благодарен к.г.н. Д.А. Романенкову за весьма ценные практические советы; д.ф.-м.н. И.А. Степанюку и О.А. Атаджановой за высказанные ценные замечания; к.ф.-м.н. И.Е. Козлову и ЛСО РГГМУ за помощь в получении и обработке спутниковых данных; Г.В. Жегулину за содействие в работе с судовыми наблюдениями; к.г.н. Р.Э. Здоровеннову, к.г.н. А.В. Толстикovu и экипажу НИС «Эколог» за совместную работу в экспедициях; рецензентам д.г.н. Т.В. Белоненко, д.г.н. Г.Н. Войнову, д.ф.-м.н. В.В. Иванову за ценные замечания.

Исследования выполнялись частично в рамках государственного задания по базовым темам Института океанологии РАН, государственного задания ФАНО России № 0149-2018-0014 «Волновые процессы, явления переноса и биогеохимические циклы в морях и океанах: исследование формирующих механизмов на основе физико-математического моделирования и натурных экспериментальных работ», при частичной финансовой поддержке проекта РФФИ № 15-05-04639а, издание осуществлено при финансовой поддержке РФФИ проект № 18-15-00009.

ГЛАВА 1

Предмет исследования и особенности Белого моря как объекта мониторинга

1.1. Процессы и явления, приводящие к короткопериодной (субприливной) изменчивости гидрофизических полей

Масштабы изменчивости гидрофизических полей

Океанология как естественная наука в значительной мере опирается на экспериментальные данные. Океанологический эксперимент в море заключается в регистрации тех или иных отдельных характеристик гидрофизических полей. Соответственно первой задачей при обработке результатов измерений является идентификация физических процессов в морской среде, находящих свое отражение в изменении полей скорости течения, температуры и солёности. Второй задачей является выявление связи регистрируемых процессов с причиной, которая их вызывает, а также связи с другими процессами и явлениями, протекающими в океане. При этом степень изученности различных процессов и явлений в Мировом океане вообще и в Белом море, в частности, весьма различна. Если представления о крупномасштабной горизонтальной и вертикальной циркуляции вод и связанные с ними гидрологический режим и особенности стратификации Белого моря изучены достаточно хорошо [Гидрометеорология..., 1991; Белое..., 1995; Бабков, 1998; Филатов, Тержевик, 2007; Система..., 2012], то сведения о процессах, протекающих на временных масштабах меньше приливного цикла, практически отсутствуют. Этот пробел связан с отсутствием необходимых данных, полученных по единым методикам, позволяющим изучать процессы и явления, приводящие к короткопериодной изменчивости гидрофизических полей, и учитывающим особенности

Белого моря и вообще приливных морей Северного Ледовитого океана. И при создании методик измерений, и при формировании представлений о взаимосвязях между процессами разных масштабов удобно использовать понятие о спектре пространственно-временной изменчивости океанологических процессов [Монин и др., 1974].

В соответствии с этим подходом [Корчагин, Монин, 2004] различают неоднородности горизонтального и вертикального развития в океане, которые порождаются обширной иерархией разномасштабных по пространству и времени процессов. При этом спектр масштабов и пространственный, и временной не является непрерывным, а собирается в некоторые группы, соответствующие определенным явлениям. Этот принцип позволяет ввести формальное разделение основных процессов по масштабам, на основании которых возможна эффективная физическая интерпретация результатов измерений.

Первое разделение процессов по масштабам на основе характерного изменения спектра кинетической энергии [Озмидов, 1965] было основано на предположении, что основной приток энергии к океанским движениям происходит от атмосферы. Эта классификация содержала три интервала максимумов кинетической энергии, связанных с *мелкомасштабными*, *среднемасштабными (мезомасштабными)* и *крупномасштабными* процессами. Мелкомасштабные процессы порядка десятков метров и с периодом изменчивости от долей секунды до минут связывались с ветровыми волнами. К среднемасштабным процессам были отнесены вихревые движения вод с периодом от минут до месяцев и размерами порядка десятков километров. И наконец, крупномасштабные процессы – это медленные согласованные колебания, охватывающие всю акваторию океана, имеющие характерные масштабы тысячи километров (порядка размеров океана) и временную изменчивость от сезона до сотен лет.

Позже, с расширением знаний об океане, изменялась и классификация в части более четкого разграничения интервалов изменчивости [Монин и др., 1974; Каменкович и др., 1982; Корчагин, Монин, 2004]. В крупномасштабном интервале были выделены: сезонные колебания, междугодичная и внутривековая изменчивость. В среднемасштабном интервале были выделены мезомасштабный и синоптический масштабы, в мелкомасштабном интервале – тонкоструктурный и микроструктурный масштабы.

Для однозначности понимания используемой терминологии приведем общепринятую в отечественной океанологии классификацию изменчивости гидрофизических полей [Монин и др., 1974; Корчагин, Монин, 2004]:

1. *Масштаб микроструктуры*. Минимальный интервал спектра масштабов включает структурные неоднородности с размерами от долей миллиметра до 1–2 м. Он связан с такими процессами, как мелкомасштабная турбулентность, микронеконвекция, молекулярные процессы, а также с самой короткопериодной частью спектра внутренних волн. В этом интервале вертикальные и горизонтальные движения жидкости равноправны. Частотные масштабы колебаний на интервале микроструктуры, с одной стороны, ограничены самой высокочастотной компонентой спектра флуктуаций гидрофизических полей (доли секунды), с другой стороны – локальной частотой Вьяйсяля–Брента (N).

2. *Масштаб тонкой структуры* включает неоднородности с вертикальными размерами от масштабов локально-изотропных турбулентных пульсаций скорости жидкости в устойчиво стратифицированной среде $L_N \approx \varepsilon^{1/2}/N^{3/2}$ (ε – скорость диссипации турбулентной энергии), минимальные оценки которого составляют от 10 см до нескольких десятков метров. Этот интервал изменчивости связан с такими процессами, как дифференциально-диффузионная конвекция, короткопериодные внутренние волны, турбулентное перемешивание и др. В отличие от микроструктурного интервала, главной причиной развития являются конвективные процессы, формирующиеся при взаимодействии вертикально направленных сил тяжести и плавучести. Горизонтальная протяженность подобных неоднородностей в среднем на 2–3 порядка превышает их вертикальное развитие [Федоров, 1976]. Время жизни тонкоструктурных слоев может изменяться от нескольких минут до 10 суток.

3. *Мезомасштаб* включает неоднородности с вертикальными размерами от метров до десятков метров и временем существования от нескольких десятков минут до суток. Отношение вертикального масштаба этих структур к горизонтальному значительно меньше единицы. Характерный горизонтальный масштаб данных структур имеет минимальные оценки от сотен метров, а максимальные – до десятка километров, верхняя граница данных неоднородностей оценивается исходя из инерционной частоты $L_f \approx \varepsilon^{1/2}/f^{3/2}$ (где f – параметр Кориолиса). Этот интервал связан с такими процессами, как приливные и инерционные колебания на мелководье, фронтальная динамика, внутренние волны, вихревые структуры, суточные колебания термического происхождения. Нетрудно заметить, что пространственные и временные масштабы тонкоструктурных и мезомасштабных неоднородностей на некотором интервале пересекаются, что, несомненно, создает трудности в их выделении и анализе. Различие заключается, в первую очередь, в большей стабильности мезоструктур. Основными формирующими их факторами являются стратификация и вращение Земли, кроме того, в приповерхностных слоях – солнечная энергия и влекущее воздействие ветра, а у дна – обтекание топографических неровностей.

4. *Синоптический масштаб* связывается с неоднородностями масштаба десятки и первые сотни километров, со временем жизни от нескольких суток до нескольких месяцев. Горизонтальные масштабы данных явлений оцениваются исходя из порядка радиуса деформации Россби $L_R \approx NH/f$ (H – толщина водного слоя) и на 2–3 порядка превышают вертикальные. С большой точностью можно утверждать, что синоптические движения являются геострофическими. Этот интервал связан с интенсивными движениями в виде вихрей и волн Россби. Свое название данный диапазон изменчивости получил вследствие аналогичности отмеченных вихрей атмосферным циклонам и антициклонам. По механизмам образования синоптические движения в океане можно разделить на: фронтальные (меандры на струйных течениях и ринги), свободные вихри и волны Россби. Они порождаются внутренней бароклинной неустойчивостью, топографическими эффектами и атмосферным воздействием. Считается [Коняев, Сабинин, 1992], что энергия крупномасштабных течений в результате их неустойчивости передается, главным образом, волнам Россби.

5. *Сезонные колебания.* Этот интервал включает в себя глобальные неоднородности с масштабами тысячи и десятки тысяч километров, охватывающие океан в целом. Во времени они захватывают годовой период, и его гармоника наиболее ярко выражены в высоких широтах. Главными структурообразующими факторами в данном интервале являются вращение Земли и ее сферичность, ограниченные влиянием берегов. Сезонная изменчивость создается годовым ходом солнечной радиации и состоянием атмосферы. Поэтому данные структуры являются структурами горизонтального развития, не зависящими от вертикальной структуры вод, и могут охватывать по вертикали от сотен метров до всей толщи океана. Эти колебания изучены лучше, чем другие виды изменчивости океанологических полей.

6. *Междугодичная изменчивость* включает в себя согласованные изменения состояния больших акваторий океана и всей атмосферы от года к году. Пространственные масштабы данной изменчивости сопоставимы с размерами океана, а время жизни – несколько лет. Основной причиной являются перестройка процессов взаимодействия океана и атмосферы, в том числе автоколебательные процессы в системе океан–атмосфера–материки. Примерами этих процессов являются автоколебания северной струи Гольфстрима, явления Эль-Ниньо и связанных с ним течений.

7. *Климатические колебания (внутривековая и межвековая изменчивость).* Описывает глобальные изменения характеристик Мирового океана на масштабах в десятки и сотни лет, связанные с колебаниями климата Земли под влиянием внутренних и внешних процессов. Они приводят к трансформированию водных масс и квазистационарных океанических течений, колебаниям зональных климатических поясов, глобальным изменениям уровня Мирового океана.

Следует отметить, что в англоязычной (зарубежной) океанологической литературе синоптический и мезо-масштабы из выше приведенной классификации именуется *mesoscale* [Stewart, 2008], а высокочастотная часть *mesoscale* называется *sub-mesoscales* [Thomas et al., 2008]. Таким образом, исторически термин «мезомасштаб» имеет как минимум три разные физические интерпретации в спектре пространственно-временных масштабов, что вызывает некоторую путаницу.

В последнее время в отечественной научной литературе также используется термин «*субмезомасштаб*» [Зацепин и др., 2010; Рогачев, 2010; Каримова, 2012; Дубина, 2013] с целью подчеркнуть то, что исследования выполнены в короткопериодной части мезомасштабного интервала изменчивости. Под субмезомасштабными понимаются динамические явления, наблюдаемые обычно в верхнем слое океана, характеризующиеся безразмерными числами Россби и Ричардсона порядка единицы. Они не описываются полностью положениями квазигеострофической теории и в то же время не являются в полной мере изотропно трехмерными, негидростатическими процессами [Thomas et al., 2008]. Однако ввиду небольших размеров и времени существования они представляют собой один из наименее изученных динамических процессов в океане [Lévy et al., 2012], хотя играют важную роль в вертикальном обмене из-за значительных вертикальных скоростей и в горизонтальном перемешивании вследствие интенсивного вихреобразования [Thomas et al., 2008]. Данный интервал изменчивости частично перекрывается с масштабом

тонкой структуры и включает процессы, которые являются переходными от мезомасштабных к микроструктуре океана и «составляют важное звено в балансе процессов генерации и диссипации в океане» [Munk et al., 2000]. Когда эти процессы ассоциируют с динамикой пикноклина и фронтальных разделов, размеры субмезомасштабных неоднородностей имеют порядок от сотен метров до первых десятков километров, а время жизни от десятков минут до суток.

Согласно гипотезе проводимых исследований, в качестве триггерного (приводящего в действие) механизма, запускающего каскад передачи энергии от процессов синоптического масштаба и мезомасштаба к микроструктуре в Белом море, выступают полусуточные приливы. Приливные процессы, повторяющиеся регулярно, являются своеобразным генератором вертикального и горизонтального движения водных масс и соответственно стимулируют процессы их обмена. Предполагается, что приливные процессы во взаимодействии со стратификацией вод и топографией дна играют ключевую роль в формировании и разрушении тонкой стратифика-

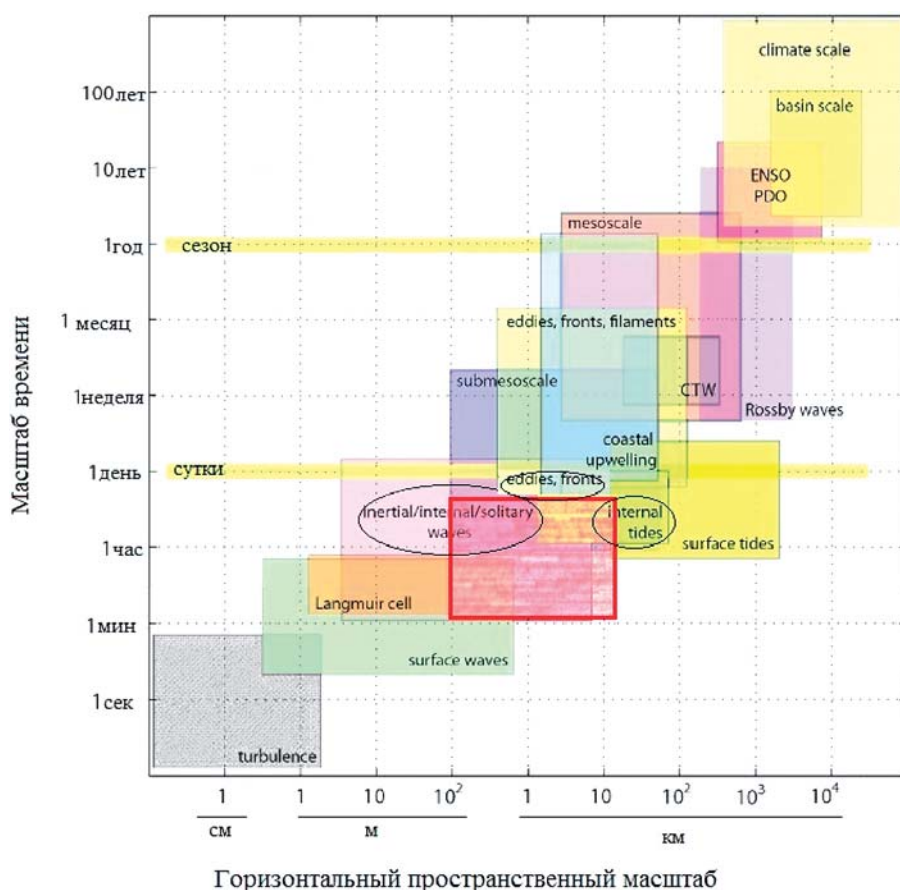


Рис. 1.1. Схема областей различных пространственно-временных масштабов различных физических процессов в океане [Dickey et al., 2006]. Красным прямоугольником выделены масштабы, находящиеся внутри указанной области исследования

ции вод, малых вихревых структур, короткопериодных внутренних волн, локальной динамики фронтальных разделов и оказывают влияние на интенсивность горизонтального и вертикального турбулентного обмена.

Поэтому объектом для создания методик измерений и анализа является изменчивость характеристик гидрофизических полей, а также вызывающие их процессы и явления на временном интервале от минут до полусуток и пространственных масштабах от сотни метров до десятка километров, что соответствует тонкоструктурному и частично субмезомасштабному интервалу изменчивости. Как уже упоминалось, в данной работе для краткости и в связи с тем, что рассматриваемые колебания находятся на временных масштабах меньше полусуточного приливного цикла, данный интервал будет называться субприливым. Наглядно представление об их месте в иерархии океанских процессов можно получить из схемы на рис. 1.1. На ней в логарифмическом масштабе отложены характерные периоды колебаний и горизонтальные масштабы процессов в Мировом океане.

Из схемы (рис. 1.1) видно, что на указанном для исследования интервале спектра пространственно-временная изменчивость связывается с такими процессами, протекающими в толще океанских вод, как короткопериодная часть внутреннего волнения различного происхождения (*inertial/internal/solitary waves, internal tides*), высокочастотная часть вихревой и фронтальной динамики (*eddies, fronts*).

Обзор изученности процессов на субмезомасштабном и тонкоструктурном масштабах изменчивости

В последние годы отмечается рост теоретических, модельных и экспериментальных исследований короткопериодных процессов, включающих субприливный интервал изменчивости. Большое число публикаций посвящено изучению малых вихревых структур верхнего слоя океана, фронтальных зон и периферии мезомасштабных вихрей. При этом главное внимание исследователей было направлено на понимание механизмов формирования малых вихрей и субмезомасштабных фронтов (короткоживущих структур с резкими градиентами характеристик) [Thomas et al., 2008; Thomas, Ferrari, 2008; Mahadevan, Tandon, 2006; Capet et al., 2008a, 2008b; Klein, Lapeyre, 2009; Zhong, Bracco, 2013; Зацепин, 2011]. Высокорастворимые численные модели способны воспроизводить эти сложные гидродинамические процессы в ограниченных областях, но в то же время нуждаются в новой экспериментальной информации о короткоживущих структурах для согласования ключевых параметров теоретических подходов [Özgökmen et al., 2011]. Для этого были организованы несколько комплексных мониторинговых натурных исследований, среди которых проекты Latex (Lagrangian Transport Experiment, 2008–2011, Лионский залив), Latmix (Scalable Lateral Mixing and Coherent Turbulence, 2011–2012, Саргассово море, Гольфстрим), SubEx (Submesoscale Experiment, 2011, 2013, Калифорнийский залив), GLAD (Grand Lagrangian Deployment, 2012, Мексиканский залив). Данные этих и других уникальных экспериментов, включающие информацию с дрейфующих буёв, использовались, в част-

ности, для изучения влияния (суб-)мезомасштабной физики на обмен и биохимию в системе шельф-прибрежные воды [Marmorino et al., 2010; Levine et al., 2009]. Полученные оценки коэффициентов горизонтальной диффузии использовались в численных моделях, что позволило точнее моделировать вихревую структуру течений в районе экспериментов [Marmorino et al., 2010; Nencioli et al., 2013; Mensa et al., 2013; Zhong, Bracco, 2013]. Показано, что при наличии разнородных данных можно определить пространственную изменчивость горизонтального коэффициента диффузии и без привлечения информации с дрейфующих буёв [Redondo et al., 2013].

Российскими специалистами выполнены подспутниковые эксперименты в Черном море [Лаврова и др., 2013; Зацепин и др., 2014] и в Белом море [Зимин и др., 2014а], которые показали необходимость высокоразрешающих спутниковых данных и полезность наблюдений *in situ* для изучения характеристик субмезомасштабных структур.

Наблюдения субмезомасштабных вихрей и анализ их изменчивости проводились в неприливных морях России [Gurova, Chubarenko, 2012; Mityagina et al., 2010; Костяной и др., 2010; Каримова, 2012] и в Японском море [Рогачев, 2010, 2012; Дубина и др., 2013]. Для арктических морей известны исследования субмезомасштабных структур в море Бофорта [D'Asaro, 1988] и в Чукотском море [Timmermans, Winsor, 2013], однако их происхождение связывается с атмосферным воздействием и неустойчивостью поверхностного слоя внутри существующего в летний период антициклонического круговорота поверхностных вод. Таким образом, по отношению к арктическим морям с доминирующим влиянием прилива, к которым относится Белое море, имеется пробел в существующих представлениях о субмезомасштабных вихрях, их динамике и изменчивости, который необходимо заполнить.

Среди многочисленных публикаций, посвященных короткопериодным ВВ, отметим исследования, в которых совместное использование больших архивов спутниковых наблюдений и ряда натурных данных с привлечением результатов моделей различного уровня имели своей целью установление региональных особенностей пространственной и временной изменчивости распределения характеристик ВВ, выявление зон генерации, путей распространения волн и их влияния на характеристики среды [Zheng et al., 2007; Badiéy et al., 2013; Bai et al., 2014; Guo et al., 2011, 2012; Jackson, 2009; Jackson et al., 2013; Karang et al., 2012; Li, Farmer, 2011; Liu et al., 1998; Teixeira et al., 2006; Wang et al., 2013; Бондур и др., 2008]. Следует упомянуть публикации, близкие по тематике и относящиеся к морям России [Лаврова и др., 2009; Митягина, Лаврова, 2010; Лаврова и др., 2011; Дубина, Митник, 2007]. Но только в последних двух статьях рассматриваются приливные моря (Охотское и Японское). В отечественной литературе хорошо известна монография [Поверхностные..., 2002], суммирующая известные на тот момент сведения о внутренних (в том числе короткопериодных) волнах, включающие результаты наблюдений и модельных подходов. Короткопериодная изменчивость характеристик ВВ и водных масс на основе многолетнего натурального и/или спутникового мониторинга не рассматривалась в этой монографии, а районы Белого моря вообще не были представлены в ней. Несколько публикаций, вышедших позже и касаю-

щихся модельных расчетов [Морозов, Пака, 2010], отдельных натуральных [Морозов, Марченко, 2012; Серебряный и др., 2009] и дистанционных [Серебряный, 2012a] наблюдений, не изменили ситуацию. Предполагается, что исследование изменчивости характеристик короткопериодных внутренних волн на основе комплексного мониторинга с привлечением контактных и спутниковых данных для арктических морей весьма актуально.

В мелководных районах приливных морей (шельф, проливы, банки) могут формироваться перемешанные по вертикали нестационарные зоны с резкими фронтальными границами, называемые фронтами приливного перемешивания. Эти фронты являются важной особенностью структуры вод шельфовой зоны и генерируют вихри разного масштаба [Badin et al., 2009; Brink, 2013; Рогачев, 2012; Жабин, Дубина, 2012]. В шельфовых районах под влиянием впадающих рек формируются стоковые фронты. Оба типа фронтов подвержены сильной сезонной и синоптической изменчивости. Такая изменчивость изучалась с помощью натуральных и спутниковых данных [Neil et al., 2012; Tong et al., 2010] и по результатам численного моделирования [Sun, Youn, 2006]. Фронты арктических морей России также рассматривались в ряде работ [Kulakov, Stanovoy, 2002; Kostianoy et al., 2004; Филатов, Тержевик, 2007; Система..., 2012; Зацепин и др., 2010], где были отмечены, в частности, внутрисезонные колебания положения фронтов. Систематические исследования мезомасштабной изменчивости фронтальной динамики с использованием большого набора новых спутниковых данных не проводились. Такие исследования для приливных и стоковых фронтов интересны не только сами по себе, но позволяют также выявить связь фронтальной изменчивости с вихревой и внутриволновой динамикой в Белом море.

Перемешивание вод в приливном море рассматривалось в ряде недавних работ [Lozovatsky et al., 2012; Rippeth et al., 2005; Shapiro et al., 2003; Коротенко, Сенчев, 2011; Levine et al., 2009; Зимин, 2013a]. Непостоянство характеристик турбулентности в приливном периоде – хорошо известный факт. Такая изменчивость значительно возрастает в присутствии субмезомасштабных структур, например короткопериодных ВВ [Martini et al., 2013; Richards et al., 2013]. Более того, коэффициенты горизонтального и вертикального перемешивания переменны во фронтальных зонах [D'Asaro et al., 2011; Nencioli et al., 2013]. В рамках исследования предполагается впервые на основе натуральных данных получить оценки коэффициентов обмена в разных районах Белого моря и установить вклад в них короткопериодных процессов.

Белое море выбрано как объект исследования по двум причинам: оно отличается богатым набором гидрологических условий, вызываемых как морфометрией, так и распределением речного стока, а также с разной интенсивностью приливных движений; при достаточно хороших знаниях «классической» гидрологии моря сведения о короткопериодной изменчивости характеристик гидрофизических полей и связанных с ними процессах в субмезо- и тонкоструктурном масштабах (т.е. субприливном масштабе) практически отсутствуют. Поэтому полученные результаты специализированного мониторинга позволят сделать новые обобщения в области гидрофизики не только Белого моря, но и различных типовых районов приливных арктических морей.

1.2. Сведения о морфометрии дна, динамике, структуре вод и изменчивости термодинамических полей Белого моря

Краткие сведения о морфометрии дна и берегов

Белое море относится к бассейну Северного Ледовитого океана, граничит с Баренцевым морем и относится к крайним шельфовым приливным морям [Гидрометеорология..., 1991]. Море располагается между $68^{\circ}40'$ и $63^{\circ}48'$ с.ш. и $32^{\circ}00'$ и $44^{\circ}30'$ в.д., имеет протяженные береговые границы, и только от Баренцева моря его отделяет относительно непротяженная водная граница (рис. 1.2). Белое море принято разделять на северную, среднюю и южную части, исходя из морфометрических особенностей [Лочия..., 1983].

Северная часть имеет очертания раструба, обращенного к Баренцеву морю, который, постепенно сужаясь, протянулся с севера на юг примерно на 210 км. Она разделяется на относительно глубоководную область, называемую Воронка, средняя глубина 34 м, и вдающийся в сушу мелководный Мезенский залив, средняя глубина 13 м. Отметим, что из-за особенностей ее гидрологических черт и геоморфологического строения ложа многие исследователи [Дерюгин, 1928; Тимонов, 1950; Бабков, 1998; Наумов, 2006] считают более логичным отнести Воронку

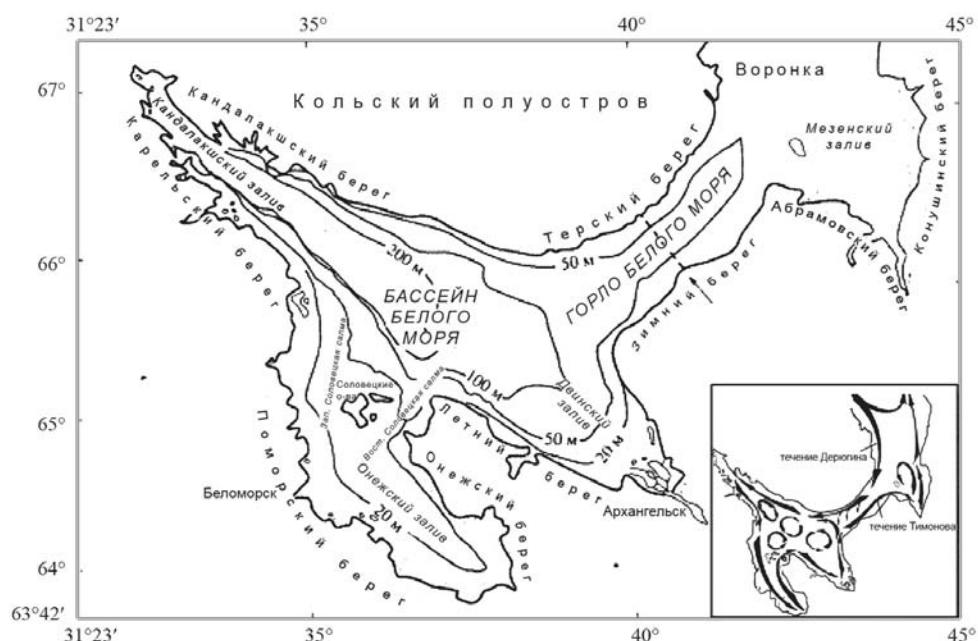


Рис. 1.2. Батиметрическая карта Белого моря, на врезке показана схема течений [Филатов, Тержевик, 2007]

и Мезенский залив к заливам Баренцева моря. Они предлагают проводить «естественную океанографическую» границу моря на основе особенностей его гидрологических черт и геоморфологического строения ложа южнее географической, располагая ее в различных областях средней части Белого моря.

Средняя часть моря представляет собой пролив шириной 45–55 км и длиной 170 км. Она называется Горлом Белого моря. Она более глубокая, чем северная часть моря, средняя глубина составляет 37 м. Вдоль средней части Горла несколько ближе к западному берегу имеется подводный желоб с глубинами более 50 м, вытянутый вдоль пролива. С северо-запада Горло ограничено Терским берегом, с юго-востока – Зимним берегом. На северо-востоке Горло примыкает к Воронке, а его юго-западная граница – к бассейну Белого моря.

Южная часть моря называется Бассейном. Эта часть является наиболее обширной и глубоководной. Она раскинулась с запада на восток на 450 км, с севера на юг на 350 км и сильно расчленена. Бассейн Белого моря разделяется на центральную глубоководную часть моря, собственно Бассейн и заливы: Кандалакшский, Двинский, Онежский. Заливы Белого моря по старой традиции часто называют губами. Бассейн – наибольшая по объему вод область моря, средняя глубина в нем составляет 125 м. Впадина с глубинами более 100 м занимает свыше 70 % его акватории. В пределах этой впадины в северо-западной части Бассейна и юго-восточной части Кандалакшского залива располагается желоб с глубинами более 200 м. В нем имеются отдельные котловины с глубинами более 250 м, в одной из которых на границе с Кандалакшским заливом отмечается глубина 350 м, максимальная для всего моря [Система..., 2012].

Кандалакшский залив – самый глубоководный из заливов Белого моря со средней глубиной 109 м. Берега залива приглубы и сильно изрезаны, особенно в вершине; вдоль берега имеется множество островных архипелагов. Береговая граница залива к юго-востоку от его вершины называется Карельский берег, а к северо-востоку – Кандалакшский берег.

Глубины в центральной части входа в Двинский залив составляют до 100 м, а по мере приближения к вершине и берегам постепенно убывают. В среднем она равна 49 м. Кутовая часть Двинского залива изобилует островами, в него впадает самая крупная река Белого моря – Северная Двина. Ее воды несут около 50 % речного стока, поступающего в море. К северу от устья Двины побережье залива называется Зимний берег, а к югу – Летний берег.

Онежский залив располагается к югу и юго-востоку от островов Соловецкого архипелага. Соловецкие острова отделены от восточного берега Онежского залива проливом Восточная Соловецкая салма, а от западного берега – проливом Западная Соловецкая салма. Пролив Восточная Соловецкая салма шире и глубоководнее, чем Западная Соловецкая салма. Онежский залив достаточно мелководный со средней глубиной 19 м. Дно крайне неровное, глубины в большей его части менее 50 м, в центре и на юге залива имеются обширные районы с глубинами менее 20 м. Берега шхерные, много небольших островов: Онежские, Сумские и Кемские шхеры и т.д. В залив впадают несколько относительно крупных рек: Онега, Кемь, Кереть. Суммарно они дают около 15 % общего речного стока в море. Западный берег залива севернее города Кемь называется Карельский берег, южнее до р. Онега

простирается Поморский берег, а к северо-востоку от р. Онеги до Восточной Соловецкой салмы – Онежский берег.

Резюмируя вышесказанное, можно заключить, что, несмотря на свои небольшие размеры, Белое море обладает сложной конфигурацией рельефа дна и берегов. Обширная глубоководная часть моря (Бассейн) отделена от Северного Ледовитого океана длинным мелководным проливом. Акватория Бассейна моря сильно расчленена и глубоко вдается в сушу в виде четко очерченных заливов. Эти особенности оказывают огромное влияние на формирование гидрологической структуры вод моря, что заставляет некоторых исследователей проводить «океанографическую границу» моря через Горло Белого моря.

Гидрологическая структура и динамика вод

Воды моря формируются из двух основных источников: пресного, основа которого – речной сток и осадки, и соленого, поступающие из Северного Ледовитого океана (Баренцева моря) воды.

Речной сток является главной приходной составляющей пресного баланса Белого моря. Он имеет две особенности: крайне неравномерное распределение по акватории и значительную изменчивость во времени. Основной объем стока сосредоточен в восточной части моря в крупнейших реках: Северной Двине и Онеге. Объем их стока составляет более двух третей общего объема. В западной части моря речной сток значительно меньше и распределен по множеству малых рек. Изменчивость стока рек в Белом море характеризуется весенним половодьем и зимней меженью. Например, у Северной Двины на период половодья (май–июнь) приходится 52,5 % годового стока, а на зимнюю межень (февраль–март) – всего 3,7 % [Пантюлин, 2012]. В целом за период открытой ото льда воды основные крупные реки вносят в море до 80 % годового стока [Филатов, Тержевик, 2007]. За год на поверхность Белого моря выпадает 500–600 мм осадков, из них 350–400 мм – в теплый период года. За год наблюдается превышение осадков над испарением [Гидрометеорология..., 1991].

Воды океанского происхождения поступают в Белое море из юго-восточной части Баренцева моря. Большая протяженность границы и форма северной части моря не препятствуют проникновению баренцевоморских вод. Они отличаются высокой соленостью (34–35 ‰) и изменяющейся по сезонам температурой от 3 до 8 °С. Основной участок адвекции этих вод расположен на западной части открытой границы моря, примыкающей к Терскому берегу [Пантюлин, 2012]. Баренцевоморские воды, минуя Воронку и Горло, в пределах Бассейна и его заливов вовлекаются в общий циклонический круговорот и подвергаются как прогреву, так и опреснению [Бабков, 1998].

Общая циркуляция вод в Белом море обусловлена наличием «питающего» потока, поступающего из Баренцева моря в Бассейн (течение Дерюгина), и «стокового» (течение Тимонова) с более пресными водами, идущими из через Горло в Воронку, а также циркуляциями разного знака вращения в Бассейне (см. врезку на рис. 1.2). Скорости постоянных течений в море составляют 10–15 см/с, а в узких

акваториях и в районе мысов – до 30 см/с. Хорошо прослеживаются порождаемые материковым стоком Двинское течение, направленное от устья Двины вдоль Зимнего берега в Горло, и Онежское течение, направленное вдоль Онежского берега в Восточную Соловецкую салму. В южной части моря (в Бассейне) доминирует циклоническая циркуляция. Однако положение отдельных антициклонических и циклонических круговоротов не является стабильным и изменяется в зависимости от сезонной интенсивности стока рек и динамического воздействия атмосферы над акваторией моря. Относительная мелководность Белого моря и расположение на пути движения циклонов способствуют развитию нестационарных движений вод синоптического масштаба (7–14 сут). Скорости неперiodических течений в слое 0–10 м колеблются в пределах от 3 до 36 см/с, с глубиной их скорость уменьшается. На глубинах более 50 м они не превышают 5 см/с [Гидрометеорология..., 1991].

Важным фактором, определяющим циркуляцию вод Белого моря, являются приливные колебания с суточным, полусуточным и четвертьсуточным периодами. Преобладают среди них лунные полусуточные приливы M_2 (Инжебейкин, 2003). Они порождаются приливной волной, поступающей из Баренцева моря через Воронку и Горло. В прилив течения направлены из Горла в Бассейн, в отлив – в обратную сторону. На большей части акватории скорости приливного течения превышают скорости неперiodических составляющих циркуляции. Скорости суммарных приливных течений максимальны в Горле и Мезенском заливе, где могут достигать 250 см/с. На выходе из Горла в Бассейн скорость приливного течения уменьшается с 80 до 20 см/с и в самом Бассейне не превышает этого значения. В Соловецких салмах и Онежском заливе она достигает 100 см/с. В Кандалакшском и Двинском заливах приливные течения не превышают 30–35 см/с [Гидрометеорология..., 1991; Филатов. Тержевик, 2007]. Наглядное представление о пространственной изменчивости и характере приливных течений на акватории всего моря можно получить из рис. 1.3, а. У полусуточных течений наблюдается вырожденная амфидромия в Воронке, одновременное наступление максимальной скорости в южной части Горла и амфидромия в Бассейне. В Бассейне, частично в Двинском и Кандалакшском заливах вращение приливного течения происходит по часовой стрелке. В Горле и Соловецких салмах, отдельных губах течения носят реверсивный характер. В центральной части Двинского и устьевой части Кандалакшского заливов вращение течений происходит против часовой стрелки. В этих районах течения слабее и приближаются к вращательным [Гидрометеорология..., 1991].

Отметим еще некоторые важные особенности приливов в Белом море [Пантюлин, 2012]. Возраст приливов в среднем составляет 2 сут, т.е. настолько запаздывают сизигийные максимумы уровня и течений относительно астрономического полнолуния и новолуния. Различия между сизигийными и квадратурными приливами более выражены в течениях (в 2–3 раза), чем в уровне (в 1,5–2 раза).

В Белом море из-за его морфометрических особенностей отмечаются как правильные, так и неправильные полусуточные приливы. Деформация приливной волны на мелководье приводит к тому, что полусуточные приливы становятся несимметричными (мелководными). В Белом море наблюдается явление «манихи» в Двинском заливе, оно заключается во временной приостановке подъема уровня и

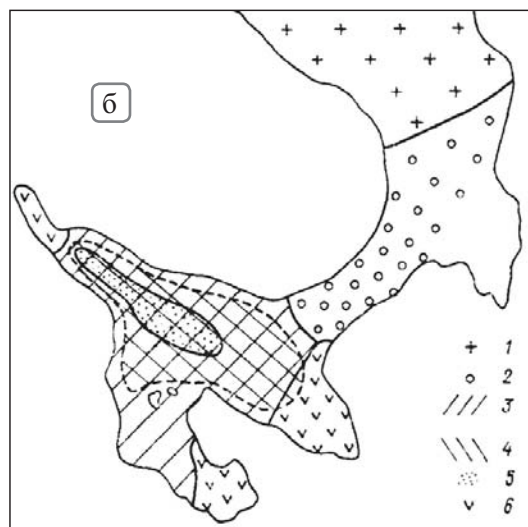
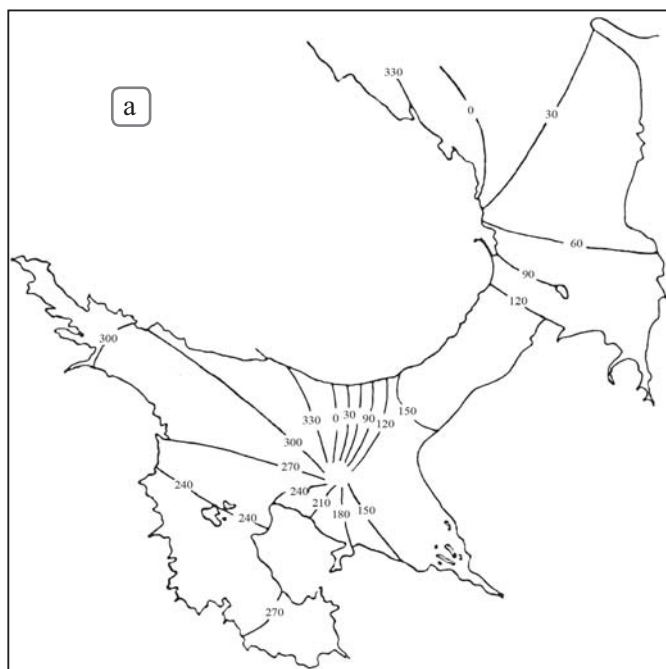


Рис. 1.3. Карта а) изофаз приливных течений M_2 , б) распределения водных масс летом:

1 – баренцевоморская; 2 – водная масса Горла; 3 – поверхностная водная масса Бассейна; 4 – промежуточная водная масса Бассейна; 5 – глубинная водная масса Бассейна; 6 – распресненные воды заливов [Гидрометеорология..., 1991]

даже его кратковременном спаде в фазу прилива. В Кандалакшском заливе то же явление наблюдается в фазу отлива. В прибрежной зоне, в губах и шхерах наблюдается асимметрия приливных волн: продолжительность прилива на 1–2,5 ч меньше продолжительности отлива и соответственно средние и максимальные скорости течений в прилив больше, чем в отлив [Пантюлин, 2012]. В результате нелинейности приливных явлений и нелинейного взаимодействия основных волн прилива возникают множество дополнительных гармоник с высокими и низкими

частотами, а также остаточные течения [Май, Фукс, 2005; Май, 2006]. При этом остаточная приливная циркуляция имеет меньшие скорости по сравнению с приливными и неперриодическими течениями, однако из-за непрерывности воздействия она во многом формирует общую циркуляцию акватории моря и влияет на перенос тепла, соли, планктонных организмов, биогенных элементов и прочих консервативных и неконсервативных примесей [Семенов, 2004; Филатов, Тержевик, 2007].

Основными источниками формирования водных масс Белого моря служат баренцевоморские и материковые воды, в результате чего образуются вторичные водные массы. Всего на акватории моря в летний сезон выделяется шесть водных масс (см. рис. 1.3, б): баренцевоморская, горловская, поверхностная Бассейна, промежуточная Бассейна, глубинная Бассейна и распресненные воды заливов.

Так как районы Белого моря резко различаются по средним глубинам и объемам речного стока, это приводит к неизбежному формированию своих особенностей в вертикальной структуре вод в каждом из них. Характерной особенностью термохалинной структуры вод Белого моря является наличие двух типов вертикального распределения температуры и солености вод: квазиоднородного («горловского») и стратифицированного («бассейнового») [Гидрометеорология..., 1991].

«Горловский» тип стратификации характерен для Воронки, Горла, Мезенского и Онежского заливов. Разность значений придонных и поверхностных температуры и солености здесь составляет менее 0.5 °С и 0.6 ‰ соответственно. Почти всю Воронку занимают однородные от поверхности до дна баренцевоморские воды с температурой около 5.7 °С и соленостью 34.16 ‰. Южная часть Воронки и Горло заполнены горловской водной массой с поверхностной температурой 6.85 °С и соленостью 27.83 ‰. С глубиной их температура понижается до 5.96 °С, а соленость – поднимается до 28.42 ‰. Распресненные воды заливов занимают верхний слой вод в вершинах заливов южной части моря и постепенно выклиниваются в направлении выходов из заливов. В Онежском и Двинском заливах зона их распространения проходит около восточных берегов. Это хорошо прогретые до 16.1 °С воды соленостью 21.2–23.0 ‰.

«Бассейновый» тип характерен для Бассейна, Двинского и Кандалакшского заливов. Особенности его являются: резкие контрасты солености (5–7 ‰) и температуры (15 °С) по вертикали, их локализация в тонких слоях с градиентами 2–3 ‰/м и 5–7 °С/м и наличие тонкого (10–30 м) верхнего опресненного слоя и гораздо более толстого (100–300 м) нижнего слоя, которые разделены термогалоклином [Гидрометеорология..., 1991]. Вертикальная структура вод Бассейна примерно такова: от поверхности до глубины 20 м расположены поверхностные воды Бассейна, далее идет переходный слой толщиной около 20 м. Между горизонтами 40 и 60 м находится промежуточная водная масса, а начиная с глубины 100 м залегают глубинные воды. Поверхностная водная масса распространена по всей площади Бассейна и на глубинах 10–20 м проникает в заливы. Температура поверхностной водной массы составляет 10–12 °С, соленость 25.9–27.0 ‰. Промежуточная водная масса распространена в Бассейне, Двинском и Кандалакшском заливах. Температура ее меняется от –0.2 °С в районе, прилегающем к Двинскому заливу и Горлу, до 0.7–0.9 °С в Кандалакшском заливе и центральной части Бассейна, соленость коле-

блется в пределах 28.0–28.2 ‰. Глубинная водная масса заполняет глубоководные районы Кандалакшского залива и Бассейна. Ее TS-индексы -1.4 °C и 29.7–30 ‰. В примыкающих к Бассейну районах заливов вертикальная структура вод несколько иная. Верхний слой занимают распресненные воды заливов, ниже, на глубинах 10–30 м располагается водная масса верхних слоев Бассейна, далее, после переходной зоны располагаются промежуточные воды Бассейна.

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 [Федоров, 1983], 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. 1.4, *a*). 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, которые основываются 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 термогалинных 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 °C/км [Гидрометеорология..., 1991].

Температурные градиенты в стоковых фронтах поддерживаются как выносом более теплой речной воды, так и неравномерным прогревом тонкого опресненного слоя. Схематично стоковые фронтальные разделы в вертикальном разрезе представляют собой наклонную поверхность, которая при пересечении с поверхностью моря образует фронт, разделяющий области стратифицированных вод различного генезиса (рис. 1.4, *b*, верхний фрагмент). Шельфовые фронты разделяют воды квазиоднородного и стратифицированного типов и имеют отличную геометрию фронтальных поверхностей (рис. 1.4, *b*, 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 разных морей [Федоров, 1983; Жабин, Дубина, 2012].

Основной шельфово-приливный фронт Белого моря проходит вдоль юго-западной границы Горла и разделяет воды квазиоднородного и стратифицированного

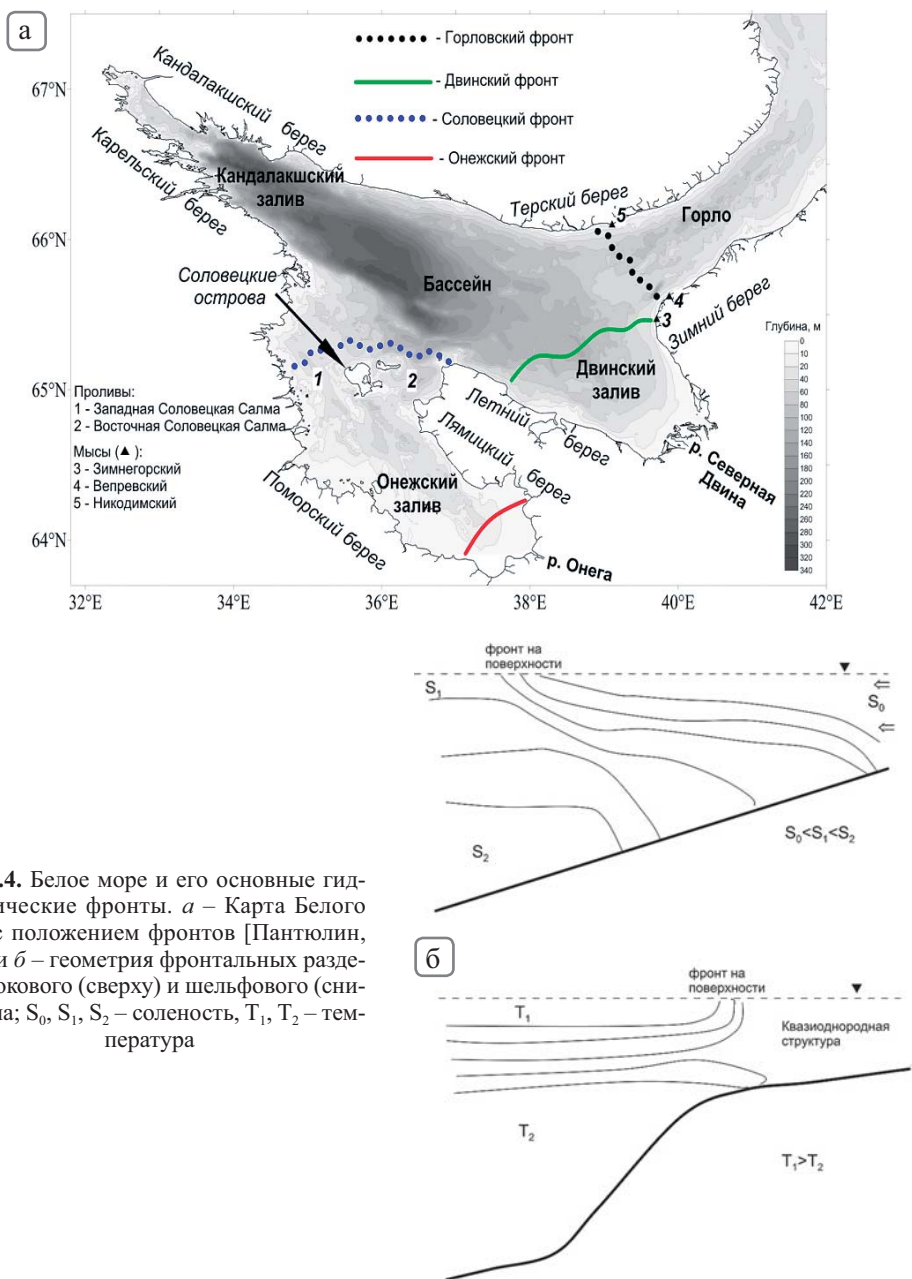


Рис. 1.4. Белое море и его основные гидрологические фронты. *а* – Карта Белого моря с положением фронтов [Пантюлин, 2012] и *б* – геометрия фронтальных разделов стокового (сверху) и шельфового (снизу) типа; S_0, S_1, S_2 – солёность, T_1, T_2 – температура

типа, в Горле и Бассейне соответственно. Он хорошо прослеживается в безледный период года и может испытывать значительные сезонные трансформации в связи с изменением характеристик разделяемых им вод [Филатов, Тержевик, 2007]. 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 $1^\circ\text{C}/\text{км}$. Солёность 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 [Кравец, 1981; Гидрометеорология..., 1991; Ионов, Шилов, 1996]. Она ограничивает слабо стратифицированные (перемешанные) холодные воды, окружающие архипелаг, от стратифицированных вод Бассейна (с севера) и Онежского залива (с юга) с теплыми верхними слоями. Помимо приливного перемешивания на свойства фронтальной зоны значительно влияет неравномерность (конвергенция) приливного потока в проливах, приводящая к подъему на поверхность холодных глубинных вод [Колдунов и др., 2007; Семенов, Лунева, 1999]. Вследствие этих причин горизонтальные градиенты температуры здесь меньше по значениям и более изменчивы, чем в Горле [Филатов, Тержевик, 2007].

Внутрисезонная динамика приливных фронтов (Горлового и Соловецкого) исследовалась путем численного моделирования [Семенов, Лунева, 1999]. Показано, что они начинают формироваться сразу после разрушения ледового покрова, а наиболее четко выражены в конце июля – начале августа. Оба фронтальных раздела в течение теплого сезона изменяют свое положение, в целом смещаясь к осени в сторону Бассейна [Семенов, Лунева, 1999].

Эффективным средством изучения пространственно-временной изменчивости фронтальных зон Белого моря явилось использование спутниковых наблюдений [Ионов, Шилов, 1996; White..., 2005; Колдунов и др., 2007; Филатов, Тержевик, 2007; Пантюлин, 2012; Родионов и др., 2014]. 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 серий NOAA и MODIS. Следует учитывать при этом, что из-за расположения моря в высоких широтах и как следствия высокой повторяемости облачности обеспеченность качественными снимками в оптическом диапазоне 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 [Pozdnyakov et al., 2008]

или их сезонный ход, осредненный по данным за несколько лет [White..., 2005]. С другой стороны, анализ спутниковых карт ТПМ [Филатов, Тержевик, 2007] и данных учащенных гидрологических съемок [Солянкин и др., 1994; Ижебейкин, 2001] показал, что фронты обладают значительной и специфической мезомасштабной динамикой.

Применение результатов спутниковых наблюдений, охватывающих акваторию всего моря и поступающих на регулярной основе [Коросов, Поздняков 2004; Пантюлин, 2012; Родионов и др., 2014], позволило обнаружить значительную для всего моря мезомасштабную изменчивость ТПМ и идентифицируемых по ней фронтальных разделов. Проиллюстрировать это может карта ТПМ за 4 августа 2010 г. (рис. 1.5), 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, приведенного на рис. 1.4, *a*.

Все обозначенные на рис. 1.5 фронты извилисты (меандрируют). Горловский фронт вблизи Терского берега заходит далеко за мыс Никодимский, образует меандр в центральной части, 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 нестрого поперек залива, как это представлено на рис. 1.4, *a*. Онежский фронт вытянут вдоль Лямецкого берега, 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.

Представления о межгодовой, климатической и сезонной изменчивости термохалинных полей Белого моря были обобщены в целом ряде работ [Гидрометео-

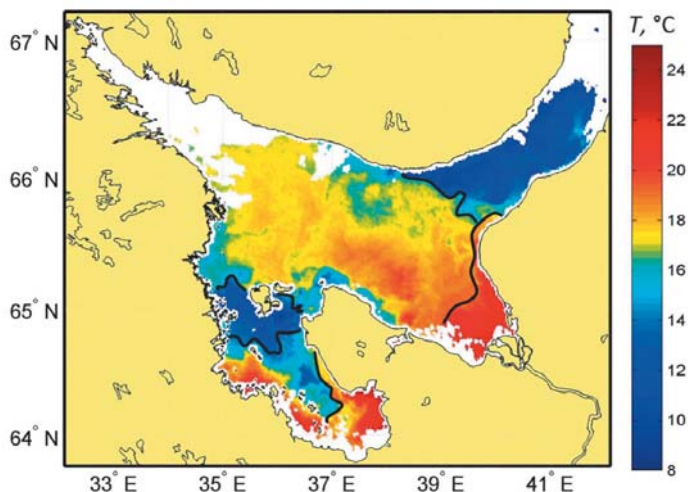


Рис. 1.5. Температура поверхности Белого моря 04.08.2010/09:10 UTC со спутника Terra. Положение поверхностных фронтов показано черными линиями

рология..., 1991, Бабков, 1998; Филатов, Тержевик, 2007; Система..., 2012]. Применение математических моделей [Семенов, 2004; Каган, Тимофеев, 2005; Инжебейкин, 2003; Май, Фукс, 2005; Филатов, Тержевик, 2007; Волженский и др., 2009; Чернов, Толстик, 2014] позволило получить оценки изменчивости состояния гидрологических характеристик моря на крупномасштабном и синоптическом интервалах в зависимости от влияния на них различных гидрометеорологических факторов.

Термохалинный режим Белого моря характеризуется высоким вкладом низкочастотных составляющих в межгодовую изменчивость, что указывает на влияние крупномасштабных климатических процессов в формировании долгопериодной изменчивости гидрометеорологических параметров. Роль крупномасштабных атмосферных процессов превалирует над региональными особенностями отдельных районов Белого моря. До 1990 г. линейные тренды для акватории Белого моря имели тенденцию к понижению температуры и повышению солёности на фоне ярко выраженных 11-летних синхронных колебаний этих параметров и пятилетних колебаний температуры поверхностного слоя Белого моря.

В последние 20–25 лет наблюдений над акваторией Белого моря преобладают положительные аномалии температуры воздуха. В конце XX – начале XXI в. средние многолетние значения годовой температуры воздуха (1991–2013 гг.) повсеместно превышают климатические нормы на 0.9–1.2 °C [Назарова, 2013]. Это нашло отражение и в положительном тренде температуры поверхностного слоя вод Белого моря в среднем на 0.5 °C/10 лет.

Согласно расчетам по двум сценариям изменения климата, выполненным с использованием модели ЕСНАМ4/ОРУС3 [Филатов, Тержевик, 2007], увеличение среднегодовой температуры воздуха на 2 °C приведет к снижению речного стока в Белое море на 20 % и соответственно уменьшению средней толщины льда в Белом море на 10 см, увеличению средней солёности на 1 ‰, увеличению толщины верхнего квазиоднородного слоя, обострению летнего пикноклина, что, в свою очередь, ослабит вертикальный обмен. Учитывая эти расчеты, изменения климата становятся серьезными причинами изменения гидрологических процессов меньшего масштаба, протекающих в Белом море.

В целом для района Белого моря можно отметить две противоположно направленные тенденции [Рыбаков и др., 2013]. Первая связана с влиянием общего потепления, снижающего альбедо в результате таяния льдов, что приводит к более стремительному повышению температуры, чем это имеет место в целом на планете и в Северном полушарии, вторая – с периодическими колебаниями среднегодовой температуры, замедляющими достаточно высокие темпы регионального потепления.

Отметим, что сезонный ход является наиболее значимой и устойчивой в многолетнем плане составляющей колебаний гидрофизических полей в Белом море. В сезонном ходе температуры поверхности Белого моря выделяется один максимум в июле или начале августа, в зависимости от района моря, и один минимум – в зимний период. С синоптической изменчивостью Белого моря связывают существование вихревых образований, которые подразделяются [Гидрометеорология..., 1991] на фронтальные, формирующиеся вследствие баротропно-бароклинической не-

устойчивости течений, топографические, вызываемые взаимодействием потока и неоднородностями рельефа дна, синоптические, порождаемые прямым атмосферным воздействием, фрикционные, возникающие в районах с неоднородной скоростью течений за счет сдвиговой динамической неустойчивости. В Белом море характерно влияние прямого атмосферного воздействия, а также наблюдаются фронтальные и фрикционные синоптические вихревые образования. Эти колебания имеют радиусы корреляции во времени и пространстве соответственно около 5–8 сут и 40–60 миль.

Большинство мезомасштабных колебаний гидрологических элементов в Белом море обусловлено приливным воздействием, в котором доминирует полусуточная волна с периодом 12.42 ч. В значительной части моря приливно-отливные течения превышают непериодические течения, и только в Бассейне, Кандалакшском и Двинском заливах отмечается обратная картина [Гидрометеорология..., 1991]. 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 в летний период заметно влияние внутреннего прилива [Гидрометеорология..., 1991; Семенов, 2004; Каган, Тимофеев, 2005; Серебряный и др., 2009].

Взаимодействие фронтальных разделов с приливными течениями и горизонтальная сдвиговая неустойчивость приливного течения приводят к образованию в Белом море субмезомасштабных вихревых структур [Солянкин и др., 1994; Ижебейкин, 2001]. В частности, подобные вихри были зарегистрированы в районе Горловского фронта еще в 1985 г. [Гидрометеорология..., 1991]. На его периферии отмечался подъем более холодных вод и формирование циклонических вихрей более мелкого масштаба. Время существования вихрей не превышало 3 ч. Вклад этих колебаний в общую изменчивость полей температуры и солености достигает наибольших значений на глубинах, соответствующих положению термогалоклина, а на поверхности и у придонных горизонтов он примерно одинаков.

В диапазоне короткопериодной части мезомасштабной изменчивости находятся и инерционные течения. Они могут вызываться, например, быстрыми изменениями ветрового воздействия. Теоретический период инерционных движений в Белом море весьма близок к приливному и меняется от 12.7 ч в Воронке до 13.2 ч в Онежском заливе. Радиус круга инерции для скоростей от 10 до 100 см/с в среднем для Белого моря находится в пределах от 750 до 7500 м. Поэтому некоторые исследователи [Ижебейкин, 2001] вихревые образования диаметром 7–12 км, обнаруженные по данным учащенных гидрологических съемок в Белом море на удалении от фронтов, считают сгенерированными инерционными течениями.

Использование зондирующей аппаратуры высокого вертикального разрешения позволило выявить в глубоководных районах Горла, Бассейна и Кандалакшского залива присутствие тонкой термохалийной структуры вод в виде ступенчатых и инверсионных структур [Лукашин и др., 2003; Shapiro et al., 2003]. Переменяемость этих структур по вертикали связывается с разной интенсивностью приливного перемешивания в Горле. Измерения же на суточной станции в Онежском заливе также показывают значительную изменчивость характеристик тон-

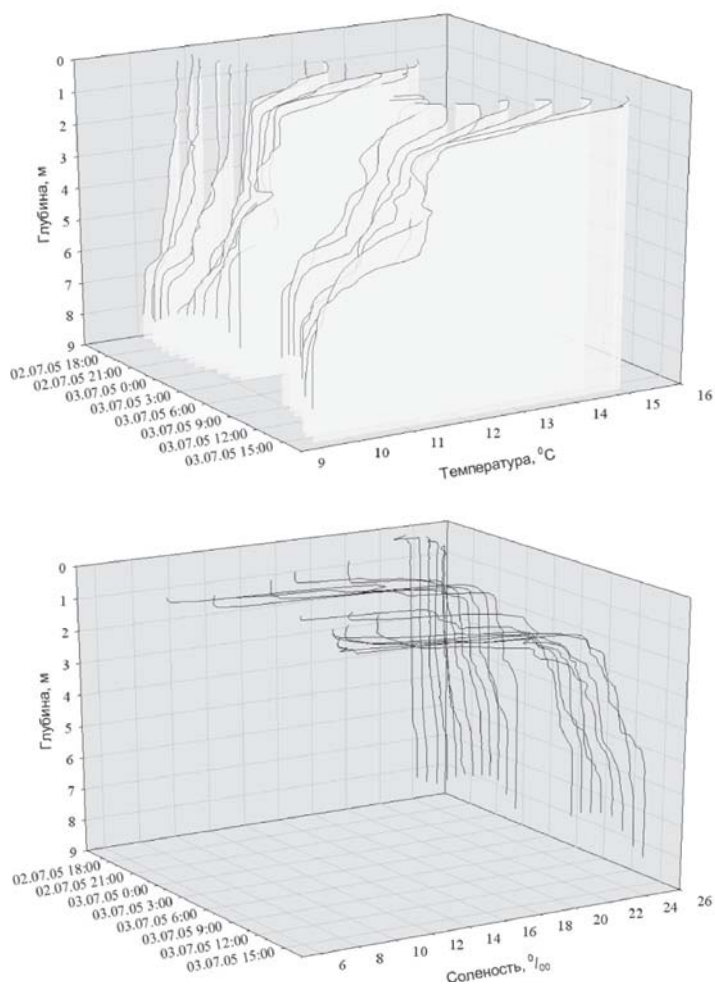


Рис. 1.6. Временной ход вертикального распределения температуры и солёности в Онежском заливе. По данным измерений ИВПС КарНЦ РАН летом 2005 г. [Филатов, Тержевик, 2007]

коструктурных прослоек температуры и солёности во времени под влиянием субмезомасштабных колебаний, вызванных воздействием атмосферы и прилива (рис. 1.6). На графиках представлены два основных типа тонкой термохалинной структуры, встречающихся в океане, а именно ступенчатая и интрузионная [Федоров, 1976; Журбас, Озмидов, 1987].

Однако количественные сведения о субмезомасштабных и тонкоструктурных процессах и явлениях, протекающих в море, все еще недостаточны [Волженский и др., 2009; Родионов и др., 2012], зачастую ввиду отсутствия репрезентативной исходной информации. Это препятствует внедрению новых математических моделей, усваивающих данные наблюдений высокого пространственно-временного разрешения и позволяющих оценить вклад субмезомасштабной изменчивости в процессы других масштабов.

Считается [Гидрометеорология..., 1991], что в Белом море на фоне двух типов вертикального распределения термохалинных характеристик формирование мезомасштабных колебаний происходит под действием различных физических причин. В районах с водами «горловского» типа такие колебания обуславливаются горизонтальными смещениями масс воды в течение приливного цикла. При этом максимальные колебания температуры и солености отмечаются вблизи фронтальных зон и могут достигать более $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0.7\text{ }‰$ соответственно. По данным измерений, амплитуда колебаний температуры составляет в Горле около $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, в Онежском заливе – $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, в Восточной Соловецкой салме – $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, в Западной – $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В районах с хорошо выраженной стратификацией вод доминирующую роль играют вертикальные движения, связанные с внутренними волнами и турбулентностью, порождаемой сдвиговой и гидродинамической неустойчивостью приливных течений. Согласно [Гидрометеорология..., 1991], длины внутренних приливных волн в Бассейне находятся в пределах 30–40 км. Главными районами их возбуждения [Каган, Тимофеев, 2005; Семенов, Лунева, 1999] являются участок к северу, северо-западу от Соловецких островов, где наклоны дна критические или сверхкритические, и участок на выходе из Горла, где наклоны дна не критические, но баротропные скорости намного больше. Также было показано, что внутренние волны приливного периода имеют амплитуды до 8 м и диссипируют локально, не успевая распространиться далеко за пределы очагов генерации. Учет нелинейных эффектов позволил получить большие (до 10 м) оценки амплитуды внутренних волн [Май, 2006; Май, Фукс, 2005]. Отметим, что эти выводы основаны на результатах моделирования, а надежных наблюдений характеристик внутренних приливных волн в Белом море практически нет, что не позволяет подтвердить или опровергнуть результаты моделирования. Еще хуже обстоит дело с короткопериодными ВВ. Имеющиеся теоретические представления предсказывают возникновение короткопериодных внутренних волн на шельфе из-за нелинейно-дисперсионного распада внутреннего прилива [Коняев, Сабинин, 1992]. Однако картина короткопериодного волнения в Белом море до сих пор не описана.

До настоящего времени сведения о характеристиках короткопериодных ВВ в Белом море основывались на результатах отдельных разрозненных наблюдений [Серебряный и др., 2009; Гидрометеорология..., 1999; Зимин, 2012а, 2013а]. В качестве примера приведем информацию о внутренних волнах Белого моря, полу-

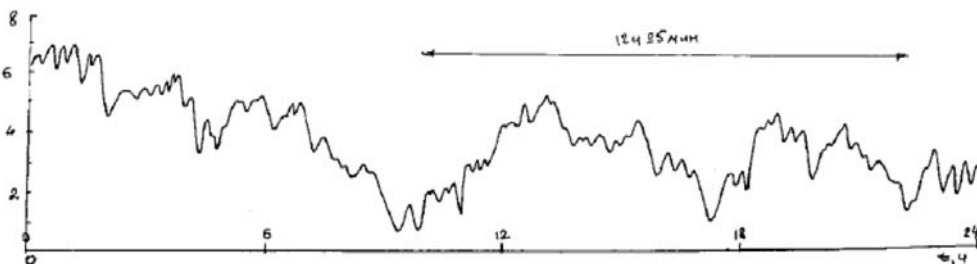


Рис. 1.7. Запись внутренних волн распределенным датчиком температуры, сделанная на суточной станции [Серебряный и др., 2009]

ченную на суточной станции в Двинском заливе (14–15 августа 2006 г.) на основании измерений 10-метровым распределенным датчиком температуры (РДТ) с борта судна [Серебряный и др., 2009]. Датчик был помещен на глубину в пределах горизонтов 20–30 м и находился там во время всего суточного цикла измерений. Запись РДТ, приведенная на рис. 1.7, показывает вертикальные смещения термоклина во времени. Отмечается почти постоянное присутствие короткопериодных внутренних волн небольших высот (1–2 м) на фоне двух периодов полусуточного колебания, по-видимому, приливного происхождения.

В работе [Зимин, 2013а] отмечаются различия внутренних волн, регистрируемых в открытом районе моря и на мелководном шельфе. В глубоководной части Белого моря регистрировались плавные короткопериодные колебания небольших амплитуд (1–2 м). В мелководных районах шельфа волны характеризовались значительной высотой и соответствовали критериям интенсивных внутренних волн [Сабинин, Серебряный, 2007]. Такие волны приводят к сильной пространственно-временной изменчивости гидрофизических полей в районах их генерации и распространения, с чем связана важность их изучения в интересах решения научных и прикладных задач освоения океана и обеспечения жизнедеятельности морских экосистем. В Белом море [Зимин, 2012а, 2013а] они, в частности, могут приводить к колебаниям температуры на 8–10 °С всего за 20 мин.

Резюмируя сказанное выше, стоит отметить, что в Белом море наблюдается богатый спектр неоднородностей гидрофизических полей горизонтального и вертикального развития, короткопериодная часть которого длительное время находилась вне поля зрения исследователей. Сведений об изменчивости термодинамических полей и процессов на временных масштабах меньше приливного интервала (субприливных) в литературе практически нет, хотя сам факт их наличия подтвержден. Отсутствуют также оценки изменчивости гидрофизических полей на масштабах меньше приливного цикла (субприливных), учитывающие короткопериодные колебания, соответственно нет данных о статистических особенностях тонкой термохалийной структуры вод и ее изменчивости под влиянием прилива, нет оценок интенсивности горизонтального и вертикального перемешивания с учетом влияния субмезомасштабных и тонкоструктурных процессов.

Основной причиной пробела в сведениях о субприливной изменчивости гидрофизических полей являются действующие правила (нормативные акты) сбора и хранения гидрологических данных [Руководство..., 1977], написанные под стандарты гидрологических серий в середине XX в. Они заведомо оставляют вне поля зрения исследователей все процессы с периодами от минут до нескольких часов и пространственными размерами по горизонтали от 100 м до нескольких километров. Современные профилирующие и зондирующие измерительные средства в сочетании с данными высокоразрешающих спутниковых наблюдений позволяют при создании специализированной системы мониторинга принципиально расширить сложившиеся представления об изменчивости короткопериодных процессов в Белом море. Это позволит не только получить новые сведения, но и развить представления о закономерностях формирования и взаимодействия разномасштабных гидрофизических полей и процессов в других приливных арктических морях.

1.3. Методы наблюдения (мониторинга) субприливной изменчивости гидрофизических полей и связанных с ней явлений в приливном арктическом море

Методика мониторинга морей России

Считается, что рациональным путем изучения субмезомасштабной и тонкоструктурной изменчивости характеристик гидрофизических полей океана является выполнение многочасовых (многосуточных) наблюдений в ряде точек, типичных в климатическом и динамическом отношении [Монин и др., 1974]. Исходя из масштабов явлений, для понимания особенностей динамики малых вихревых структур, субмезомасштабных фронтов, короткопериодных внутренних волн, внутритермоклинных линз, интрузионных прослоек и др. необходимо следить за изменчивостью характеристик в гидрофизических полях на горизонтальных масштабах от сотен метров и временных от нескольких минут. Для полноты картины надо, чтобы исследования охватывали всю рассматриваемую акваторию и велись на регулярной основе. При этом возникают естественные вопросы об экономической эффективности работ, выборе районов и сроков наблюдений. Ответы на эти вопросы приводят к идее системы наблюдений на базе спутниковой и морской подсистем [Родионов и др., 2014]. Она объединяет результаты спутниковых измерений высокого разрешения, охватывающих значительные акватории моря, и учащенные по времени и подробные по пространству морские (полигонные) наблюдения в отдельных районах моря. Чтобы сформулировать основы и практические рекомендации по разработке методик таких наблюдений, целесообразно рассмотреть систему мониторинга морей России в части наблюдательной подсистемы.

Функционирующие в настоящее время в России системы наблюдений [Абузоров и др., 2009] ориентированы главным образом на слежение за изменчивостью, определяемой процессами и явлениями бóльшего масштаба, чем те, о которых говорилось выше. В значительной степени эти системы опираются на регулярные измерения на стандартных горизонтах и с пространственно-временной дискретностью априори недостаточной для мониторинга короткопериодных и субмезомасштабных процессов и явлений.

Под мониторингом океана, согласно [Кочергин, Тимченко, 1987], понимают получение и анализ информации о нем, удовлетворяющей целям изучения или использования океана на основе определенных критериев качества информации. Источником информации служат измерения полей океана, осуществляемые с помощью контактных или дистанционных методов зондирования. Для рационального мониторинга необходим комплексный подход к использованию всей доступной информации. Мониторинг океана должен обеспечивать представление основных полей океана с заданной дискретностью и точностью во всем Мировом океане или отдельных его акваториях.

Основой мониторинга, как правило, является программа, определяющая перечень наблюдаемых показателей, порядок производства наблюдений, содержание создаваемой информационной продукции.

В настоящее время в России основная программа мониторинговых наблюдений направлена на изучение всего комплекса процессов, протекающих в водной толще, а также исследование многолетних изменений элементов гидрологического и гидрохимического режима отдельных морей и больших акваторий океанов. Основной комплексный мониторинг природной среды морей является морская наблюдательная система Росгидромета. Морская наблюдательная система – комплекс наблюдений, проводимых с различных наблюдательных платформ унифицированными средствами измерений на основе единой нормативно-методической и правовой базы. Эта система включает в себя наземную и космическую подсистемы. В состав наземной входят: сеть морских, береговых и устьевых гидрометеорологических наблюдений; сеть океанографических наблюдений; сеть добровольных и штатных судовых наблюдений; сеть автоматических буйковых станций; сеть общегосударственной службы наблюдений за загрязнением морей. В состав космической подсистемы входит группа российских и зарубежных метеорологических и специализированных спутников, позволяющих делать снимки водной поверхности из космоса, по которым можно определять ряд гидрометеорологических параметров, а также центры по приему и обработке космической информации [Лаврова и др., 2011].

Наблюдения за параметрами морской среды ведутся как систематически, так и эпизодически.

Систематическими называются наблюдения, проводимые периодически в заранее отобранных и закрепленных точках (пунктах наблюдений, станциях). Если наблюдения в этих точках проводятся на протяжении многих лет (десятилетий), то они носят название «вековые».

Эпизодические наблюдения проводятся в океанах и морях по научным программам, проблемно ориентированным и имеющим определенную длительность.

На базе наземной системы наблюдений выполняются систематические океанографические наблюдения. Они необходимы для получения наиболее полных рядов наблюдений за всем многообразием процессов, протекающих в данной точке или в данном районе океана. Эти наблюдения, выполняемые непрерывно (повторяемые через определенные промежутки времени) в течение длительного времени за одними и теми же элементами в единые сроки, позволяют получать репрезентативные гидрометеорологические данные, как во времени, так и в пространстве. Наблюдения проводятся на береговых и островных гидрометеорологических станциях (ГМС) и постах (ГМП) и дополняются наблюдениями в удалении от берега на рейдовых станциях, океанографических разрезах [Коровин, 2007].

Для обеспечения достоверности и репрезентативности наблюдений на ГМС и ГМП они выполняются по единой стандартной методике с помощью исправных и поверенных приборов в стандартные синоптические сроки 0, 6, 12, 18 и 21 ч по среднегринвичскому времени [Руководство..., 1977].

Прибрежные наблюдения в Белом море длительное время (с 1977 по 2004 г.) выполнялись на сети из 18 [Сервер «ЕСИМО»] береговых станций и постов (рис. 1.8). Они включают измерения: температуры, солёности, волнения и т.д.



Рис. 1.8. Схема расположения ГМС и ГМП в Белом море [Сервер «ЕСИМО»]

Измерения на рейдовой станции (т.е. географической точке в Мировом океане, где проводятся океанографические работы в прибрежной зоне моря с постоянными географическими координатами) в морях с приливами проводятся на суточной станции продолжительностью не менее 26 ч в середине каждого месяца [Руководство..., 1977]. Дискретность наблюдений на станции от 1 до 3 ч. Горизонты наблюдений (глубина, на которой проводятся измерения океанографических элементов или отбор проб) на рейдовой станции следующие: 0, (5), 10, 15, 20, (25), 30, 40, 50, 60, (75), 80, 100, (125), 150, 200 м и придонный. При глубинах станции менее 12 м назначается дополнительный горизонт – 3 м. Измерение скорости и направления течений выполняется на горизонтах: 0, (5), 10, 20, 50, 100, 200, 300 м и придонном.

Океанографический разрез – последовательный ряд океанографических станций, расположенных по определенному направлению и выполняющихся в кратчайшее время. Различают стандартный разрез (станции которого закреплены на много лет постоянными географическими координатами) и вековой разрез (стандартный разрез, выполняемый регулярно, через определенные интервалы времени, в течение многих десятилетий). В настоящее время на всех морях и океанах имеются постоянные сетки океанографических разрезов, выполнение которых входит в комплекс мониторинговых наблюдений. Измерения океанографических характеристик и отбор проб морской воды на океанографических станциях разреза осуществляют на стандартных горизонтах. Для Белого моря приняты горизонты: 0, (5), 10, 20, (25), 30, 40, 50, 60, (75), 80, 100, (125), 150, 200, 250 м и придонный. Для тече-

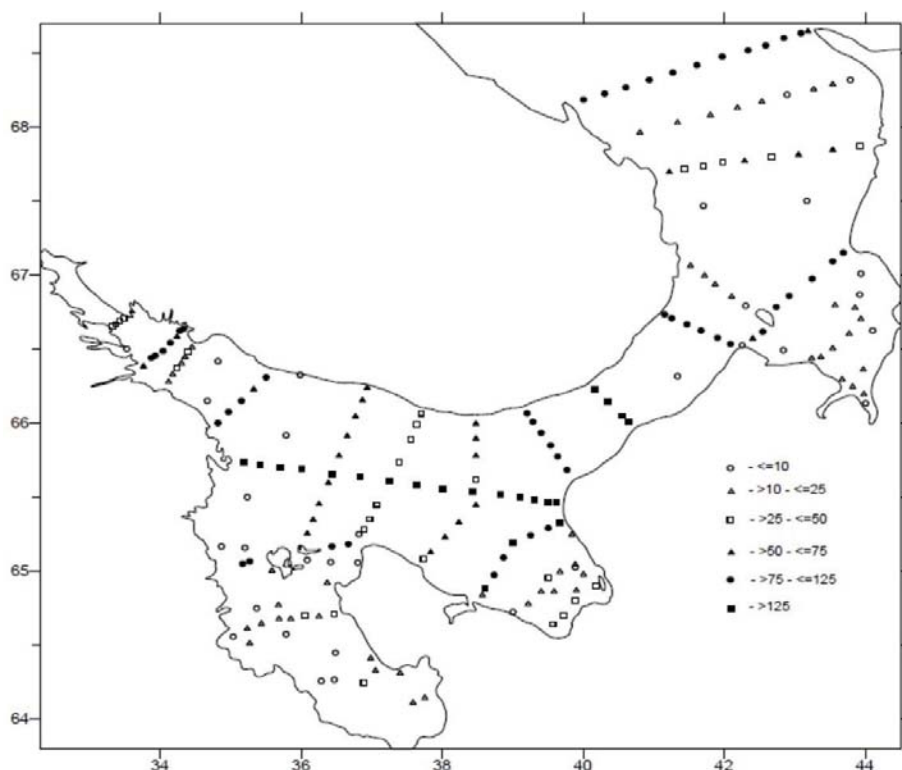


Рис. 1.9. Стандартные разрезы Белого моря (значками обозначены показатели освещенности за 1942–1987 гг.) [Дженюк, 2012]

ний рекомендуются следующие стандартные горизонты: 0, (5), 10, 25, 50, 100, 200, 300 м [Руководство..., 1977].

Белое море в силу своих небольших размеров и хорошей доступности равномерно покрыто сеткой стандартных разрезов (рис. 1.9), которые до недавнего времени выполнялись систематически. В ледовый период съемки не велись, но гидрологические условия зимы относительно стабильны и мало сказываются на морской деятельности [Дженюк, 2012].

По мере совершенствования средств наблюдений и перехода от батометров к новым приборам высокодискретного зондирования (СТД-зондам, доплеровским профилографам течений) накапливался новый материал, который требует специализированной обработки, совершенствования методов хранения и анализа информации [Плахин, 1989].

Аналогично, прогресс в технологиях дистанционного зондирования океана из космоса позволяет в XXI в. вести количественные исследования явлений на масштабах от 100 м до 10 км, протекающих внутри океана, но оставляющих «следы» на морской поверхности. Основные преимущества космических средств: мгновенная съемка обширных акваторий; оперативность в получении данных; высокое пространственное разрешение [Лаврова и др., 2011].

В настоящее время для мониторинга Мирового океана широко и активно применяются спутниковые методы. Они основаны на приеме данных от различных датчиков со спутников (NOAA, Terra, Aqua, TOPEX/Poseidon, Jason 1/2, Envisat, RADARSAT 1/2, TerraSAR-X, QuikSCAT, Landsat, QuickBird и многих других). Считается, что спутниковые отображения океана являются квазимгновенными отпечатками различных термодинамических процессов как самого океана, так и взаимодействия океана и атмосферы [Алексанин, Загуменнов, 2011]. Данные со спутников используются специалистами в области гидрометеорологии из разных стран и играют важную роль в создаваемой Глобальной системе наблюдения за океаном [Абузьяров и др., 2009]. Изображения морской поверхности позволяют идентифицировать вихри, струи и термические фронты, внутренние волны, которые образуют разнообразные по масштабу и форме структуры.

В России в настоящее время происходит переход от отдельных экспериментов к опытной эксплуатации космических систем гидрометеорологического и экологического мониторинга [Лаврова и др., 2011; Алексанин, Загуменнов, 2011]. Наиболее информативным методом для решения задач дистанционного исследования поверхности Земли из космоса является тематический анализ изображений, полученных разными датчиками.

Микроволновые сенсоры (альтиметры, скаттерометры, радары с синтезированной апертурой) используются для определения высоты морской поверхности, уровня океанов и морей, высоты волн, детектирования внутренних волн, вихрей, струй, фронтальных разделов, скорости приводного ветра, наблюдения за ледяным покровом и нефтяным загрязнением. Микроволновая радиометрия позволяет определять также соленость поверхностных вод с точностью, пока еще недостаточной [Смирнов и др., 2013] для решения практических задач в океанографии.

Зондирование земной поверхности с помощью радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА) основано на измерении вариаций электромагнитного излучения, обусловленного рассеянием брэгговского типа на ряби – коротких гравитационно-капиллярных волнах на морской поверхности, возбуждаемых приповерхностным ветром. Океанические процессы тем или иным способом генерируют эти небольшие волны на морской поверхности, что проявляется в модуляциях интенсивности радиолокационного сигнала.

Радиолокационное (РЛ) зондирование дает возможность получать радиолокационные изображения (РЛИ) с высоким пространственным разрешением (вплоть до нескольких метров) в широкой полосе обзора независимо от естественной освещенности (времени суток и года) и облачного покрова. Дискретность измерений для одного и того же района подстилающей поверхности с периодом повторных наблюдений от 1 дня в полярных регионах до 1 недели на экваторе. Под РЛИ понимается двумерное распределение электромагнитной энергии, рассеянной поверхностью океана в направлении приемной антенны радиолокатора, по совокупности элементарных участков поверхности (элементов разрешения). РЛ-образ морской поверхности зависит от диапазона зондирования, поляризации излучения и угла падения зондирующего сигнала. Наиболее пригодны для целей мониторинга различных акваторий на сегодняшний день данные радиолокатора с синтезированной

ной апертурой ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) со спутника Envisat. Он использует фазированную антенную решетку с углом падения лучей от 15 до 45°. Съемка выполняется в С-диапазоне (длина волны 5.6 см) в различных режимах поляризации. Полученные этим сенсором радиолокационные данные находят применение для мониторинга нефтяных пятен и льда на поверхности моря, исследования различных океанских явлений (течений, фронтов, вихрей, внутренних волн) и других целей. Конструкция радиолокатора предусматривает возможность проведения съемок в широкой (Wide Swath Mode) и узкой (Image Mode) полосе обзора (400 и 100 км) и соответственно с различным пространственным разрешением (150 и 30 м) [Лаврова и др., 2011].

На РЛИ морской поверхности детектируются морские вихревые структуры различных размеров, с диаметрами от нескольких до десятков километров. Как правило, на изображениях эти вихри визуализируются благодаря сликовым полосам, образованным пленками поверхностно-активных веществ естественного происхождения, постоянно присутствующими на морской поверхности, особенно в теплое время года. Эти пленки обладают способностью гашения гравитационно-капиллярной составляющей поверхностного волнения в силу неравномерного распределения сил упругости. Вовлекаясь в орбитальные движения, пленки естественного происхождения как бы «прорисовывают» вихри на РЛИ, преимущественно в условиях слабого и умеренного приповерхностного ветра [Alpers, Hühnerfuss, 1989; Митягина, Лаврова, 2009; Mityagina et al., 2010]. При скоростях ветра, меньших 8 м/с, на поверхности океана свой отпечаток оставляют внутренние волны. Они обнаруживаются вследствие модуляции ветровой ряби волновыми орбитальными течениями, что проявляется в виде чередования квазипараллельных полос выглаженной (слики) и шероховатой (сулои) морской поверхности [Ермаков и др. 1994, Басович и др., 1982; Баханов, Таланов, 1999; Горшков и др., 2003].

Цветовые сканеры определяют спектральные свойства радиации, восходящей с водной поверхности, которая несет информацию о различных оптических характеристиках поверхностного слоя океана – прозрачности вод, концентрации взвешенного вещества, содержании хлорофилла, цветении вод и пр. Оптический диапазон позволяет наблюдать вихревые структуры и течения, скопления и кромку льда, айсберги.

Инфракрасные и микроволновые сенсоры используются для измерения температуры поверхности океана/моря (ТПО/ТПМ). Она рассчитывается по данным о радиояркостной температуре. В инфракрасной части спектра электромагнитных волн длина волны, излучаемая нагретым телом, зависит от температуры нагревания: чем выше температура, тем короче длина волны и выше интенсивность излучения. Измерения проводят в «окнах прозрачности атмосферы» в интервалах длин волн 3–5 и 8–13 мкм. Для точного определения передаточной функции атмосферы необходимо знать распределение с высотой температуры и влажности воздуха, а также вертикальное распределение и оптические характеристики облачности. Точная оценка этих величин возможна только с привлечением дополнительных данных зондирования атмосферы, например, в видимом диапазоне спектра. Поэтому до сих пор основной проблемой при восстановлении полей ТПО на основе спутниковых данных является облачность [Лаврова и др., 2011].

Широко используемым, принадлежащим National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), спутниковым прибором для определения цвета моря и температуры, являются сенсоры MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Они установлены на спутниках Terra и Aqua. Многофункциональные 36-канальные сканеры MODIS позволяют получать информацию об оптических свойствах подстилающей поверхности с пространственным разрешением 250, 500 и 1000 м в надире. Кроме того, они позволяют выдавать изображения в инфракрасном диапазоне с разрешением 1000 м и точностью по температуре 0.3 °С. Их полоса обзора имеет ширину 2330 км. Сенсоры могут получать информацию для одного и того же района с периодичностью около 1 сут. Комбинация данных о поле температуры, цвете моря и других оптических свойствах морской поверхности, получаемых с радиометров MODIS, позволяет получать информацию о распределении взвеси, цветении вод, ТПМ [Лаврова и др., 2011] и по этим данным определять границы морских течений, положение фронтальных зон, следить за перемещениями океанических мезомасштабных вихрей, скоплений и кромки льда.

Следует иметь в виду, что климат Белого моря характеризуется большой облачностью и частыми осадками [Лоция..., 1983]. Из-за присутствия облаков спутниковые данные о ТПМ весьма фрагментарны, поэтому требуется разработка специальных алгоритмов с целью реконструкции космических снимков высокого разрешения [Коросов, 2007].

В качестве примера, демонстрирующего возможности применения сканеров MODIS для мониторинга Белого моря, приведем карту ТПМ, построенную в ФГБУ «НИЦ «Планета» (рис. 1.10). Она доступна для свободного просмотра в сети Internet [URL: http://planet.iitp.ru/spacecraft/meteor_m_n1.htm] (дата обращения 18.01.2015), как образец продукции, выпускаемой с 2013 г. Карта построена по данным с сенсора MODIS со спутника Aqua за 4 июля 2013 г. Цветовыми градациями на ней показана температура морской поверхности в градусах Цельсия. Карты выпускаются 1 раз в сутки.

РЛИ и ТПМ до настоящего времени для мониторинга и исследования структур на субприливном интервале спектра изменчивости гидрофизических полей в Белом море не привлекались. Тем не менее архив данных спутниковых наблюдений (радиолокаторов с синтезированной апертурой и спектрорадиометров) для Белого моря, а также других арктических морей уже имеется и продолжает увеличиваться.

Соответственно предлагаемая система мониторинга короткопериодной изменчивости гидрофизических полей в Белом море должна включать наземную и космическую подсистемы наблюдений. В наземной части она должна быть разработана с учетом возможностей использования данных с профилирующих измерительных приборов (СТД-зондов, доплеровских профилографов течения). В космической части с учетом возможностей современных приборов ASAR и MODIS.

Основной сложностью при разработке методологии мониторинга короткопериодной изменчивости является необходимость выполнения регулярных высокоразрешающих измерений на значительной по площади и разнообразной по условиям акватории. Учитывая трудоемкость и большую стоимость морских (судовых) работ с использованием профилирующих приборов, позволяющих получать сведе-

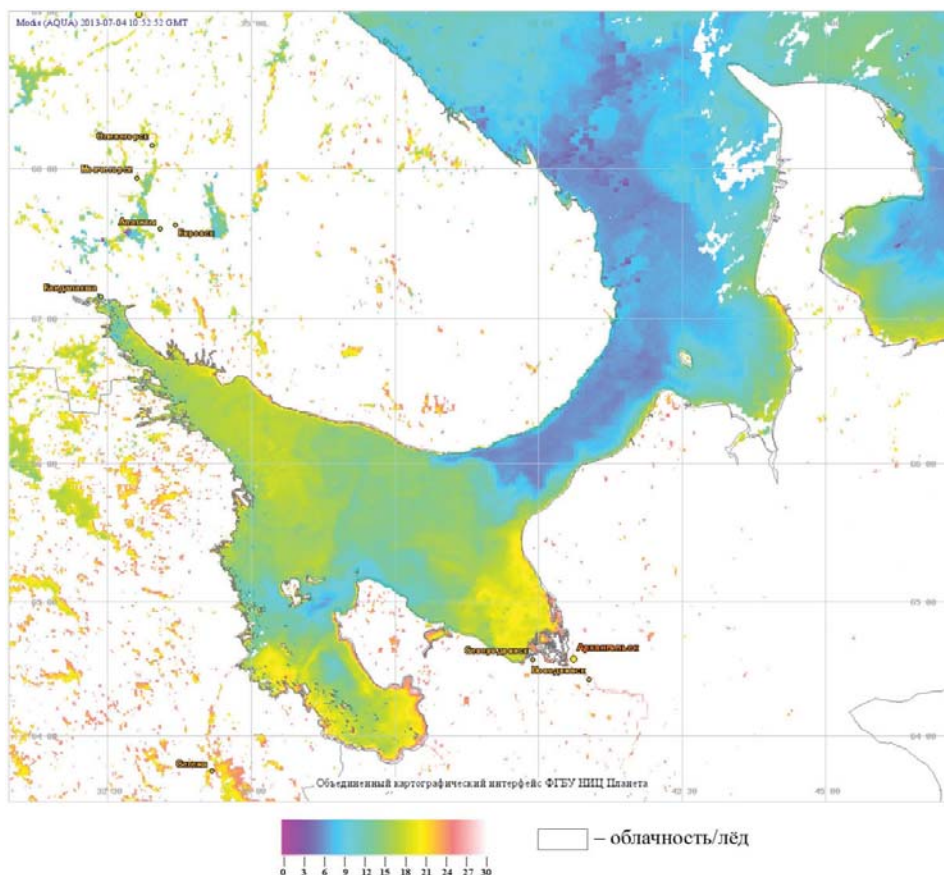


Рис. 1.10. Температура поверхности воды в Белом море (4.07.2013). ФГБУ «НИЦ «Планета»

ния с высоким разрешением по вертикали и времени, существует проблема невозможности их проведения с высоким пространственным разрешением на всей акватории моря. Эта проблема связана также с ограниченным количеством приборов и с влиянием гидрометеорологических условий на возможность проведения морских работ. Спутниковые данные, покрывающие значительные акватории с приемлемым пространственным разрешением, несут информацию только о части процессов, протекающих в толще океана, которые находят свое отражение на его поверхности. Кроме того, качество спутниковой информации также зависит от влияния атмосферных факторов. Указанные масштабные требования, с одной стороны, и ограниченные возможности имеющихся измерительных средств – с другой диктуют необходимость поиска новых решений, которые заключаются в комплексности подхода к использованию данных разнородных средств наблюдений, согласовании режима измерений со структурой изменчивости гидрофизических полей.

Методика должна сочетать учащенные наземные (судовые) наблюдения на суточных и многочасовых станциях и спутниковые данные высокого разрешения, охватывающие значительные акватории моря. Использование последних значи-

тельно повышает эффективность мониторинга, поскольку позволит охватить районы моря и периоды времени, в которые контактные наблюдения не проводились. Исходя из режима изменчивости гидрологических полей [Монин и др., 1974], судовые наблюдения надо проводить с частотой, близкой к частоте Ваясяля–Брента, и привязкой всего цикла измерений к фазам приливного цикла. Для полноты понимания изучаемых процессов наблюдения желательнее вести синхронно в нескольких точках, разнесенных по пространству. При этом желательнее, чтобы выбор точек для наземного мониторинга определялся по результатам обобщения спутниковой информации.

Отметим, что в связи с наличием ледового покрова разрабатываемая для Белого моря система мониторинга может полноценно функционировать только в теплый период года.

Совокупность методов исследования субприливной изменчивости характеристик океанологических полей и явлений на акватории приливного моря, позволяющая осуществлять их мониторинг

Исходя из приведенного выше анализа, на базе выполненных автором экспедиционных работ в 2006–2014 гг., данных дистанционного зондирования за 2007–2013 гг. и их последующего анализа была разработана совокупность методов исследования короткопериодной изменчивости характеристик океанологических полей и процессов на акватории приливного моря. На этой основе был создан облик и проверены в натуральных условиях организационно-технические способы функционирования системы мониторинга короткопериодных процессов в Белом море.

Целью создания системы мониторинга короткопериодных процессов является сбор, систематизация и анализ гидрометеорологической информации, форма и содержание которой обеспечивают ее использование для получения количественных оценок приливной и внутрприливной изменчивости гидрофизических полей, тонкой структуры вод и процессов перемешивания, обусловленных короткопериодными ВВ, субмезомасштабными вихрями и мезомасштабной фронтальной динамикой в приливном арктическом море.

Облик системы мониторинга короткопериодных процессов включает в себя три основных блока, в которые входят две подсистемы сбора данных и три кластера анализа и обработки информации, объединенных каналами передачи информации (рис. 1.11):

- 1) система наблюдений:
 - 1.1 морская подсистема,
 - 1.2 спутниковая подсистема;
- 2) центр обработки спутниковых данных;
- 3) центр мониторинга:
 - 3.1 кластер обработки и систематизации;
 - 3.2 кластер обработки модельных и внешних данных;
 - 3.3 кластер оперативного планирования.

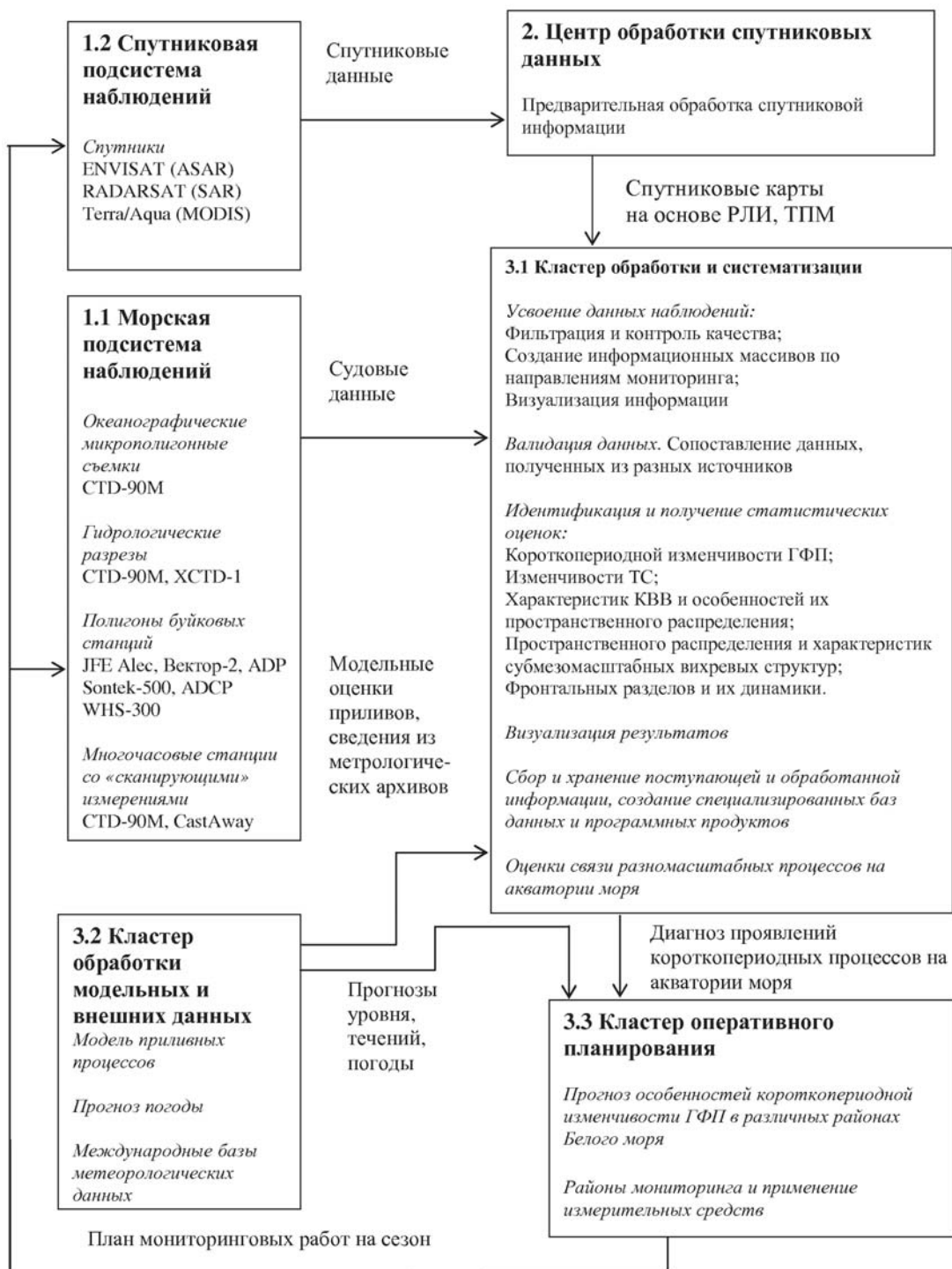


Рис. 1.11. Общая схема мониторинга короткопериодных процессов

Остановимся подробно на каждом узле данной схемы.

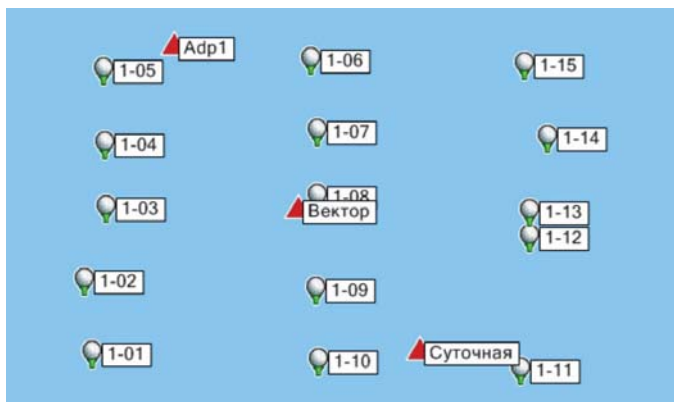
Морская подсистема наблюдений базируется на данных судовых и буйковых наблюдений. Наблюдения выполняются на океанографических полигонах и разрезах.

Наблюдения на океанографических полигонах проводятся с помощью судна и буйковых станций синхронно в пределах небольших акваторий, соответствующих масштабам тонкоструктурных и субмезомасштабных процессов, с привязкой всех данных наблюдений к колебаниям уровня. На полигонах выполняют: квазисинхронные мелкомасштабные океанографические съемки и измерения на буйковых станциях, дополненные данными учащенных океанографических станций (сканирований) с заякоренного в районе полигона судна.

Квазисинхронные океанографические съемки выполняются в разные фазы приливного цикла. Охватываемая съемкой площадь акватории определяется оценками радиуса Россби (L_R) в выбранном районе. Каждая из сторон полигона, покрываемого съемкой, задается в 1.1–1.3 раза больше L_R . В зависимости от охватываемой площади каждая съемка состоит из трех–четырёх разрезов по 4–6 станций в каждом. Наблюдения проводят за температурой и соленостью с помощью СТД-зондов (например, СТД-90М, SBE-25; SBE-19) с дискретностью по вертикали не менее 1 м. Время выполнения съемок не более 3–5 ч, для того чтобы они могли быть привязаны к той или иной фазе колебаний уровня (течений). Площадь исследуемого района, как правило, составляла 4–8 км². Примерная схема работ в районе и сетка станций приведена на рис. 1.12. Белыми кружками обозначена сетка станций, а красными треугольниками – места установки буйковых станций.

Несколько буйковых станций (в количестве 2–5 шт) и заякоренное судно устанавливаются над центром полигона и по границам. На них измерения проводятся профилирующей аппаратурой (например, ADP Sontek-500, ADCP WHS-300) с дискретностью по вертикали около 1 м или гирляндой позиционных измерителей (например, JFE Ales, Вектор-2). Наблюдения проводятся за скоростью и направлением течения, температурой и соленостью. Измерения приборами выполняются с частотой, близкой к частоте Вэйсяля–Брента (дискретность измерений при этом составляет от 30 с до 2 мин) в течение нескольких циклов волны M_2 . Сканирования с борта судна выполняются СТД-зондом от поверхности до дна с дискретностью

Рис. 1.12. Пример расположения станций на океанографическом полигоне (пояснения см. в тексте)



1–3 мин в зависимости от глубины места в течение того же времени. Каждые 2 ч на судне фиксируются сопутствующие гидрометеороусловия (температура воздуха, направление и скорость ветра, атмосферное давление, форма и баллы облачности, осадков и явлений погоды, поверхностного волнения).

Океанографические разрезы выполняются в районах фронтальных разделов, два раза с высоким пространственным разрешением, но в кратчайшие сроки (не более 6 ч) с целью привязки данных наблюдений к противоположным фазам прилива. Наблюдения проводят за температурой и соленостью с помощью STD-зондов (например, STD-90M, SBE-25; SBE-19) с дискретностью по вертикали не менее 1 м.

Наблюдения за летние сезоны 2006–2014 гг. были выполнены на 22 полигонах и 3 разрезах в различных районах Белого моря (рис. 1.13).

В 2006–2008 гг. наблюдения проводили на полигоне № 9 по сокращенной программе, включающей только квазисинхронные полигонные съемки и измерения с судна.

В 2009 г. измерения выполнялись на полигонах № 1 и № 9 и на разрезе на южной границе Горла. Работы на полигонах включали квазисинхронные съемки, работы с судна и установку одной буйковой станции.

В 2010 г. на полигоне № 1 все наблюдения были выполнены по полной программе.

В 2011 г. наблюдения выполнялись на полигонах № 1, 10, 11 по полной программе.

В 2012 г. наблюдения проводились на полигонах № 1–8 и разрезе на южной границе Горла. На полигонах № 5, 6 из-за сложных метеорологических условий измерения не были выполнены в полном объеме.

В 2013 г. наблюдения выполнялись на полигонах № 1, 12 и на разрезе в Восточной Соловецкой салме. На полигоне № 12 из-за сложных погодных условий и выхода из строя приборов наблюдения выполнялись по сокращенной программе.

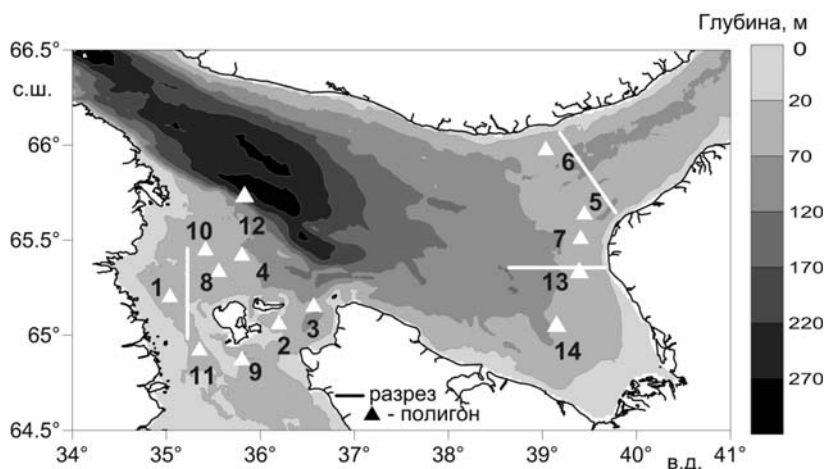


Рис. 1.13. Схема расположения полигонов и разрезов контактных измерений, выполненных в 2006–2014 гг., совмещенная с картой глубин. Треугольниками обозначены местоположения полигонов. Линии обозначают положения разрезов

В 2014 г. наблюдения велись на полигонах № 2, 13, 14 и двух разрезах на южной границе Горла и Зимний берег – Бассейн.

Расположение полигонов и разрезов, выполняемых в рамках судовой подсистемы наблюдений с 2012 г., базируется на данных предварительного анализа спутниковых наблюдений. Спутниковая компонента наблюдений дает возможность покрыть акваторию всего Белого моря в течение теплого периода года, т.е. когда на море нет льда. Районы работ выбирались по частоте появления на спутниковых снимках субмезомасштабных вихревых структур и ВВ и исходя из оценок особенностей мезомасштабной фронтальной динамики. При этом использовалась как архивная, так и оперативная информация.

Спутниковая подсистема наблюдений позволяет получить представления о пространственном распределении короткопериодных внутренних волн, субмезомасштабных вихревых структур, фронтальных разделов и их динамике на акватории всего моря. В основе ее эксплуатации лежит использование данных со спутников ENVISAT (ASAR), RADARSAT (SAR) и Terra/Aqua (MODIS):

– радиолокационные изображения: Envisat ASAR в С-диапазоне и режимах съемки WSM (ширина полосы обзора 400×400 км с разрешением 150 м) и IMP (100×100 км и 30 м соответственно) за 2007, 2009, 2010 и 2011 гг.; RADARSAT-1 (С-диапазон, режим ScanSar-W, 300×300 км, разрешение 50 м) и RADARSAT-2 (С-диапазон, режим Fine Quad-Pol, 25×25 км, разрешение 8 м) за 2012, 2013 гг.;

– изображения (L2_LAC_SSTproduct) MODIS со спутников Terra и Aqua, а именно: продукты MOD 28 (температура поверхности водных объектов); MOD 35 (распределение облачного покрова); MOD 10, 29 (мониторинг снежного и ледового покровов), выполненные в дневное время суток с пространственным разрешением около 1 км с 1 мая по 30 сентября 2010 г. Использование этих данных обеспечило плотное покрытие всей исследуемой акватории (рис.1.14).

Вся информация со спутников собиралась и предварительно обрабатывалась в *Центре обработки спутниковых данных*. Здесь осуществляли калибровку и геопривязку спутниковых снимков. На выходе из центра получались спутниковые карты ТПМ и РЛИ. Они, как и данные из *Морской подсистемы наблюдений*, поступали в центр мониторинга, а именно в *Кластер обработки и систематизации информации*. Здесь вся поступающая из системы наблюдений информация дополнялась данными из внешних источников от *Кластера обработки модельных и внешних данных*, затем усваивалась, фильтровалась и проходила контроль качества и валидацию. После этого вся информация интегрировалась, подвергалась анализу и сохранялась в базах данных для получения количественных оценок приливной и внутрприливной изменчивости гидрофизических полей, обусловленной короткопериодными ВВ, субмезомасштабными вихрями и мезомасштабной фронтальной динамикой. Кроме того, оценивалась связь внутрприливной изменчивости с фоновыми гидрометеорологическими условиями и приливными процессами, а также процессом перемешивания.

Для каждого полигона проводилась оценка изменчивости характеристик вод по данным контактных наблюдений в ходе приливного цикла. При этом использовали современные и традиционные методы: статистический одномерный (описательная

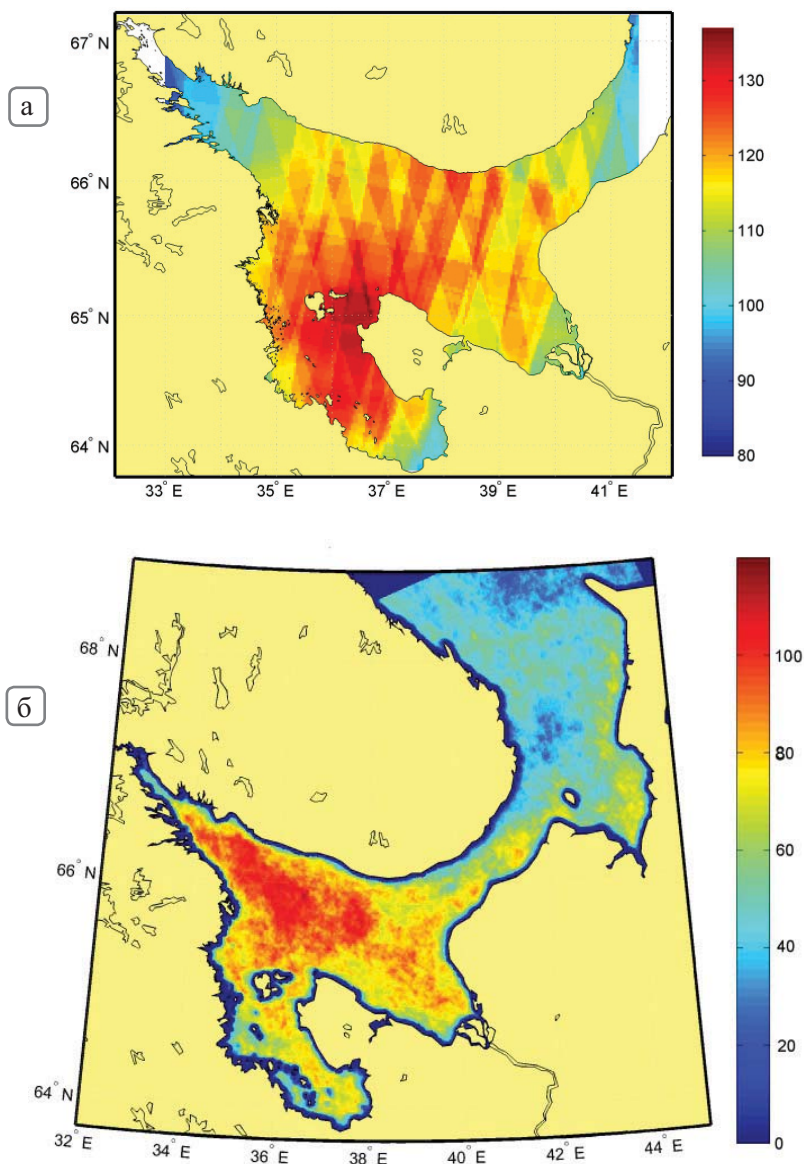


Рис. 1.14. Карта покрытия акватории Белого моря в количестве снимков на квадратный километр моря для а) РЛИ за май–сентябрь 2007–2013 гг.; б) данных сканеров MODIS май–сентябрь 2010 г.

статистика, корреляционный анализ, спектральный анализ, вейвлет анализ) и многомерный (кросс-корреляционный и кросс-спектральный) виды анализа.

По данным высокоразрешающих контактных измерений определялись повторяемость и обеспеченность высот и периодов колебаний изопикн, и таким образом находились характеристики ВВ. Спектральный анализ позволил выявить доминирующие периоды колебаний ВВ. Взаимным корреляционным анализом дан-

ных, полученных в разных точках полигонов, определялись характерные скорости и длины внутренних волн, а также направление их распространения. Кинематические характеристики внутренних волн для каждой моды находили из дисперсионного соотношения.

Процедура анализа высокоразрешающих спутниковых РЛ изображений с целью выделения поверхностных проявлений ВВ проводилась в два этапа. На первом этапе изображения подвергались низкочастотной фильтрации, тем самым исключаются пространственные вариации поля РЛ сигнала на масштабах, существенно больших длины ВВ. После этой процедуры проявления пакетов ВВ на снимках фиксировались в виде чередующихся светлых и темных полос, связанных с усилением/ослаблением обратного рассеяния радиоволн в зонах конвергенции/дивергенции поверхностных течений. Далее эти проявления картировались, затем определялись основные пространственные характеристики (длина лидирующей волны в цуге, длина цуга, количество волн в цуге, длина гребня ведущей волны, направление распространения) короткопериодных ВВ. На основе обобщения спутниковых данных и доступной гидрометеорологической информации проводилась оценка временной изменчивости и выявление определяющих ее факторов, районирование акватории, особенностей проявлений и выделение очагов генерации.

Для совместной интерпретации результатов анализа контактных и дистанционных данных в некоторых случаях привлекались расчеты в рамках модели слабо-нелинейного приближения для ВВ с учетом переменных свойств морской среды и произвольной батиметрии. Это позволяло оценить эволюцию и трансформацию начальных волновых возмущений, возникающих после их генерации баротропным приливом, и сравнить их характеристики с характеристиками ВВ, наблюдаемыми *in situ* данных и на РЛ снимках.

Для исследования характеристик субмезомасштабной вихревой динамики по данным контактных повторяющихся полигонных съемок устанавливалось наличие вихревых образований, их изменчивость в ходе приливного цикла и определялись их характеристики. По данным спутниковых РЛ изображений выполнялся комплексный анализ поверхностных проявлений вихрей на акватории всего Белого моря. Методика обработки спутниковых снимков аналогична описанной для ВВ, она включала фильтрацию и географическую привязку снимков. На поверхности воды вихри проявляются как темные или светлые (относительно фона) нитевидные полосы, закручивающиеся в спирали. В результате выявлялись тип закрутки и размеры проявлений вихревых структур, а также районы их постоянной встречаемости. Статистически были обобщены геометрические и динамические характеристики вихрей. С использованием результатов моделирования баротропного прилива определялась вихревая активность внутри сизигийно-квадратурного приливного цикла. Выполнялся сравнительный анализ и оценивались физическо-географические условия формирования субмезомасштабных вихрей в Белом море.

Исследование фронтальной динамики базируется на сочетании результатов СТД-измерений на разрезах поперек фронтальных зон различного происхождения в разные фазы приливного цикла и спутниковых данных о характеристиках ТПМ. По данным контактных измерений стандартным методом оценивались характеристики фронтальных образований и их внутрисуточная изменчивость по горизон-

там. При этом рассматривались только шельфовые и стоковые фронты, подверженные сильной изменчивости под влиянием приливного и синоптического факторов. Вследствие значительной пространственной изменчивости характеристик подобной фронтальной зоны использование конкретной изотермы или характерного градиента ТПМ для выделения фронта оказалось затруднительно. Поэтому для детектирования его положения использовался альтернативный подход. На первом этапе были найдены области локальных максимумов горизонтальных градиентов ТПМ, которые идентифицировались как районы фронтальной зоны. На втором этапе выбирались характерные изотермы, соответствующие положению фронтальной зоны в этих районах. На третьем этапе, используя положения характерных изотерм, определяли линию фронтального раздела, усредненную на заданном временном интервале времени. Набор созданных карт и данные по ветру и стоку рек позволили оценить изменчивость положения фронтальных разделов различного происхождения на разных периодах времени, начиная от суточного интервала и более, под влиянием указанных факторов.

Путем комбинирования полученной информации строились композитные карты, сочетающие идентифицированные положения фронтальных разделов, вихревых образований и ВВ. Комплексные карты анализировались совместно с результатами контактных измерений и моделирования баротропного прилива, что позволило исследовать связь изменчивости фронтальных разделов и интенсивности проявлений вихрей и ВВ в различных гидрометеорологических условиях.

Следует подчеркнуть, что оптимальная технология комбинирования методов выделения нестационарных элементов динамики и термохалинной структуры вод, формирующих изменчивость разных временных и пространственных масштабов на фоне интенсивных приливных колебаний, являлась отдельной методической задачей, решение которой необходимо для выявления локальных особенностей субмезомасштабной изменчивости на акватории как Белого моря, так и других арктических морей, и ее связи с предвычисляемыми характеристиками баротропного прилива.

Для оценки влияния волновой, вихревой и фронтальной динамики в субмезомасштабном диапазоне изменчивости на процессы перемешивания на основе данных буйковых станций о характеристиках течений рассчитывались коэффициенты вертикального и горизонтального турбулентного обмена в различных по типам гидрологических условий районах Белого моря.

Разработанная методика проведения морских работ и обработки материалов защищена авторским свидетельством [Зимин, 2013ж].

На основании выполняемого анализа получался диагноз проявлений короткопериодных процессов на акватории моря, который поступал в *Узел оперативного планирования*. В этом кластере перед началом следующего сезона судовых наблюдений разрабатывался прогноз особенностей короткопериодной изменчивости гидрофизических полей в различных районах Белого моря. В результате на будущий сезон выбирались районы судового мониторинга, делался заказ на выполнение специализированных спутниковых съемок.

Отдельные элементы системы мониторинга были отработаны и испытаны в ходе ежегодных экспедиционных работ 2006–2014 гг. в Белом море и на этапах

анализа спутниковой информации за 2007–2013 гг. Это позволило впервые получить с высоким пространственным разрешением числовые оценки внутриприливной изменчивости гидрофизических полей, тонкой структуры вод и особенностей пространственно-временной изменчивости характеристик короткопериодных ВВ, субмезомасштабных вихрей и мезомасштабной фронтальной динамики в Белом море.

* * *

Разработана совокупность методов исследования короткопериодной изменчивости характеристик океанологических полей и процессов на акватории Белого моря, предполагающая целенаправленное сочетание спутниковых данных и учащенных во времени и пространстве наблюдений на океанографических полигонах. Предлагаемая на основе разработанных методов система наблюдений (мониторинга) может быть отнесена к классу специализированных океанографических наблюдений, методика, состав и продолжительность которых зависят от задач исследования. Ключевыми элементами системы наблюдения (мониторинга) является целенаправленное сочетание данных морской и космической наблюдательных подсистем. При анализе объединяются результаты учащенных во времени и пространстве морских (судовых) наблюдений в отдельных районах моря и спутниковые данные высокого разрешения, охватывающие всю акваторию моря на протяжении всего теплого сезона.

Спутниковая подсистема наблюдений позволяет получить представление о пространственном распределении короткопериодных ВВ, субмезомасштабных вихревых структур, фронтальных разделов и их динамике на акватории всего моря. В основе ее эксплуатации лежит использование архивных и оперативных данных со спутников ENVISAT (ASAR), RADARSAT-1, 2 (SAR) и Terra/Aqua (MODIS).

По данным спутниковых наблюдений определяются акватории моря с интенсивной субмезомасштабной динамикой и на основании этого выбираются районы работ морской (судовой) подсистемы мониторинга. Наблюдения ведутся на океанографических полигонах и разрезах. Наблюдения на океанографических полигонах выполняются с помощью судна и буйковых станций в пределах небольших акваторий, соответствующих масштабам субприливных процессов с привязкой всех данных наблюдений к колебаниям уровня. На полигонах проводят: квазисинхронные мелкомасштабные океанографические съемки и измерения на буйковых станциях, дополненные данными учащенных океанографических станций (сканирование) с заякоренного в районе полигона судна. Океанографические разрезы выполняются многократно в районах фронтальных разделов. В основе морской подсистемы мониторинга лежат разработанные и усовершенствованные методики контактных наблюдений, позволяющие оценивать изменчивость гидрофизических полей на масштабах от 100 м до 10 км и от минут до приливного периода (12.42 ч) на акватории приливного арктического моря.

Для проведения наблюдений предложены новые технические решения, для обработки данных специальных наблюдений создан комплекс оригинальных программных продуктов, а в результате их применения получены уникальные базы данных для Белого моря.

ГЛАВА 2

Количественные характеристики изменчивости гидрофизических полей и тонкой структуры вод на временных масштабах приливного цикла и меньше в различных по гидрологическим условиям районах Белого моря

2.1. Изменчивость температуры и солёности вод

Результаты наблюдений за внутриприливной изменчивостью термохалинных полей

Как хорошо известно [Лозолвацкий, 1987], наиболее резкие короткопериодные колебания температуры и солёности воды, как правило, связаны с влиянием приливных процессов, сгонно-нагонных явлений, фронтальной и вихревой динамики, распространением внутренних волн. Температура под влиянием подобных процессов может изменяться на несколько градусов за промежутки времени, сопоставимый с дискретностью стандартных измерений (один–три часа). Имеющиеся в настоящее время сведения об изменчивости температуры и солёности вод в Белом море представляют собой преимущественно записи наблюдений на отдельных горизонтах или высокоразрешающие измерения по вертикали со значительной дискретностью по времени. Вследствие этого представления об особенностях изменчивости термохалинных полей за интервалы времени, меньшие приливного цикла, весьма приблизительны.

Одной из задач разработанной системы мониторинга являлось получение на систематической основе данных о короткопериодной изменчивости температуры

и солености с высоким вертикальным разрешением. Благодаря этому удалось собрать уникальную информацию и заполнить существующие пробелы в сведениях о количественных характеристиках вариаций температуры и солености в Белом море на масштабах приливного цикла и менее.

Измерения выполнялись в условиях слабых и умеренных ветров с борта заякоренного судна и установленных рядом с ним трех буйковых станций в рамках оговоренной ранее методики.

С борта судна выполнялись серии непрерывных сканирований водной толщи от поверхности до дна моря с помощью зонда STD-90M производства ФРГ, позволяющего осуществлять запись температуры, электропроводности и давления с частотой, близкой 6 Гц. При опускании зонда на скорости 1 м/с такая частота опроса датчиков обеспечивала вертикальную дискретность измерений около 10 см. Измерения температуры выполнялись зондом с погрешностью ± 0.002 °С, а электрической проводимости (солености) – ± 0.003 мСм/см (0.001%). Эти данные усреднялись по горизонтам с дискретностью 1 м. Дискретность по времени между зондированиями варьировала от 1 мин в мелководных (до 30 м) районах до 3–4 мин в глубоководных (более 60 м) районах.

Для высокоразрешающих измерений на заданных горизонтах с борта судна вывешивалась гирлянда, состоящая из 3–6 позиционных измерителей течений и температуры «JFE Ales» (Япония), погрешность определения температуры которыми составляла ± 0.02 °С, дискретность измерений задавалась 2 мин. Глубина их установки варьировалась в зависимости от района работ. Иногда для контроля глубины погружения гирлянды она дополнялась STD-зондами: CastAway (США), ОЛД-1 (Россия), SD-202 (Норвегия). В результате были дополнительно получены серии высокочастотных (от 1 до 10 Гц) измерений колебаний температуры длительностью реализаций от нескольких часов до суток.

Измерение характеристик температуры и солености на буйковых станциях выполнялось с помощью приборов ADP Sontek 500 (США), ADCP WHS 300 (США), «Вектор-2» (Россия), STD-90M (США), SBE-19+ (США). Акустические профилографы (ADP, ADCP) устанавливались на дно, остальные приборы вывешивались в толще вод вблизи слоя скачка. Дискретность измерений составляла от 30 с до 2 мин. Точность измерения температуры была минимальна у акустических профилографов (до ± 0.4 °С у ADCP WHS 300) и максимальна у STD-зондов (до ± 0.002 °С у SBE-19+ и STD-90M).

Данные были получены в теплые сезоны 2009-2014 гг. на 19 полигонах: в 2009 г. в конце июня – начале июля на полигонах № 1, 9; в августе 2010 г. на полигоне № 1; в июле 2011 г. на полигонах № 1, 10, 11; во второй половине июля и первой половине августа 2012 г. на полигонах № 1, 2, 3, 4, 5, 6 (на данном полигоне сканирования выполнялись менее 12 часов), 7, 8; во второй половине августа 2013 г. на полигонах № 1, 12; в июле 2014 г. на полигонах № 3, 13, 14. Стоит отметить, что измерения на полигоне № 1 повторялись ежегодно с 2009 по 2013 г., а на полигоне № 3 в 2014 г. придонные колебания температуры с дискретностью две минуты измерялись около 15 сут.

Данные сканирующих измерений можно рассматривать как двумерную картину изменения полей температуры и солености по вертикали и времени, которая

дает наглядное представление об изменчивости процессов. В качестве наглядного примера приведено распределение температуры и солёности, полученное по данным сканирования, продолжавшегося непрерывно 16 ч 20 мин (дольше полусуточной приливной гармоники 12 ч 24 мин) с дискретностью 2 мин на полигоне № 12 в июле 2014 г. (рис. 2.1).

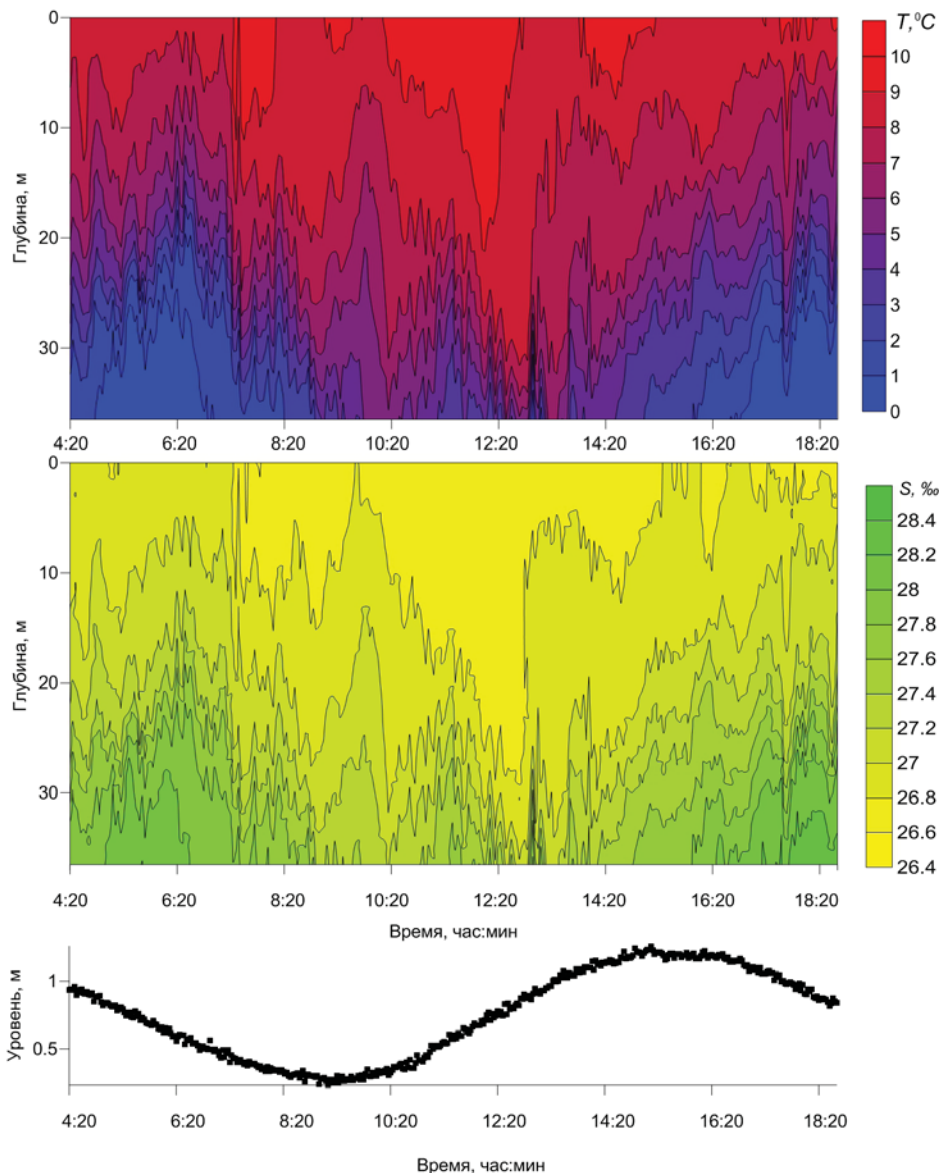


Рис. 2.1. Фрагмент временной изменчивости температуры и солёности по данным сканирования на суточной станции с заякоренного судна полигон № 12 (Восточная Соловецкая салма) с 4:20 до 18:20 23.07.2014 г. и колебания уровня по показаниям датчика давления ADCP WHS 300, установленного на дно рядом с судном

На рис. 2.1 четко прослеживается меняющаяся во времени двухслойная структура вод. Согласно имеющимся представлениям [Гидрометеорология..., 1991], эти слои можно интерпретировать как летние поверхностную и промежуточную водные массы Бассейна. Поверхностная водная масса в период работ характеризовалась температурой 7–10 °С и соленостью 26.5–27.0 ‰, промежуточная водная масса характеризовалась температурой 0–4 °С и соленостью 27.4–28.4 ‰. При этом глубина залегания и объемы водных масс в плоскости разреза испытывают значительные колебания с периодичностью приливных процессов. В период падения уровня увеличивается объем вод, занимаемых промежуточной водной массой, в период роста уровня ее объемы уменьшаются, причем этот процесс повторяется от приливного цикла к циклу. На эти полусуточные колебания накладываются колебания меньшими периодами. Причем на отдельных горизонтах колебания могут достигать 2–3 °С и 0.5–0.75 ‰ за 10–20 мин. Подобные колебания априори находятся вне рамок стандартных мониторинговых гидрологических наблюдений. Хотя, как видно из результатов приведенного сканирования, короткопериодные колебания термохалинных полей имеют в Белом море весьма широкое распространение.

Иллюстрацией различий характера короткопериодных колебаний на акватории Белого моря являются результаты мониторинговых работ, выполнявшихся с 20 по 25 июля 2011 г. на трех полигонах (№ 1, 10, 11) на границе Бассейна Белого моря и пролива Западная Соловецкая салма. Район характеризуется постепенным уменьшением глубины из области Бассейна к узкой части пролива. Местоположение полигонов выбиралось исходя из различий фоновых гидрологических условий, определяемых топографией дна и берегов. Глубины на полигоне № 10 позволяют ожидать там стратификацию вод, состоящую из трех слоев, а на полигоне № 1 – из двух, в узкой же части пролива (полигон № 11) располагается зона, разделяющая воды «горловского» и «бассейнового» типа.

Общее представление о водных массах и изменчивости температуры и солености во время наблюдений на полигонах можно получить из T,S-кривых, приведенных на рис. 2.2. На полигоне № 1 четко выделяется кривая смещения двух водных масс. Если поверхностные воды характеризуются большой изменчивостью своих параметров от 10 до 14 °С по температуре и от 26.9 до 27.3 ‰ по солености, то придонные воды обладают более стабильными индексами: температура 5.5–6.5 °С и соленость 27.45–27.55 ‰. На глубоководном полигоне № 10 распределение вод имеет уже трехслойный характер. Поверхностные и придонные воды обладают меньшей толщиной, чем промежуточные воды. Поверхностные воды здесь теплее (14–18 °С) и формируются преимущественно благодаря наличию слоя со стабильными значениями солености 26.8–27.0 ‰. Промежуточный слой занимает основную толщу вод от 15 до 45 м, характеризуется значительным понижением температуры с глубиной от 12 до 3 °С, повышением солености от 27.0 до 27.9 ‰ и соответствует по индексам вод придонному слою полигона № 10. На придонных горизонтах полигона № 1 прослеживаются самые холодные (0.5–3 °С) и соленые (28.0–28.3 ‰) воды из зафиксированных во время съемок. На полигоне № 11 изменчивость термохалинных характеристик по вертикали минимальна (по температуре от 10.5 до 12.5 °С, по солености 26.9–27.4 ‰). В отдельные моменты време-

ни наблюдается однородность вод, при этом температура составляет около 11.5 °С, а соленость около 27.1 ‰. Таким образом, поверхностные воды в проливе являются самыми холодными и солеными из всех трех полигонов, а придонные – самыми теплыми из наблюдавшихся на этой глубине (25 м). Поверхностные водные массы на полигонах № 1 и 10, а также воды на полигоне № 11 можно интерпретировать как летнюю поверхностную водную массу Бассейна [Гидрометеорология..., 1991].

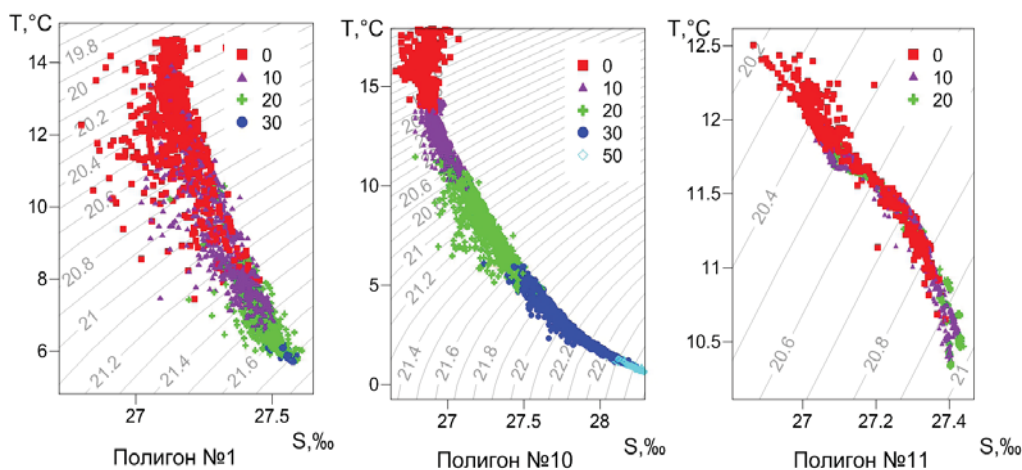


Рис. 2.2. T,S-кривые по данным наблюдений на полигонах (горизонты наблюдений обозначены на рисунке значками, соответствующие им глубины приведены в верхней правой части каждой кривой)

Начнем описание с полигона № 10, выполненного в Бассейне и наиболее удаленного от фронтальной зоны. Данные синхронных наблюдений за температурой, течениями и колебаниями уровня на буйковых станциях представлены на рис. 2.3. По данным колебания уровня видно, что поверхностная приливная волна имеет почти симметричный вид. Величина прилива составляет 1.1 м. В отлив наблюдаются течения, направленные на северо-запад, в прилив – на юго-восток. Максимальные скорости течения отмечаются в моменты полной и малой воды и достигают 35 см/с.

Измерения температуры позиционными измерителями на всех станциях проводились в районе термоклина, а на северной границе – еще и у дна (температура на глубине 41 м по данным датчика ADP Sontek-500). Температура на придонном горизонте испытывает четко выраженные полусуточные вариации с амплитудой около 2 °С. Наступление полной воды в придонной области характеризуется понижением температуры, а наступление малой воды – повышением, причем время падения температуры меньше, чем время роста. Во время отлива на общее повышение температуры у дна накладываются колебания амплитудой 0.5 °С периодом до 2 ч. Колебания температуры в области термоклина на глубине 17–19 м составляют 2–4 °С, а над термоклином (горизонт наблюдения 10 м) – всего 1 °С. В этих сло-

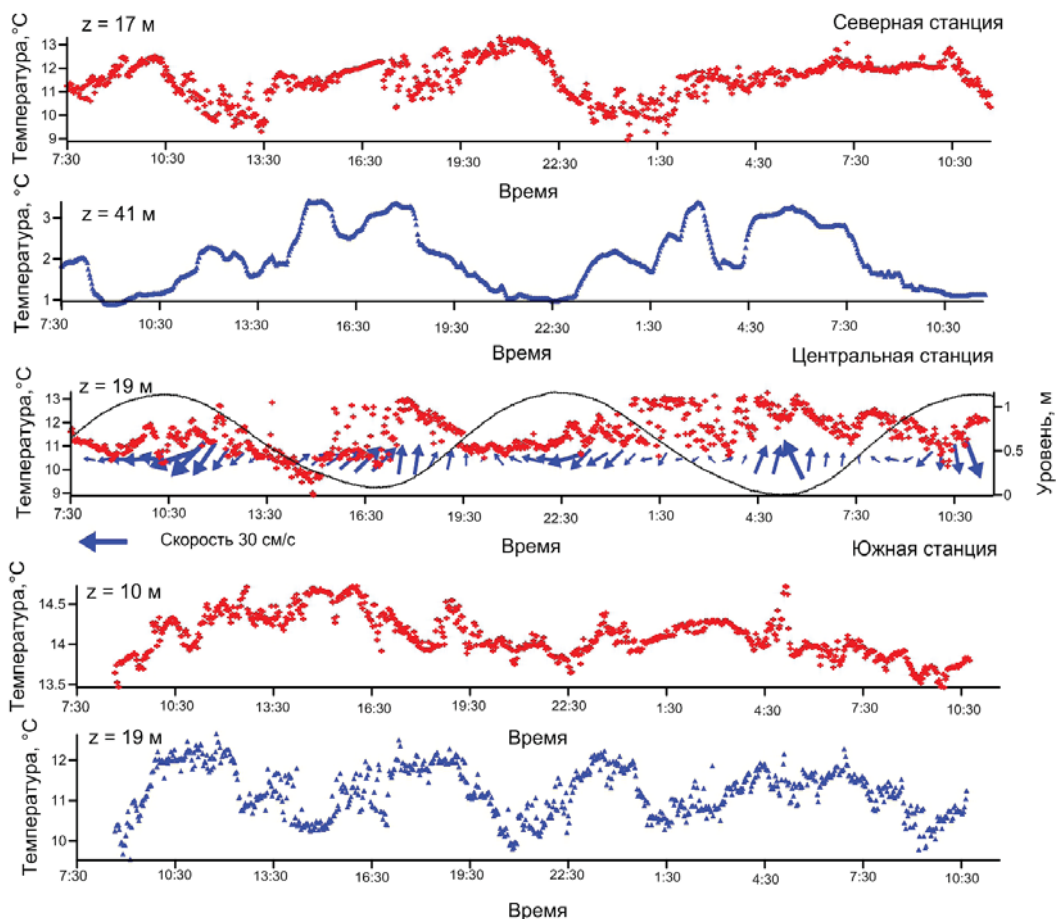


Рис. 2.3. Вариации температуры воды на южной (по «JFE Алес»), центральной (по «Вектор-2») и северной (по CTD-90М, ADP Sontek-500) станциях, скорости и направления течения, а также колебаний уровня на центральной станции (по ADCP WHS 300) по данным наблюдений на полигоне № 10 (Бассейн Белого моря) с 7:30 22.07.2011 г. до 11:00 23.07.2011 г.

ях явная связь с приливными явлениями не прослеживается. Отмечаются только короткопериодные колебания температуры.

Корреляционный анализ показывает отсутствие линейной связи между колебаниями температуры на глубинах 10 и 19 м. Однако, если рассматривать только фазу прилива, отмечается коэффициент корреляции 0.6 между колебаниями у дна и на верхней границе термоклина (горизонт 17 м). Это свидетельствует о том, что заток придонных вод приводит к подъему термоклина. Установлено, что имеется фазовый сдвиг между изменениями температуры у дна и в толще вод. У дна они наблюдаются на 14–18 мин раньше, чем в толще вод (коэффициент корреляции $r = 0.8$). Запаздывание фронта полусуточной внутренней волны между станциями составляет 50–60 мин, что позволяет оценить фазовую скорость волн в 0.5–0.6 м/с. Эти колебания распространяются в генеральном направлении с севера на юг.

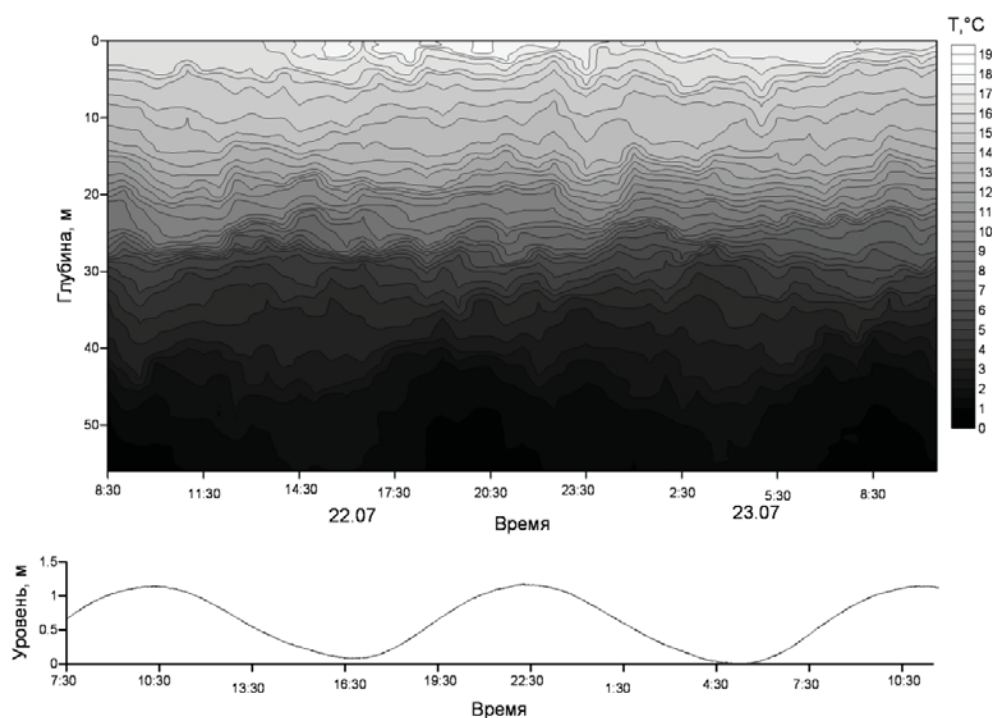


Рис. 2.4. Временная изменчивость температуры по данным измерений STD – 90М и колебания уровня на полигоне № 10 (Бассейн Белого моря) с 8.30 22.07.2011 г. до 10.30 23.07.2011 г.

По данным сканирований (рис. 2.4), колебания с полусуточным периодом в придонной области имеют вид волн возвышений с крутым передним склоном и пологим задним, что похоже на проявление внутреннего приливного бора [Серебряный, 1990]. Высота колебаний изотерм составляет около 10–12 м, что совпадает с модельными оценками для внутренних волн приливного периода [Каган, Тимофеев, 2005; Май, Фукс, 2005]. Вертикальная термическая структура 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, визуально не связанные с процессами у дна.

Опираясь на приведенные данные и результаты других авторов [Серебряный и др., 2009], можно сделать вывод о том, что на глубоководных участках шельфа в крайних районах Бассейна наибольшей интенсивностью обладают колебания термохалинных полей с приливным периодом, распространяющиеся в придонном слое.

Рассмотрим результаты аналогичного эксперимента, выполненного в мористой части пролива Западная Соловецкая салма на полигоне № 1. Изменчивость характеристик среды в течение суток по показаниям тех же приборов на буйковых станциях приведена на рис. 2.5. По данным колебаний уровня видно, что поверхностная приливная волна имеет несимметричный вид. Рост уровня идет более интен-

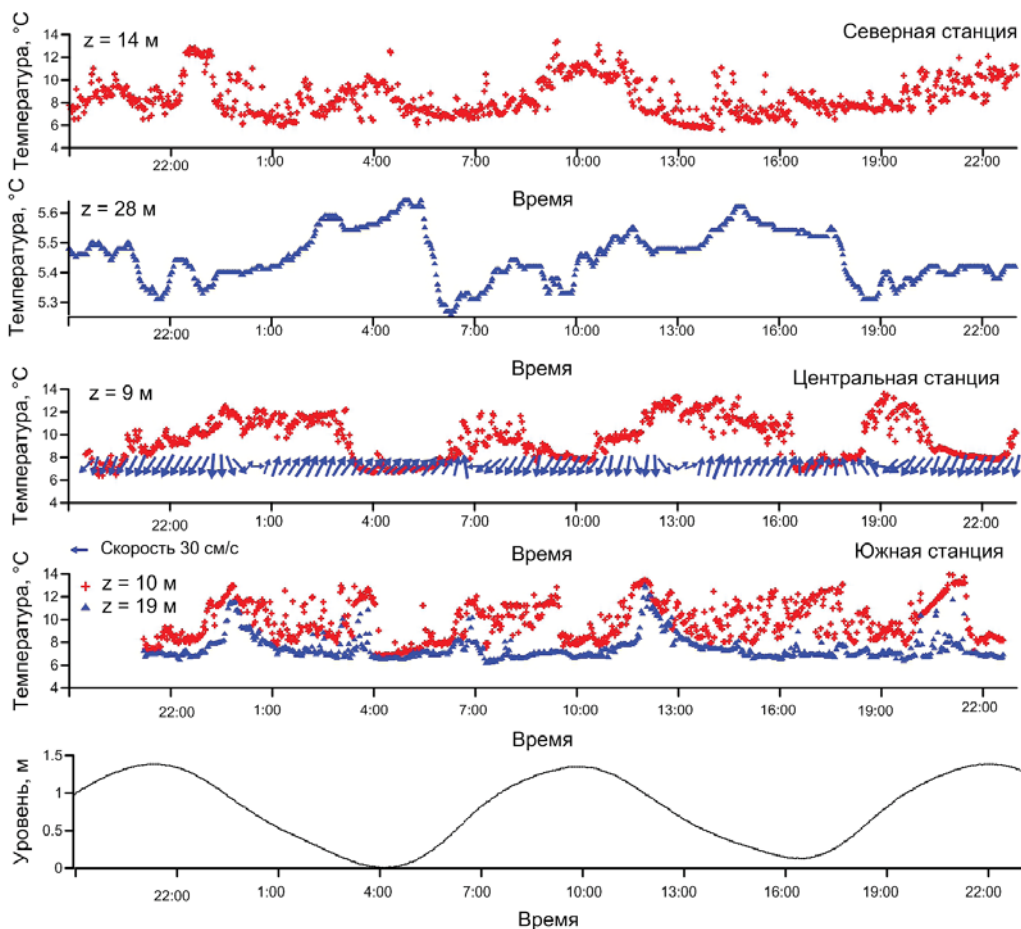


Рис. 2.5. Вариации температуры воды на южной, центральной и северной станциях, скорости и направления течения на центральной станции и колебаний уровня на северной станции по данным наблюдений на полигоне № 1 (мористая часть пролива Западная Соловецкая салма) с 20:30 20.07.2011 г. до 22:30 21.07.2011 г.

сивно, чем его падение. Величина прилива составила 1.4 м. В отлив наблюдаются течения, направленные на северо-запад, в прилив – юго-восточного направления, что связано с особенностями рельефа дна. Перестройка течения происходит почти реверсивно за 20–30 мин. Скорости течения достигают 90 см/с.

Из наблюдений видно (рис. 2.5), что температура независимо от района и глубины наблюдения испытывает полусуточные вариации, которые имеют несинусоидальную форму. Полная вода в придонной области характеризуется затоком холодных вод, а в области термоклина – резким подъемом последнего к поверхности, причем перестройка его положения происходила резко, менее чем за 10–20 мин. За это время термоклин на южной станции поднимается больше чем на 9 м и становится прижатым к поверхности. Перепад температуры в слое 10–19 м во время прохождения внутренней волны составляет до 6.5 °С. Коэффициенты корре-

ляции между колебаниями температуры на горизонтах 10, 13, 16, 19 м равняются от 0.6 до 0.9. Запаздывание фронта полусуточной ВВ между станциями составляет 30–40 мин, что позволяет оценить фазовую скорость волны 0.4–0.5 м/с. ВВ приливного периода распространяется в том же направлении, что и поверхностная приливная волна – вдоль оси залива. Прохождению ее переднего фронта соответствуют максимальные течения, направленные на юго-восток.

Описанный характер колебаний, подробно представленный на основе данных сканирования (рис. 2.6), позволяет утверждать, что в районе наблюдается как прохождение в области термоклина групп короткопериодных внутренних волн, так и явление внутреннего приливного бора. Характерный признак бора – практически отвесный передний фронт, который наблюдается уже на 5-й минуте сканирования (рис. 2.6, 1). 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. 2.6, 1, 2.6, 5, 2.6, 9). Высота передней «стенки» бора по данным сканирования составляет около 15 м (рис. 2.6, 1, 2.6, 9), что превосходит верхнюю границу модельных оценок высот ВВ полусуточного периода для данного района [Каган, Тимофеев, 2005; Май, Фукс, 2005].

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 °С/м, тонкоструктурных элементов не наблюдается. Нижний слой холодных вод занимает всю толщу вод ниже глубины 8–9 м. После прохождения передней стенки бора термоклин начинает расслаиваться, а через 2.5 ч наблюдается прохождение цуга нелинейных волн (рис. 2.6, 2, 2.6, 6). Прохождение этих колебаний 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 амплитудой 5–9 м и периодом 8–16 мин. Они обладают признаками нелинейности, проявляющимися в вертикальной и горизонтальной асимметрии их формы и отношении амплитуд волн к глубине залегания пикноклина, большем 0.1. Ниже располагается однородный слой вод с температурой 8–9 °С. Расчеты числа Ричардсона показывают, что в этом слое прохождение внутренних волн вызывает интенсивное перемешивание за счет сдвиговой неустойчивости течений. Наблюдаемые нами волны находятся в стадии обрушения. Граница критических значений числа Ричардсона совпадает с положением придонного термоклина (глубина 25–29 м), ниже которого наблюдается область однородных холодных вод. В конце отлива (рис. 2.6, 3) также регистрируется прохождение группы интенсивных короткопериодных волн высотой около 10 м, которое завершается группой обрушившихся волн. Прохождение заднего фронта обрушающейся системы волн приводит к тому, что теплые воды с поверхности в течение нескольких минут наблюдаются на глубине 20 м, а линза придонных вод достигает глубины 10 м. Причем процесс перестройки поля температуры составляет менее 20 мин. Взаимный корреляционный анализ данных между станциями позволяет оценить скорость перемещения этих температурных неоднородностей около 0.8 м/с, т.е. выше, чем у бора.

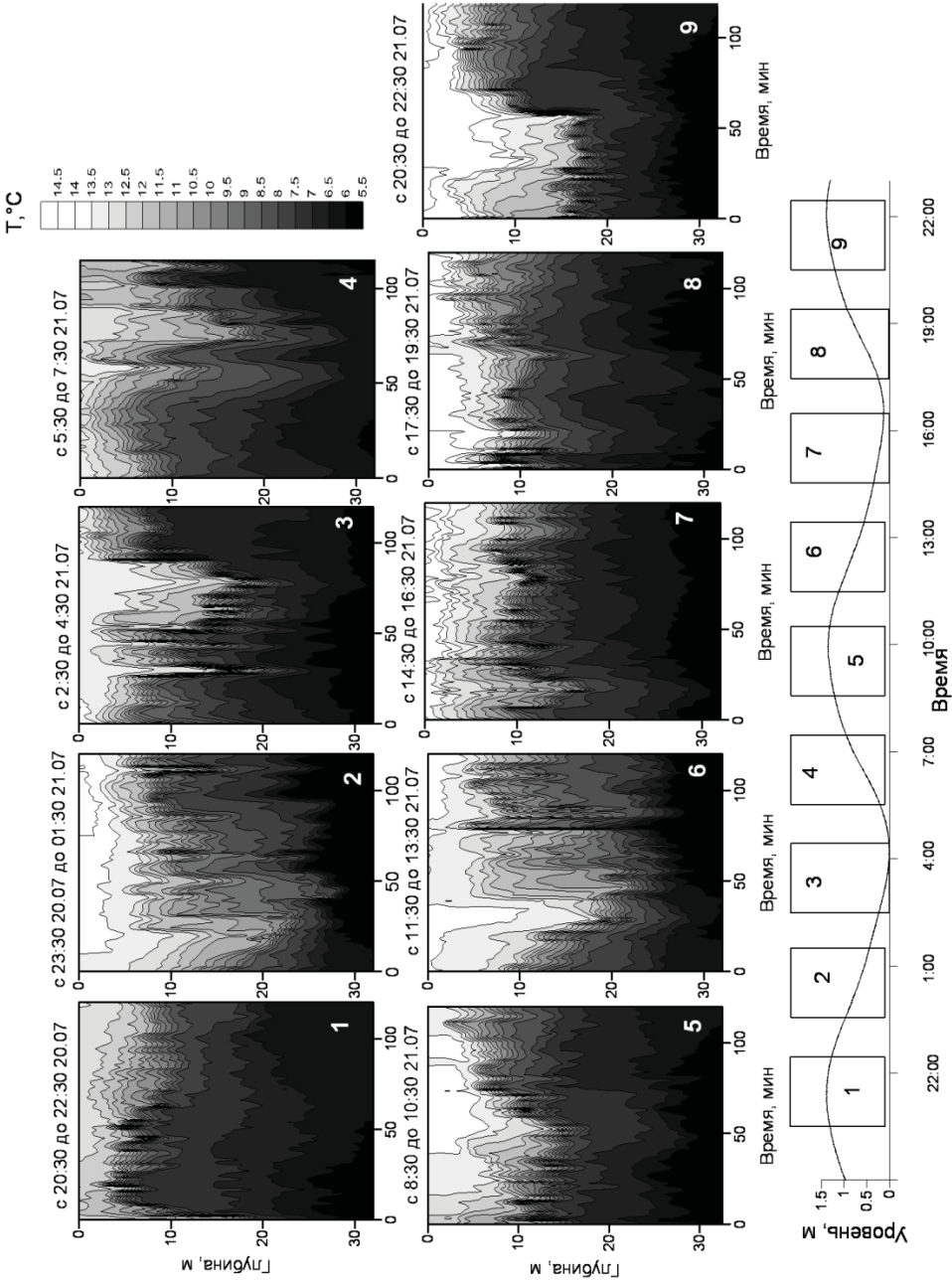


Рис. 2.6. Временная изменчивость температуры по данным сканирования STD-90М на полигоне № 1 (мористая часть пролива Западная Соловецкая салма) с 20:30 20.07.2011г. до 22:30 21.07.2011 г. и колебания уровня (прямоугольниками с номерами показаны периоды сканирований)

Резюмируя описание данных наблюдений на полигоне № 1, можно сделать вывод о том, что в данном районе шельфа Белого моря существуют интенсивные ВВ, прохождение которых отмечается каждый приливный цикл. Интенсивные колебания температуры и солености отмечались на полигоне ежегодно по результатам мониторинговых работ за пять лет с 2009 по 2013 г.

В узкой части пролива Западная Соловецкая салма на полигоне № 11 баротропная приливная волна имеет несимметричный вид (рис. 2.7). Рост уровня идет более интенсивно, чем его падение. Величина прилива составляет 0.8 м. В отлив течения направлены на северо-запад, в прилив – на юго-восток. Смена течения на противоположное направление занимает менее 2 ч. Максимальные скорости течения составляли 70 см/с.

Колебания температуры за весь приливный цикл на всех горизонтах не превышают 1.5 °С. Прилив сопровождается понижением температуры в поверхностном слое, отлив – повышением. Причем падение температуры происходит очень плав-

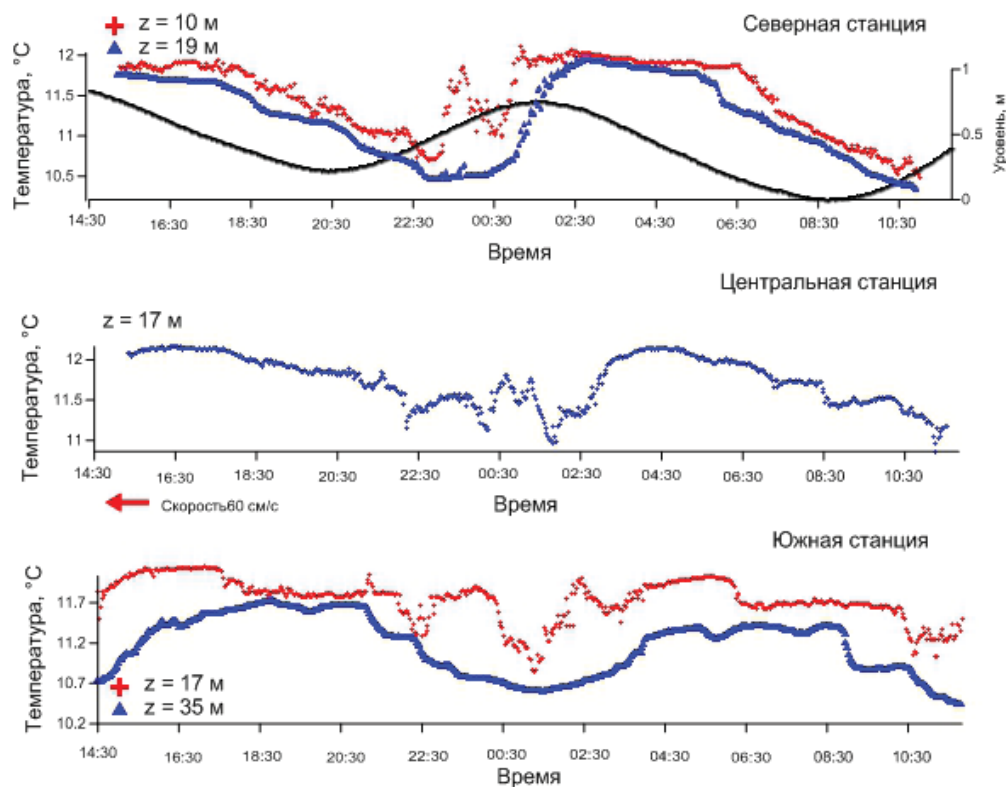


Рис. 2.7. Вариации температуры воды на южной (по CTD-90M, ADP Sontek-500), центральной (по «Вектор-2») и северной станциях (по «JFE Alec»), скорости и направления течения на центральной станции и колебания уровня (по ADCP WHS 300) на северной станции по данным наблюдений на полигоне № 3 (узкая часть пролива Западная Соловецкая салма) с 14:30 24.07.2011 г. до 11:00 25.07.2011 г.

но. 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 симметричному. Причем полная вода совпадает с минимумом температуры в придонном слое, а малая вода – с максимум температуры. Выполненный корреляционный анализ показывает наличие синхронных колебаний с приливным периодом, охватывающих всю толщу вод от поверхности до дна ($r = 0.8-0.9$). Колебания температуры на придонных горизонтах опережают колебания в толще вод на 10–12 мин ($r = 0.6$). Это говорит о том, что заток придонных вод является ведущим фактором, который приводит к формированию и подъему термоклина. Запаздывание фронта волны между станциями составляет около 60 мин, что позволяет оценить скорость распространения приливных колебаний как 0.4 м/с.

По результатам сканирования (рис. 2.8) подтверждается, что основной особенностью являются хорошо выраженные колебания с приливным периодом. В период прилива наблюдается заток более холодных и соленых вод через порог пролива. Воды поступают в придонный 10-метровый слой (рис. 2.8, 3, 2.8, 4, 2.8, 9, 2.8, 10), при этом максимальная разность температур поверхность/дно достигает 2.0 °С (рис. 2.8, 10). В результате возникает двухслойная структура вод, наблюдаются короткопериодные колебания. Периоды этих колебаний меньше, чем на полигонах № 1 и № 10, они преимущественно составляют 5–10 мин и часто 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 °С. Возникновение и исчезновение стратификации вод повторяется дважды за 20 ч наблюдений (полтора периода колебаний волны M_2). Подобная картина возникновения и исчезновения стратификации вод повторяется каждый приливный цикл.

В целом в узкой части пролива изменчивость гидрофизических характеристик невелика, наибольшей интенсивностью обладают колебания с приливным периодом в придонной области. Короткопериодные колебания отмечаются в толще вод только в фазу прилива, а в отлив наблюдается полная однородность вод от поверхности до дна.

Обобщая результаты учащенных измерений вертикальной структуры термохалинных полей, можно сделать вывод, что на всех полигонах отмечается изменчивость термохалинных полей, состоящая из двух основных колебаний: полусуточного (приливного) периода и десятки минут (ассоциируемая с короткопериодными ВВ). Однако в разных по гидрологическим условиям и морфометрии дна районах они проявляются по-разному:

- в глубоководной части Бассейна и заливов Белого моря наиболее интенсивные колебания имеют полусуточный период и отмечаются на границе промежуточных и глубинных вод;
- в мелководной части Бассейна (в шельфовых неглубоких районах с хорошо выраженной двухслойной структурой вод) под влиянием прилива отмечается резкое изменение вертикальной структуры вод, но основной вклад в из-

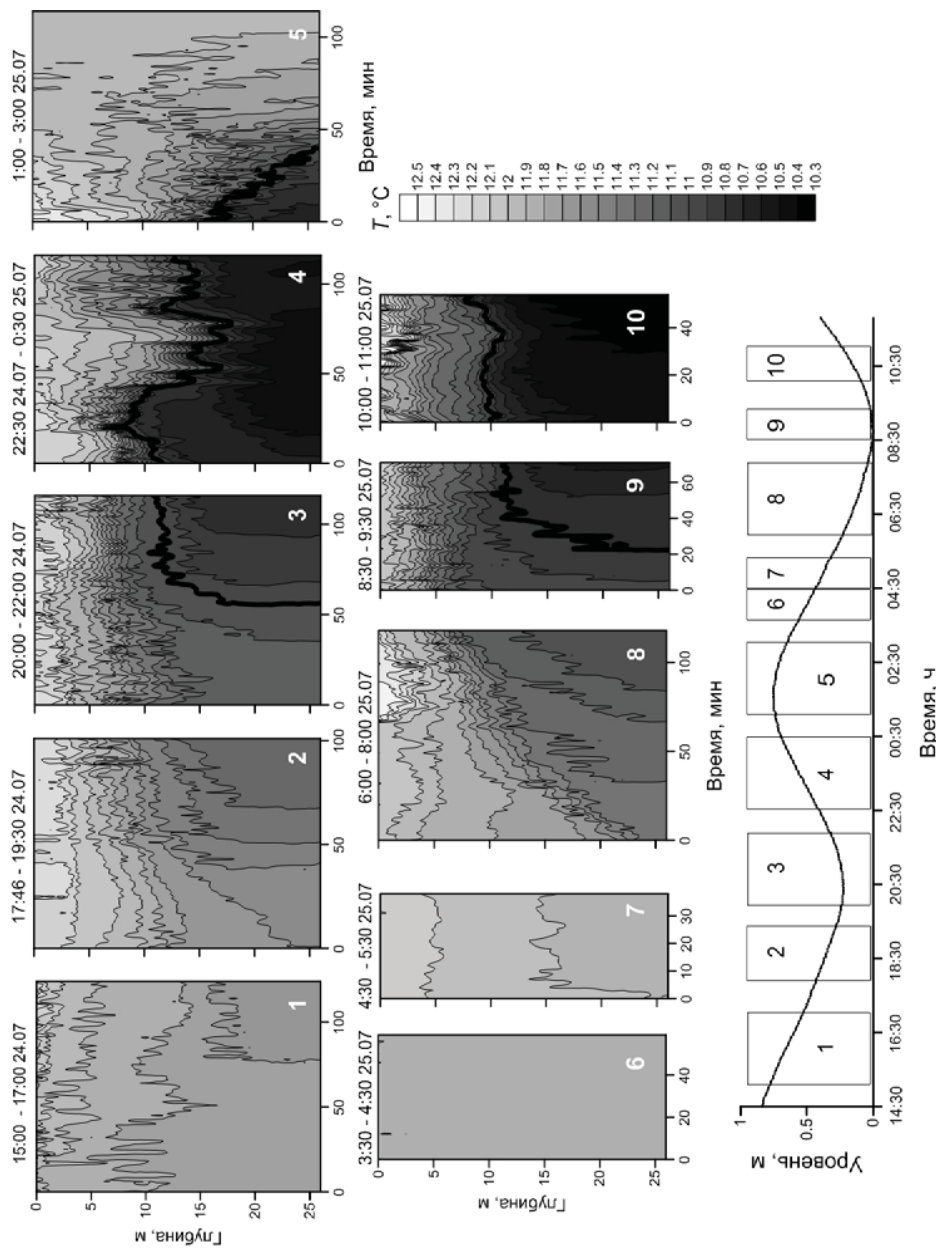


Рис. 2.8. Временная изменчивость температуры по данным сканирования STD-зондом на полигоне № 11 (узкая часть пролива Западная Соловецкая салма) с 15:00 24.07.2011 г. до 11:30 25.07.2011 г. и колебания уровня (прямоугольниками с номерами показаны периоды сканирований)

менчивость оказывают короткопериодные колебания типа ИВВ, распространяющиеся в слое между поверхностными и промежуточными водными массами бассейна; в проливных районах около фронтальных зон (на границе Бассейна и Горла; на границе Бассейна и Онежского залива) ИВВ наблюдаются каждый приливный цикл, их высота значительно превышает толщину верхнего однородного слоя, а длительность колебаний лежит в диапазоне 10–20 мин;

- в районах структурных фронтальных зон (Соловецкие салмы, юго-западная часть Горла) наблюдается доминирование приливных колебаний, приводящее к чередованию «горловского» и «бассейнового» вида вертикальных структур; в период наличия стратификации могут отмечаться короткопериодные колебания незначительной интенсивности;
- в Онежском и Двинском заливах (мелководные районы заливов) на фоне хорошо выраженных полусуточных вариаций термоклина и галоклина отмечаются слабо выраженные короткопериодные колебания, на которые эпизодически накладываются резкие колебания, идентифицируемые как цуги короткопериодных ВВ.

Статистическое обобщение результатов судового мониторинга может послужить основой для получения новых количественных оценок приливной и внутриприливной изменчивости термохалинных полей.

Статистические характеристики изменчивости температуры и солености на масштабах приливного цикла

Весь полученный в результате STD-зондирований архив гидрологических данных был сгруппирован по годам и полигонам. Данные разбиты на блоки, кратные приливному циклу волны M_2 . Из каждого блока сформированы две выборки высокого (по глубине и времени) и стандартного (соответствующего требованиям [Руководство..., 1977]) разрешения.

Данные высокого разрешения – данные с дискретностью по вертикали 1 м, по времени 1–4 мин в зависимости от глубины места на полигоне (250–400 значений на одном горизонте). Данные стандартного разрешения – данные измерений по стандартным горизонтам за 2 ч (7 значений на одном горизонте). В первом случае исходные данные позволяли учесть эффекты, связанные с короткопериодными колебаниями (десятки минут), а во втором случае их исключали.

Для каждой выборки рассчитывались:

- среднее арифметическое;
- стандартное отклонение (СО)

$$S = \sqrt{\frac{n}{n-1} \sigma^2} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (2.1)$$

где n – длина выборки, σ – среднеквадратическое отклонение;

- амплитуда;
- максимальное значение;
- минимальное значение;
- выборочное стандартное отклонение (BCO):

$$S = \sqrt{\frac{(x_i - \bar{x})^2}{n - 1}} \quad (2.2)$$

рассчитывалось для значений меньше среднего (BCO «←») и больше среднего (BCO «→»).

В качестве примера рассмотрим результаты обработки данных наблюдений, выполненных на полигоне № 1 в 2010 г. Данные расчетов сводились в таблицы (табл. 2.1), по которым затем строились графики изменения температуры и солености с глубиной (рис. 2.9).

В верхней части табл. 2.1 под заголовком «Стандартная методика» приведены результаты статистической обработки данных со стандартным пространственно-временным разрешением, ниже под заголовком «Новая методика» – с высоким разрешением.

По данным табл. 2.1 и рис. 2.9 видно, что средние значения и тенденции изменения температуры и солености с глубиной одинаковы по обоим методикам. В целом температура с глубиной снижается на 10 °С, соленость возрастает на 1 ‰. Размах колебаний по абсолютной величине больше выражен в температуре. Однако измерения только по стандартным горизонтам исключили возможность оценки важных вертикальных особенностей профилей гидрофизических полей, имеющих место в приповерхностных слоях. Основное различие в профилях изменчивости, получен-

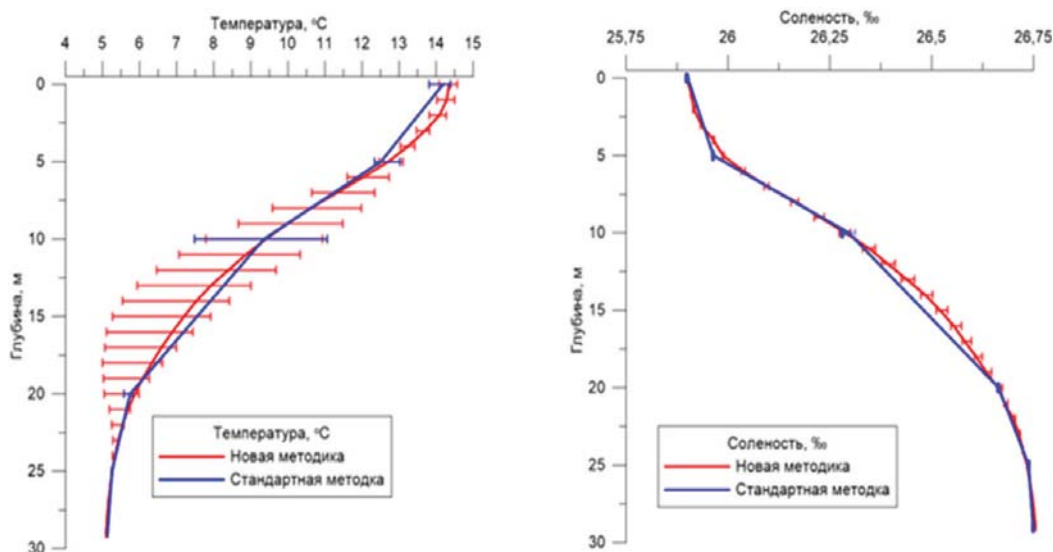


Рис. 2.9. Изменение с глубиной средних значений и стандартного отклонения температуры и солености по данным сканирования CTD-90М на полигоне № 1 (мористая часть пролива Западная Соловецкая сала) 9.08.2010 г.

Таблица 2.1

Характеристики изменчивости полей температуры и солёности на масштабах приливного цикла по данным сканирования STD-90M на полигоне № 1 (мористая часть пролива Западная Соловецкая салма) 9.08.2010 г.

Дата		Время		Широта		Долгота		Количество используемых значений								
09.08.2010		0:00:00-12:30:00		34°59.250'N		065°11.227'E		302(7)								
Глубина, м	Температура, °С							Солёность, ‰								
	Макс	Мин	Среднее	Медиана	СО	Амплитуда	ВСО «←»	ВСО «→»	Макс	Мин	Среднее	Медиана	СО	Амплитуда	ВСО «←»	ВСО «→»
Стандартная методика																
0	15.850	13.092	14.192	13.731	1.076	2.758	-0.381	0.198	26.056	25.793	25.902	25.902	0.101	0.263	-0.003	0.002
5	13.474	10.039	12.511	12.871	1.174	3.435	-0.173	0.516	26.061	25.892	25.964	25.959	0.055	0.168	-0.001	0.001
10	13.009	6.158	9.357	9.081	2.676	6.851	-1.875	1.706	26.604	25.968	26.296	26.287	0.254	0.636	-0.016	0.016
20	7.131	5.115	5.743	5.460	0.672	2.016	-0.167	0.059	26.761	26.482	26.664	26.696	0.092	0.279	-0.001	0.003
25	5.374	5.065	5.253	5.292	0.126	0.309	-0.003	0.005	26.762	26.723	26.738	26.735	0.014	0.039	0.000	0.000
29	5.334	4.974	5.134	5.124	0.114	0.360	-0.004	0.003	26.772	26.721	26.748	26.746	0.016	0.051	0.000	0.000
Новая методика																
0	15.856	12.889	14.351	14.177	0.989	2.967	-0.266	0.222	26.072	25.533	25.898	25.912	0.100	0.539	-0.002	0.003
1	15.830	12.896	14.289	14.051	0.978	2.935	-0.266	0.212	26.071	25.673	25.910	25.916	0.095	0.398	-0.002	0.002
2	15.791	12.790	14.093	13.717	0.956	3.001	-0.273	0.184	26.072	25.587	25.916	25.946	0.102	0.485	-0.002	0.003
3	15.682	12.294	13.703	13.379	0.837	3.388	-0.232	0.119	26.072	25.646	25.934	25.966	0.095	0.425	-0.002	0.003
4	15.596	9.293	13.245	13.126	0.881	6.304	-0.207	0.181	26.297	25.553	25.964	25.989	0.091	0.743	-0.002	0.003
5	15.493	8.461	12.711	12.926	1.140	7.031	-0.252	0.398	26.381	25.554	25.988	25.997	0.099	0.827	-0.002	0.002
6	15.004	6.680	12.030	12.288	1.503	8.323	-0.428	0.702	26.524	25.100	26.038	26.032	0.141	1.424	-0.005	0.005
7	14.640	6.119	11.333	11.526	1.843	8.520	-0.686	1.012	26.650	25.682	26.096	26.064	0.148	0.968	-0.007	0.004
8	14.525	6.102	10.612	10.891	2.189	8.424	-1.025	1.372	26.650	25.806	26.166	26.123	0.190	0.844	-0.012	0.006
9	14.433	5.810	9.991	10.218	2.375	8.623	-1.326	1.494	26.678	25.805	26.227	26.157	0.219	0.874	-0.015	0.009

Продолжение табл. 2.1

Глубина, м	Дата		Время		Широта		Долгота		Количество используемых значений							
	Макс	Мин	Среднее	Медиана	СО	Амплитуда	ВСО «←»	ВСО «→»	Макс	Мин	Среднее	Медиана	СО	Амплитуда	ВСО «←»	ВСО «→»
	09.08.2010		0:00:00-12:30:00		34°59.250'N		065°11.227'E		302(7)							
	Температура, °С															
10	14.370	5.448	9.408	9.529	2.509	8.922	-1.621	1.527	26.783	25.872	26.288	26.230	0.237	0.911	-0.016	0.012
11	14.340	5.454	8.876	8.963	2.555	8.886	-1.812	1.453	26.718	25.896	26.346	26.309	0.249	0.821	-0.016	0.016
12	14.336	5.292	8.395	7.872	2.538	9.044	-1.935	1.286	26.751	25.786	26.392	26.425	0.256	0.965	-0.015	0.018
13	14.294	5.321	7.927	6.994	2.478	8.973	-1.993	1.078	26.771	25.849	26.439	26.504	0.254	0.922	-0.013	0.019
14	14.248	5.153	7.532	6.388	2.400	9.095	-1.994	0.887	26.764	25.909	26.484	26.590	0.240	0.855	-0.010	0.018
15	14.241	5.117	7.197	6.060	2.301	9.124	-1.927	0.720	26.765	25.892	26.520	26.634	0.235	0.872	-0.009	0.019
16	14.198	5.087	6.881	5.804	2.157	9.111	-1.774	0.554	26.769	25.899	26.554	26.663	0.228	0.870	-0.007	0.019
17	14.169	5.076	6.589	5.693	1.965	9.093	-1.527	0.403	26.766	25.875	26.581	26.681	0.212	0.890	-0.006	0.017
18	14.081	5.042	6.332	5.581	1.797	9.039	-1.332	0.283	26.776	25.891	26.609	26.694	0.195	0.884	-0.004	0.015
19	13.677	5.035	6.083	5.525	1.572	8.642	-1.059	0.177	26.777	25.899	26.634	26.701	0.179	0.878	-0.003	0.013
20	13.352	4.978	5.872	5.474	1.366	8.373	-0.825	0.108	26.775	25.763	26.662	26.711	0.158	1.012	-0.002	0.011
21	12.743	4.945	5.684	5.414	1.058	7.798	-0.499	0.060	26.781	25.883	26.678	26.715	0.137	0.898	-0.001	0.008
22	11.864	4.948	5.540	5.362	0.810	6.916	-0.293	0.035	26.778	25.889	26.700	26.724	0.108	0.889	-0.001	0.005
23	10.360	4.942	5.422	5.317	0.565	5.418	-0.140	0.020	26.782	25.957	26.715	26.728	0.076	0.824	0.000	0.003
24	8.655	4.951	5.335	5.268	0.397	3.704	-0.066	0.013	26.785	26.233	26.723	26.732	0.057	0.552	0.000	0.001
25	7.086	4.940	5.263	5.214	0.259	2.146	-0.025	0.008	26.785	26.462	26.734	26.739	0.035	0.323	0.000	0.000
26	6.125	4.932	5.208	5.169	0.200	1.192	-0.014	0.006	26.786	26.629	26.740	26.742	0.025	0.157	0.000	0.000
27	6.004	4.926	5.157	5.128	0.171	1.078	-0.010	0.005	26.789	26.623	26.747	26.749	0.022	0.166	0.000	0.000
28	5.732	4.923	5.120	5.108	0.150	0.808	-0.008	0.004	26.786	26.664	26.751	26.752	0.021	0.122	0.000	0.000
29	5.637	4.922	5.094	5.077	0.136	0.715	-0.006	0.003	26.794	26.672	26.755	26.756	0.018	0.122	0.000	0.000

ных по разным методикам, связано с различием амплитуд колебаний и стандартных отклонений по горизонтам.

Согласно стандартной методике, ВКС не выражен, слой скачка простирается от поверхности до глубины 20 м. Максимум изменчивости гидрологических характеристик наблюдается на глубине 10 м, т.е. в центральной части слоя скачка. Амплитуда температуры здесь составляет 7 °С, солёности – 0.6 ‰, СО – 2.7 °С и 0.25 ‰ соответственно. Существенные колебания термохалинных полей отмечаются от поверхности до 20 м.

Применение данных высокого пространственного разрешения позволяет уточнить характеристики вертикального профиля. Выделяется верхний квазиоднородный слой толщиной около 2 м, слой скачка, залегающий на глубине от 3 до 23 м, а глубже – придонный однородный слой, формирующийся под влиянием приливного перемешивания. Интенсивные колебания термохалинных полей охватывают слой от 6 до 20 м (почти весь слой скачка), их максимум по амплитуде наблюдается в нижней половине слоя скачка. Амплитуда колебаний температуры там составляет около 8–9 °С, солёности – около 1 ‰, а СО – 2.5 °С и 0.25 ‰ соответственно. При схожих оценках средних стандартных отклонений данные учащенных измерений позволяют отметить, что вариации температуры на отдельных горизонтах сопоставимы с изменением характеристик по всей глубине. Кроме того, они дают возможность точнее интерпретировать глубины, на которых отмечаются колебания.

Различия в оценках СО и амплитуд по стандартной и новой методике дают основание предполагать, что на отдельных горизонтах существенный вклад в эту изменчивость вносят процессы с периодами значительно меньше приливного.

Использование методики учащенных по вертикали измерений позволяет выявить на ряде полигонов в Бассейне существенные отклонения в оценках средних (рис. 2.10) за цикл характеристик температуры (до 3 °С) и солёности (до 0.25 ‰) от получаемых по стандартной методике из-за резкой изменчивости гидрологических характеристик в приповерхностном слое моря. Для районов, где вертикальный профиль изменения характеристик температуры и солёности близок к линейному (рис. 2.11), отмечается небольшой, но постоянный по глубине сдвиг средних оценок. Он связан как с незначительным неравенством прилива, так и с описанной ранее разной интенсивностью короткопериодных процессов в разные фазы приливного цикла. Кроме того, из рис. 2.9–2.11 видно, что изменчивость термохалинных полей за приливный цикл различна по абсолютным значениям в разных районах моря. Области максимальных отклонений могут сильно меняться как по значениям, так и по глубине.

Таблицы, аналогичные табл. 2.1 по каждому из описанных в п. 1.3 полигонов, представляют ценный материал для проектировщиков подводных гидротехнических сооружений, верификации данных моделирования. Они собраны в базе данных «Короткопериодная изменчивость ГФП». Особенности изменчивости температуры и солёности по акватории моря по данным учащенных измерений обобщены в табл. 2.2.

Из табл. 2.2. видно, что во всех районах моря, за исключением полигона № 6, расположенного в южной части Горла, выделяются слои со значительной изменчи-

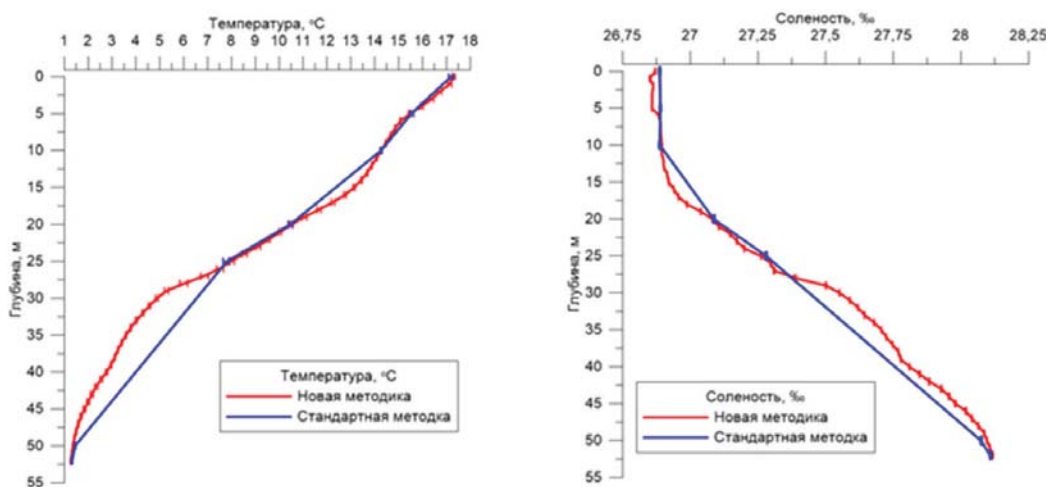


Рис. 2.10. Изменение с глубиной средних значений и стандартного отклонения температуры и солености по данным сканирования CTD-90M на полигоне № 10 (Бассейн) 22.07.2011 г.

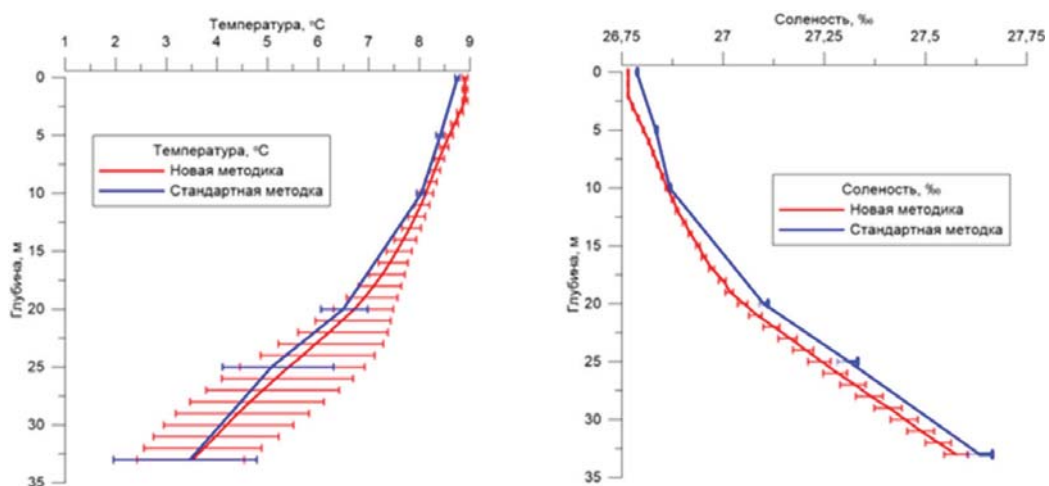


Рис. 2.11. Изменение с глубиной средних значений и стандартного отклонения температуры и солености по данным сканирования CTD-90M на полигоне № 3 (Восточная Соловецкая салама) 23.07.2014 г.

востью термохалинных полей. Средняя толщина слоя, охваченного значительными колебаниями, составляет порядка 10 м. Средняя амплитуда колебаний по температуре за приливный цикл равняется 5 °С, по солености – 1 ‰. Максимальные оценки, полученные для слоев толщиной 1 м, превосходят средние примерно в 2 раза.

Полигон № 6 располагался в области моря с вертикальной структурой вод соответствующей «горловскому типу». Изменчивость гидрологических характеристик по вертикали при глубине места около 40 м не превышала 0.2 °С по температуре и 0.1 ‰ по солености. Под влиянием прилива колебания охватывали всю водную толщу. Областей с ярко выраженными термохалинными колебаниями не отмечалось.

Таблица 2.2

Амплитуды колебаний и стандартные отклонения температуры и солености за приливный цикл волны M_2 на горизонтах их максимальной изменчивости по данным учащенных наблюдений за 2009–2014 гг.

Полигон, месяц, год	Глубина залегания слоя максимальной изменчивости T и S , м	Амплитуда колебаний T , °С		Амплитуда колебаний S , ‰	
		макс. знач.;	сред. в слое	макс. знач.;	сред. в слое
Полигон № 9 Июнь 2009	3–8	1.87	0.40	0.72	0.15
		1.82	0.38	0.69	0.12
Полигон № 1 Июнь 2009	6–14	4.06	0.99	0.53	0.12
		3.81	0.86	0.47	0.10
Полигон № 1 Август 2010	6–19	9.12	2.56	1.42	0.26
		8.84	2.16	0.93	0.21
Полигон № 1 Июль 2011	7–17	7.03	1.81	0.69	0.11
		6.77	1.65	0.53	0.10
Полигон № 10 Июль 2011	24–28	3.64	0.81	0.52	0.12
		3.14	0.73	0.43	0.09
Полигон № 11 Июль 2011	14–25	1.49	0.49	0.38	0.13
		1.44	0.46	0.37	0.13
Полигон № 1 Июль 2012	10–17	6.67	1.48	1.48	0.30
		6.19	1.24	1.23	0.24
Полигон № 2 Июль 2012	8–15	4.05	0.96	0.84	0.19
		3.93	0.94	0.79	0.18
Полигон № 3 Июль 2012	21–29	4.56	1.16	0.99	0.23
		4.26	1.11	0.91	0.20
Полигон № 4 Июль 2012	10–16	4.98	1.29	1.14	0.26
		4.69	1.12	1.08	0.22
Полигон № 5 Июль 2012	9–16	7.88	1.52	1.58	0.32
		7.05	1.24	1.47	0.25
Полигон № 6 Июль 2012	нет слоя ср. оценки по всей глубине	0.31	0.09	0.09	0.02
Полигон № 7 Август 2012	4–15	8.78	2.26	2.27	0.48
		8.16	1.67	1.49	0.30
Полигон № 8 Август 2012	11–24	6.12	1.48	1.27	0.22
		5.10	1.16	0.97	0.20
Полигон № 1 Август 2013	11–21	3.53	0.78	0.89	0.20
		3.08	0.65	0.83	0.17
Полигон № 12 Август 2013	15–18	4.73	1.09	1.07	0.23
		4.36	0.96	0.82	0.19

Полигон, месяц, год	Глубина залегания слоя максимальной изменчивости T и S , м	Амплитуда колебаний T , °C макс. знач.; сред. в слое	СО T , °C макс знач.; сред. в слое	Амплитуда колебаний S , ‰ макс. знач.; сред. в слое	СО S , ‰ макс. знач.; сред. в слое
Полигон № 3 Июль 2014	12–33	8.06 7.52	2.30 1.86	1.71 1.24	0.37 0.29
Полигон № 13 Июль 2014	3–11	10.20 8.84	2.29 1.93	2.87 2.18	0.59 0.48
Полигон № 14 Июль 2014	8–13	4.82 3.95	1.16 0.84	1.43 1.22	0.32 0.26

Максимальная изменчивость гидрологических полей отмечалась на полигонах № 1, 5, 7, 13, располагавшихся в районах моря с «бассейновым» типом вод вблизи фронтальных зон. Амплитуды колебаний здесь составляли более 8 °C и 1.2 ‰. Они охватывали значительную толщу вод в нижней части слоя скачка. Максимальные по абсолютной величине колебания отмечаются вблизи Горловского фронта. На полигонах в глубоководной части Бассейна (№ 4, 10, 12) амплитуда колебаний характеристик гидрофизических полей была меньше средних оценок для всего моря, и они охватывали меньший по толщине слой. В районах структурных фронтальных зон (полигоны № 3, 11) наиболее интенсивные колебания отмечаются в придонных слоях.

Максимальные по амплитуде колебания термохалинных полей (более 10 °C и 2.8 ‰) отмечаются в районах с хорошо выраженной стратификацией вод во второй половине июля, когда приповерхностный слой скачка хорошо развит, что позволяет предполагать их волновое происхождение.

Приведенные в табл. 2.2 оценки максимальной изменчивости гидрофизических полей значительно превышают упоминавшиеся ранее оценки из работ [Гидрометеорология..., 1991; Филатов, Тержевик, 2007]. Это дает основание утверждать, что не рассматриваемые ранее вследствие методических особенностей измерений короткопериодные процессы могут вносить значительно больший вклад в изменчивость гидрофизических полей, причем этот вклад различен в разных районах моря.

Изменчивость термохалинных полей, значительно превышающая средние для моря значения, отмечается в мелководной части Бассейна (в шельфовых неглубоких районах с хорошо выраженной двухслойной структурой вод) и в районах фронтальных зон (Соловецкие салмы, южная часть Горла).

Оценка вклада короткопериодных колебаний в изменчивость температуры и солености на субприливных масштабах

Для изучения статистической структуры временных рядов температуры и солености на масштабах приливного цикла и менее использовался гармонический или

спектральный анализ [Гордеева, 2010]. Он широко используется в гидрометеорологии для выделения известных и скрытых периодичностей из временных рядов и для исследования закономерностей их частотной структуры.

Расчеты проводились для рядов температуры и солености, полученных с приборов, установленных на буйковых станциях в районах полигонов и производивших записи с дискретностью 1–2 мин преимущественно с использованием JFE Alec (Япония), а также SBE-19+, CTD-90M, CastAway. Вследствие этого данные по измерениям колебаний температуры получены были на всех полигонах, а солености – только для части.

Исходные ряды наблюдений на каждом полигоне разбивались на блоки, соответствующие двум приливным периодам. Для каждого блока выделялась трендовая составляющая как гармоническое колебание с периодом волны M_2 (12.24 ч) и оценивался ее вклад в общую дисперсию. Далее на основе выделенной гармоники моделировалось колебание, описываемое указанной трендовой составляющей. Из исходного ряда удалялся тренд. Получался ряд отклонений от тренда. Затем рассчитывалась периодограмма для ряда отклонений от тренда (пример см. рис. 2.12). По рисункам и таблицам к ним определялись периоды, соответствующие «пикам» спектра. Данной обработке подвергались все имевшиеся ряды наблюдений (немногом менее 100 рядов).

Обобщая результаты спектрального анализа, удалось выделить три характерных максимума в рядах наблюдений: 5–6 ч, 1–2 ч и 8–50 мин. Колебания характеристик гидрофизических полей с периодами 5–6 ч можно связать с влиянием мелководных приливных гармоник, 1–2 ч – с влиянием малых вихрей и частично ВВ, колебания с периодами 8–50 мин вызываются короткопериодными ВВ, турбулентными процессами.

Отметим, что каждый из выделенных максимумов для своего описания требует использования характерной дискретности измерений. Колебания с периодом 6–12 ч могут быть описаны с использованием дискретности измерений, рекомендуемых для стандартных гидрометеорологических мониторинговых наблюдений

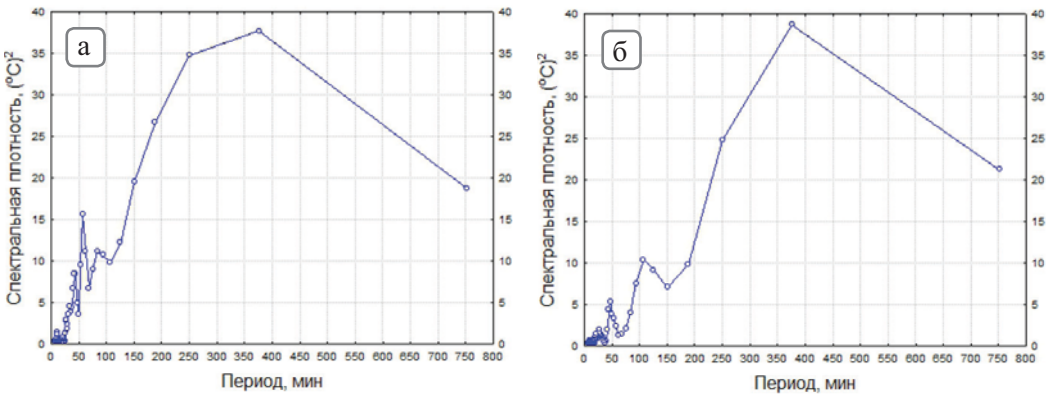


Рис. 2.12. Функция спектральной плотности с удаленным трендом (M_2) по данным наблюдений за температурой на буйковой станции с помощью прибора JFE Alec, установленного на горизонте 12 м (а) и 9 м (б) на полигоне № 4 (Бассейн) 24 июля 2012 г.

на станциях [Руководство..., 1977]. Изменчивость с периодами от 8 мин до 2 ч для своего изучения требует дискретности измерений во времени порядка единиц минут, что соответствует разработанной методике исследований [Зимин, 2013ж].

По результатам предварительного анализа на периодах меньше приливного были выделены характерные масштабы: от 12 ч до 2 ч (I); от 2 ч до 50 мин (II), от 50 мин до 4 мин (III). Для каждого из выделенных масштабов рассчитывался вклад в общую дисперсию ряда путем суммирования каждой гармонике, попавшей в данный диапазон. Характеристики каждой гармонике определялись на основании коэффициентов Фурье:

$$a_k = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N [Y_i \sin(\omega_k t_i)], b_k = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N [Y_i \cos(\omega_k t_i)], \quad (2.3)$$

где N – длина ряда, ω_k – частота k -той гармонике, t_i – ряд времени, Y_i – исходный ряд.

Амплитуда гармонике:

$$A_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2}. \quad (2.4)$$

Дисперсия гармонике:

$$D_k = A_k^2/2. \quad (2.5)$$

Вклад гармонике в общую дисперсию ряда определялся как

$$V_k = D_k/D_y, \quad (2.6)$$

где D_y – дисперсия исходного ряда.

Сводные результаты анализа рядов по температуре представлены в табл. 2.3, по солености – в табл. 2.4.

Глубина установки измерителей температуры колебалась от 7 до 40 м, а количество горизонтов наблюдений на каждом полигоне колебалось от 1 до 6.

Вклад трендовой составляющей, отождествляемой с колебаниями приливного периода, составляет от 10 до 99 %, в среднем 46 %. Максимальный вклад полусуточных колебаний (более 90 %) отмечается на всех горизонтах в Двинском заливе (полигон № 14) и на придонных горизонтах на юго-западной границе Горла (полигон № 6). Более 50 % изменчивости температуры вызвано колебаниями с приливным периодом в районах Восточной и Западной Соловецких салм (полигоны № 2, 3, 11) и в области верхней границы термоклина в Бассейне. Минимальный вклад приливного периода (около 10 %) в общую дисперсию отмечается в районе Бассейна, примыкающем к Западной Соловецкой салме (полигоны № 1, 4) в области, близкой к термоклину.

Колебания с периодом менее 12 ч, но более 2 ч вносят вклад в общую дисперсию ряда от 1 до 72 % в разных районах. В среднем их вклад составляет 31 % от общей изменчивости. Максимальный вклад более 50 % во всей толще вод подобных колебаний отмечается на полигоне на границе Бассейна и Восточной Соловецкой салмы (полигон № 3) или на горизонтах, располагающихся в нижней части слоя скачка температуры в Бассейне (полигоны № 1, 7, 13).

Таблица 2.3

**Вклад гармоник в процентах по диапазонам
в общую дисперсию рядов температуры за приливный цикл волны M₂
по данным наблюдений на буйковых станциях в 2009–2014 гг.**

Полигон, месяц, год	Глубина, м	Тренд (M ₂)	Период гармоник			Полигон, месяц, год	Глубина, м	Тренд (M ₂)	Период гармоник		
			I	II	III				I	II	III
Полигон № 9 Июнь 2009	7	0.78	0.10	0.08	0.04	Полигон № 3 Июль 2012	9	0.28	0.52	0.08	0.12
Полигон № 1 Июнь 2009	10	0.88	0.08	0.02	0.01		12	0.20	0.57	0.12	0.11
Полигон № 1 Август 2010	8	0.10	0.44	0.16	0.30		15	0.14	0.62	0.12	0.11
	11	0.11	0.37	0.18	0.34		18	0.13	0.63	0.12	0.12
	14	0.12	0.32	0.18	0.38		21	0.13	0.64	0.12	0.11
Полигон № 1 Июль 2011	10	0.18	0.42	0.17	0.23	Полигон № 4 Июль 2012	24	0.14	0.72	0.06	0.07
	13	0.25	0.30	0.23	0.23		9	0.47	0.29	0.09	0.16
	16	0.37	0.21	0.22	0.20		12	0.28	0.44	0.15	0.13
18	0.45	0.19	0.20	0.16	15		0.11	0.54	0.14	0.20	
Полигон № 10 Июль 2011	10	0.66	0.18	0.08	0.09	Полигон № 5 Июль 2012	18	0.45	0.23	0.12	0.20
	13	0.43	0.34	0.06	0.17		21	0.59	0.09	0.14	0.18
	16	0.28	0.49	0.09	0.14		24	0.41	0.21	0.18	0.19
	18	0.13	0.65	0.07	0.15		40	0.61	0.33	0.05	0.01
Полигон № 11 Июль 2011	17	0.54	0.37	0.04	0.04	Полигон № 6 Июль 2012	37	0.97	0.03	0.00	0.00
Полигон № 1 Июль 2012	9	0.19	0.25	0.12	0.44	Полигон № 7 Август 2012	9	0.62	0.25	0.02	0.12
	12	0.31	0.17	0.12	0.41		12	0.42	0.35	0.07	0.16
	15	0.33	0.21	0.12	0.34		15	0.41	0.37	0.07	0.15
	18	0.43	0.15	0.06	0.36		18	0.40	0.44	0.08	0.08
	21	0.47	0.25	0.09	0.18		21	0.33	0.51	0.10	0.05
	24	0.29	0.51	0.06	0.13		24	0.26	0.60	0.08	0.06
Полигон № 2 Июль 2012	9	0.54	0.23	0.15	0.08	Полигон № 8 Август 2012	39	0.77	0.14	0.05	0.05
	12	0.58	0.20	0.16	0.06						
	15	0.56	0.23	0.15	0.06	Полигон № 1 Август 2013	17	0.20	0.33	0.20	0.27
	18	0.52	0.27	0.13	0.08						
	21	0.35	0.30	0.17	0.18	Полигон № 12 Август 2013	19	0.37	0.18	0.28	0.16
	24	0.30	0.30	0.18	0.22						

Продолжение табл. 2.3

Полигон, месяц, год	Глу- бина, м	Тренд (M_2)	Период гармоники			Полигон, месяц, год	Глу- бина, м	Тренд (M_2)	Период гармоники		
			I	II	III				I	II	III
Полигон № 3 Июль 2014	10	0.38	0.50	0.05	0.06	Полигон № 14 Июль 2014	6	0.98	0.01	0.00	0.00
	15	0.55	0.37	0.03	0.04		10	0.95	0.02	0.01	0.02
	20	0.62	0.29	0.04	0.04		12	0.93	0.04	0.02	0.01
	25	0.78	0.16	0.03	0.03		14	0.99	0.01	0.00	0.00
	30	0.80	0.14	0.02	0.04		18	0.91	0.05	0.02	0.02
	35	0.76	0.17	0.04	0.03		28	0.90	0.04	0.03	0.03
Полигон № 13 Июль 2014	34	0.39	0.50	0.07	0.05						

Таблица 2.4

**Вклад гармоник в процентах по диапазонам
в общую дисперсию рядов солености за приливной цикл волны M_2
по данным наблюдений на буйковых станциях в 2009–2014 гг.**

Полигон, месяц, год	Глубина, м	Тренд	Период гармоники		
			I	II	III
Полигон № 1 Июнь 2009	10	0.71	0.17	0.04	0.07
Полигон № 1 Август 2010	5	0.59	0.26	0.08	0.06
Полигон № 1 Июль 2011	10	0.56	0.19	0.04	0.20
Полигон № 10 Июль 2011	18	0.66	0.27	0.04	0.03
Полигон № 11 Июль 2011	17	0.59	0.35	0.02	0.04
Полигон № 14 Июль 2014	15	0.61	0.31	0.07	0.01

Колебания с периодом от 50 мин до 2 ч вносят максимальный вклад в общую изменчивость до 28 % в глубоководной части Бассейна (на полигоне № 12). По всему морю вклад этих колебаний в среднем составляет 10 %.

Колебания с периодом менее 50 мин вносят максимальный (более 30% от общей изменчивости ряда) вклад в области термоклина на границе Бассейна и Запад-

ной Соловецкой салмы (полигон № 1). Интенсивность колебаний зависит от развитости и глубины залегания термоклина. В среднем вклад короткопериодных колебаний в общую изменчивость ряда составляет 14 %. Хотя в части Онежского и Двинского заливов (полигоны № 9, 14), районах моря со стратификацией, близкой к «горловскому» типу (полигоны № 11, 6), и глубоководной центральной части Бассейна короткопериодные колебания незначительны и вносят вклад менее 5 % от общей дисперсии ряда.

По-видимому, в шельфовых неглубоких районах со значительным вкладом короткопериодной изменчивости в общую дисперсию ряда наблюдается эффект, связанный с последствиями разрушения при выходе на мелководье длинных приливных волн. В результате образуются пакеты нелинейных короткопериодных ВВ.

Глубина установки STD-зондов на буйковые станции колебалась от 5 до 18 м, а количество горизонтов наблюдений на каждом полигоне не превышало одного.

Колебания с периодом, соответствующим приливу, описывают в среднем 62 % от общей дисперсии исходного ряда, колебания в диапазоне от 2 до 12 ч – 26 %, от 50 мин до 2 ч – 5 %, менее 50 мин – 7 %. Резко отличается от общих тенденций область на границе Бассейна и Западной Соловецкой салмы (полигон № 1). Здесь колебания с периодом менее 50 мин вносят вклад в общую изменчивость около 20 %.

Резюмируя результаты обобщения данных судовой наблюдательной подсистемы, впервые установлено, что:

- вклад короткопериодной изменчивости в колебания температуры и солености является различным в глубоководной и мелководной части Бассейна, заливах и в районах фронтальных зон;
- средняя толщина слоя, охваченного значительными колебаниями с приливной и внутриприливной периодичностью, составляет порядка 10 м; средняя амплитуда колебаний по температуре за приливный цикл равняется 5 °С, по солености – 1 ‰; максимальные по амплитуде колебания термохалинных полей (более 10 °С и 2.8 ‰) отмечаются в районах с хорошо выраженной стратификацией вод во второй половине июля, когда приповерхностный слой скачка хорошо развит;
- существуют три характерных максимума изменчивости в рядах наблюдений: 5–6 ч, 1–2 ч и 10–50 мин;
- изменчивость термохалинных полей в короткопериодном интервале может достигать более 40 % от общей изменчивости ряда; она отмечается в области термоклина в шельфовых неглубоких районах моря с хорошо выраженной двухслойной структурой вод и в районах фронтальных зон и связывается с короткопериодными ВВ;
- максимальная пространственная изменчивость внутриприливных процессов зафиксирована на южной границе Горла.

2.2. Изменчивость течений

Результаты наблюдений за приливной и внутриприливной изменчивостью характеристик течений

Наблюдения за термохалинными полями на полигонах дополнялись одновременными измерениями профилей скорости течений. Для этих целей использовались преимущественно акустические доплеровские профилографы ADP Sontek-500, ADCP WHS-300 в режиме донной постановки. Приборы были ориентированы так, что излучающие гидроакустические импульсы распространялись от дна к поверхности. Прием отраженных сигналов, несущих информацию о скорости течения, осуществлялся с дискретностью 1–2 м, начиная с 1.5 м от дна. Из анализа изымались 2–3 приповерхностных горизонта с тем, чтобы исключить влияние волновых поверхностных процессов на отраженный сигнал. Точность измерения компонентов течения составляла порядка ± 0.5 см/с, диапазон измерений 0... ± 500 см/с. Приборы имели встроенный компас, что позволяло определять ориентацию прибора, а соответственно и направление течений с точностью $\pm 2^\circ$. Приборы были оснащены датчиками давления, позволявшими отслеживать колебания уровня моря.

Кроме того, измерения течений на отдельных горизонтах осуществлялись с помощью тахометрических измерителей течений «Вектор-2» (диапазон измерений 0... ± 150 см/с; точность ± 1.5 см/с + 5 % от измеряемой величины) и электромагнитных измерителей «JFE Ales» (диапазон измерений 0... ± 500 см/с, точность ± 1 см/с + 2 % от измеряемой величины). Данные с этих приборов использовались только в отдельных случаях: для иллюстрации колебаний температуры или при неудачной постановке на дно акустических профилографов («заваливании набок»).

Наглядное представление о типичной изменчивости профилей течений и их связи с приливными процессами можно получить из рис. 2.13. На рисунке представлены проекции течений вдоль оси север-юг и восток-запад на полигоне № 1 по данным измерений, выполнявшихся ADCP WHS-300 с 22:38 15 августа по 17:05 20 августа с дискретностью 1 мин по времени и разрешением 1 м по глубине с привязкой данных наблюдений к колебаниям уровня.

Представленные на рисунке течения имеют правильный полусуточный характер с доминирующими направлениями вдоль оси север-юг (рис. 2.13, а, б). В целом во всей толще вод долготная составляющая скорости течения в 2–3 раза превосходит широтную составляющую. В полную воду доминируют течения, направленные на север, в прилив – течения южных и юго-восточных направлений, что связано с особенностями рельефа дна и конфигурацией берегов. Максимальные скорости наблюдаются у поверхности, причем перестройка направления течения начинается с придонных горизонтов и происходит быстро. В моменты полных и малых вод скорости течения достигают 75–80 см/с при средних значениях 30–35 см/с. С глубиной наблюдается вращение течений по часовой стрелке. Сопоставление скоростей и колебаний уровня (см. рис. 2.13) показывает, что максимальные скорости

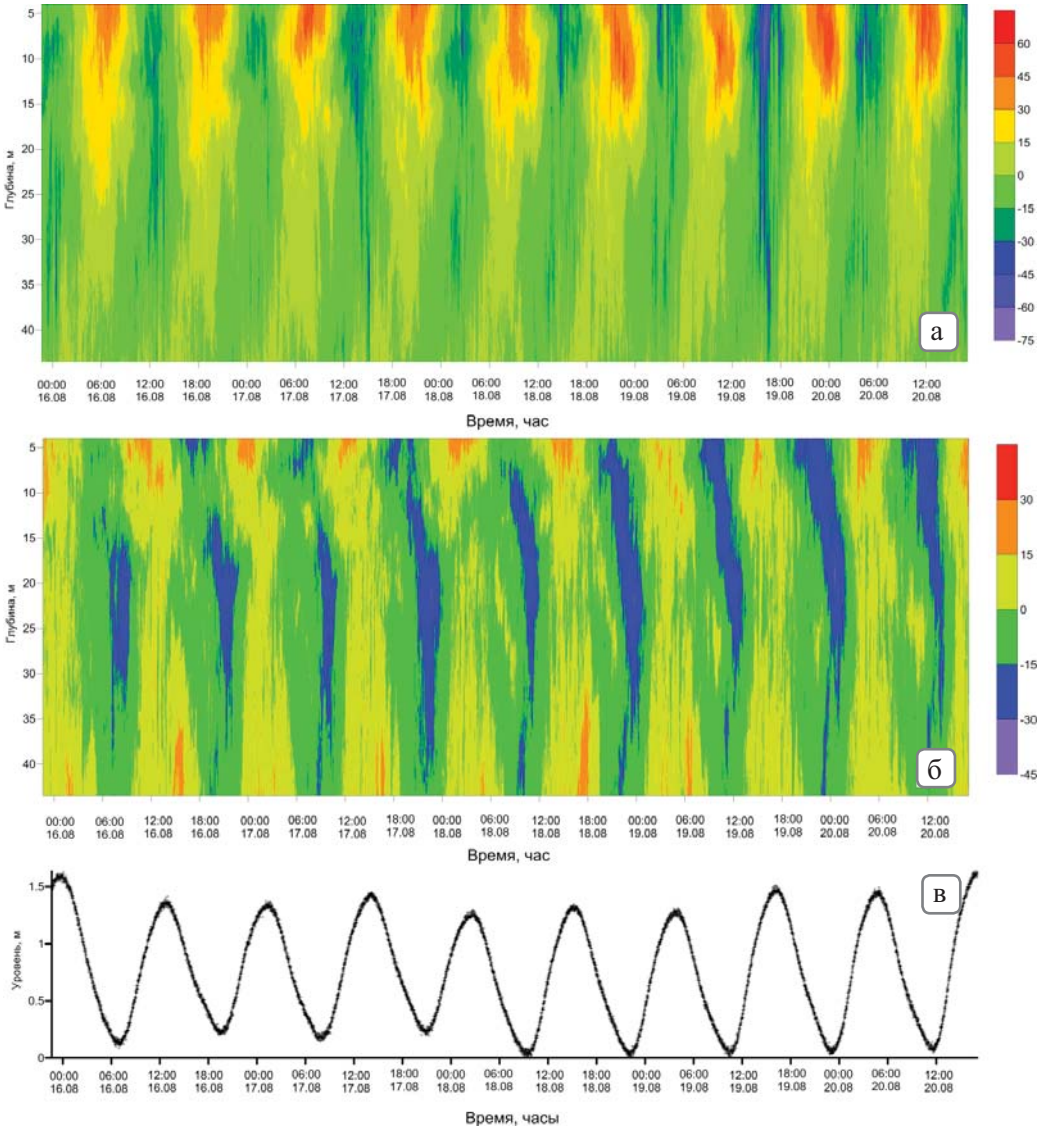


Рис. 2.13. Временная изменчивость скорости и направления течения: скорость вдоль оси север-юг (а), восток-запад (б) и колебания уровня (в) по данным акустического профилографа ADCP WHS-300, установленного на северной границе полигона № 1 с 15 по 20 августа 2013 г.

течения наблюдаются в периоды прилива и отлива. Наибольшие различия в скоростях отмечаются в периоды стояния уровня. В целом течения в районе имеют практически реверсивный характер. Вращательная компонента проявляется преимущественно в проекции восток-запад. В придонном слое вследствие влияния сил трения течение затухает.

Колебания уровня представляют собой почти правильный полусуточный прилив высотой около 1.5 м (рис. 2.13, в). По мере увеличения амплитуды прилива увеличивается и скорость приливных течений. В колебаниях скорости течений имеются кроме приливного периода и более высокочастотные компоненты. Эпизодически наблюдаются колебания скорости течения с амплитудой 7–10 см/с и периодом от десятков минут до единиц часов. Особенно они хорошо заметны в середине водной толщи.

Аналогичные картины изменчивости течений получены по данным наблюдений на всех перечисленных ранее полигонах. Основной их чертой было наличие повторяющихся во времени колебаний течений с доминирующим приливным периодом, которые приводили к изменениям его направления и скорости. Этот вывод наглядно подтверждается при построении векторов течений на одном горизонте за один приливный цикл (рис. 2.14). Первая диаграмма построена по данным наблюдений в Бассейне (рис. 2.14, а), а вторая – в проливе Восточная Соловецкая салма (рис. 2.14, б). Выбор данных с этих полигонов связан с тем, что они иллюстрируют изменчивость течений в динамически спокойном и активном районах.

В обоих случаях течения имеют бимодальный характер, при котором компонента, направленная преимущественно вдоль оси север-юг, превышает значения компоненты скорости вдоль оси восток-запад в разы. Стоит отметить, что течения в Бассейне и центральных частях заливов значительно слабее, чем в проливах и около проливных зон. Характерная скорость течения в Бассейне и заливах порядка 15–20 см/с, в районах проливов – 35–45 см/с. Амплитуды короткопериодных колебаний в часы и десятки минут составляют 5–10 см/с.

Максимальные скорости течения более 130 см/с фиксировались в фазу прилива на глубине 4–8 м на протяжении 20 мин на юго-западной границе Горла около Тер-

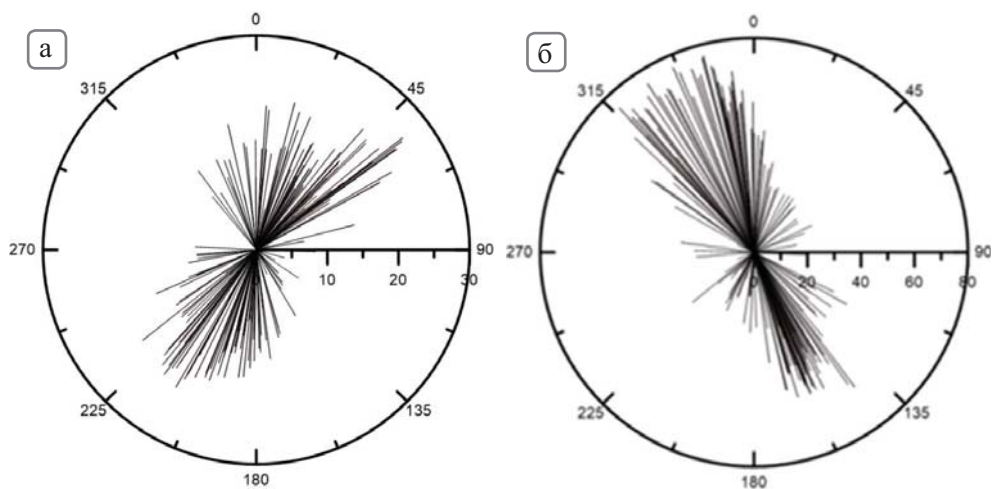


Рис. 2.14. Векторные диаграммы распределения скоростей течений по данным, полученным с 08:23 по 20:47 24 июля 2012 г. на полигоне № 4 (а) и с 0:00 по 12:24 23 июля 2012 г. на полигоне № 3 (б) при помощи акустического профилографа ADCP WHS-300. Горизонт наблюдения в обоих случаях 20 м

ского берега в конце июля 2012 г. Минимальные скорости наблюдались на придонных горизонтах во всех районах моря.

Прогрессивные векторные диаграммы (рис. 2.15), построенные по тем же данным, что и векторные (рис. 2.14), дают наглядное представление о характере интегрального перемещения частиц воды за приливный цикл. Картина горизонтальных смещений частиц воды за прилив имеет осциллирующий характер с ненулевым средним значением. Из графиков видно, что интегральный перенос за приливный цикл невелик. Смещение начальной точки относительно конечной в Бассейне не превышает 500 м, а в проливной зоне – 2000 м. Хотя общий пробег частицы в Бассейне около 7 км, а на границе Восточной Соловецкий салмы – около 16 км. За весь период работ максимальное смещение частиц около 3000 м при общем пробеге 22 км наблюдалось на южной границе Горла.

Минимальный пробег 5 км был зафиксирован в центральной части Двинского залива. При этом на графиках (рис. 2.15) в виде «дрожания» линии наблюдается также и короткопериодная изменчивость, проявляющаяся наиболее наглядно в моменты смены направления течений.

Для получения статистических характеристик течений по глубине на временном масштабе, кратном приливному циклу, весь полученный в результате наблюдений архив был сгруппирован по годам и полигонам. Данные были разбиты на блоки по 12 ч 24 мин (период волны M_2). Из каждого блока сформированы выборки горизонтальных проекций скоростей вдоль оси север-юг и запад-восток и суммарные течения (около 350 значений скорости на одном горизонте).

Для каждой выборки, соответствующей компоненте скорости на соответствующем горизонте, были рассчитаны и сведены в единые таблицы следующие характеристики:

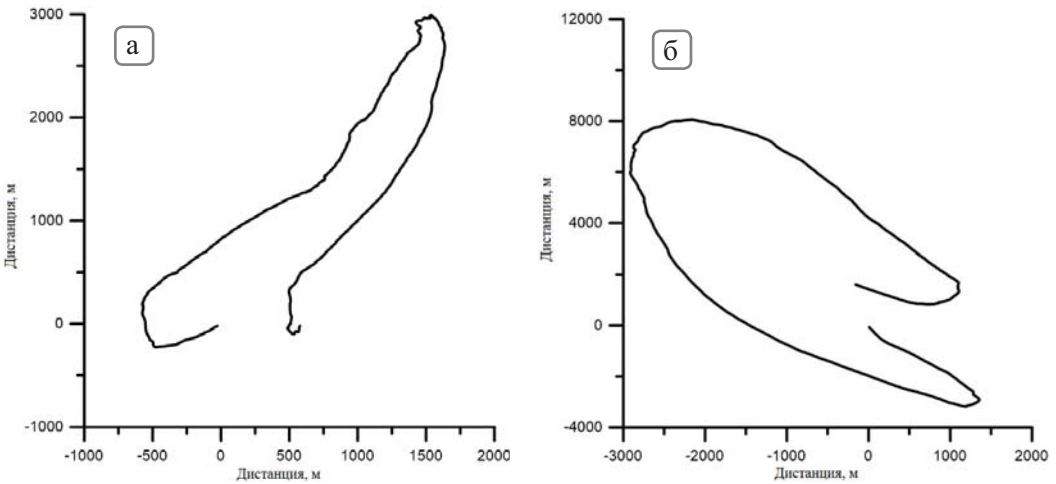


Рис. 2.15. Прогрессивные векторные диаграммы по данным, полученным с 08:23 по 20:47 24 июля 2012 г. на полигоне № 4 (а) и с 0:00 по 12:24 23 июля 2012 г. на полигоне № 3 (б) при помощи акустического профилографа ADCP WHS-300. Горизонт наблюдения в обоих случаях 20 м

– медианы отдельно для положительных (mean+) и отрицательных (mean-) значений проекций скорости:

$$Me = X_{Me} + i_M \frac{\frac{\sum f}{2} - S_{Me-1}}{f_{Me}}, \quad (2.7)$$

где X_{Me} – нижняя граница медианного интервала, i_M – медианный интервал, S_{Me} – сумма наблюдений до начала медианного интервала, f_{Me} – число наблюдений в медианном интервале;

- стандартное отклонение;
- амплитуда;
- максимальное значение;
- минимальное значение;
- максимальные значения для модуля скорости.

Пример результатов расчета основных статистических параметров течений на основании данных наблюдений, выполненных на полигоне № 4 в июле 2012 г., приведен в табл. 2.5. В ней по глубинам приведены статистические данные для проекций течений (U – вдоль оси север-юг, V – вдоль оси восток-запад) и модуля результирующей скорости ($U_{рез.}$). Все остальные расчеты приведены в базе данных «Короткопериодная изменчивость ГФП».

Таблица 2.5

Изменчивость течений на масштабах полусуточного приливного цикла по данным наблюдений ADCP WHS-300 на полигоне № 4 (Бассейн) 22.07.2014 г.

Дата		Время				Широта				Долгота		
24.07.2012		08:23:00–20:47:00				35°42.300'N				065°24.600'E		
Z, м	U , см/с				V , см/с				U результирующая, см/с			
	mean «+»	mean «-»	CO	A	mean «+»	mean «-»	CO	A	max	CO	A	
4	16.45	-18.10	17.33	63.20	6.80	-4.10	5.40	26.00	33.50	7.54	31.90	
5	17.45	-16.40	17.27	68.70	5.80	-4.20	5.54	27.20	41.50	7.71	40.10	
6	15.80	-15.70	17.06	62.80	5.75	-4.90	6.72	30.50	33.30	7.39	32.10	
7	15.20	-16.10	16.98	61.00	6.75	-5.30	8.19	38.10	32.90	7.33	32.00	
8	16.55	-16.00	17.23	67.20	7.60	-6.40	9.47	42.10	42.60	7.19	41.30	
9	17.75	-15.95	17.36	63.60	8.35	-8.30	10.84	43.80	32.10	6.92	30.50	
10	15.70	-16.80	17.43	61.80	8.70	-9.05	11.09	41.90	32.10	7.12	31.40	
11	14.00	-15.40	17.37	64.80	9.80	-9.40	10.46	42.70	34.00	7.78	33.80	
12	14.30	-15.65	17.12	64.00	7.75	-8,00	9.20	37.90	33.70	8.22	33.10	
13	13.90	-17.30	17.01	67.20	5.20	-7.40	7.79	34.40	38.30	8.18	38.10	
14	12.70	-17.40	16.41	60.10	4.40	-6.30	6.37	30.80	33.40	7.13	31.80	

Дата		Время				Широта				Долгота		
24.07.2012		08:23:00–20:47:00				35°42.300'N				065°24.600'E		
Z, м	U, см/с				V, см/с				U результирующая, см/с			
	mean «+»	mean «-»	CO	A	mean «+»	mean «-»	CO	A	max	CO	A	
15	11.45	-16.35	15.10	56.00	3.30	-5.10	5.35	26.30	32.40	6.24	31.70	
16	11.50	-14.00	13.48	49.50	3.70	-4.55	5.59	32.70	26.60	5.02	24.60	
17	11.20	-12.60	12.41	47.10	4.10	-5.50	7.04	34.90	25.20	4.60	23.10	
18	11.00	-12.20	12.04	44.30	6.60	-6.80	8.41	36.70	26.70	5.09	26.30	
19	10.80	-11.60	12.09	42.80	9.20	-7.40	9.39	34.90	26.80	4.92	25.70	
20	10.10	-12.10	11.96	47.70	12.30	-7.20	10.22	36.30	26.50	4.80	26.00	
21	10.05	-12.20	11.98	42.50	14.00	-7.10	10.81	41.00	27.30	4.89	24.50	
22	11.00	-12.40	12.07	40.30	14.65	-7.35	11.10	37.00	26.50	5.51	25.60	
23	11.00	-11.60	11.75	42.60	14.90	-7.15	11.36	38.40	27.30	6.03	26.80	
24	10.15	-10.35	11.18	41.00	15.60	-6.90	11.37	37.90	29.20	6.45	28.50	
25	9.00	-8.50	10.33	37.90	16.20	-6.10	11.25	37.90	28.10	6.78	27.70	
26	8.90	-7.50	9.80	39.10	14.95	-5.80	10.86	40.30	28.70	6.88	28.40	
27	7.40	-8.40	9.54	39.50	13.60	-5.70	10.39	38.20	28.20	6.34	27.60	
28	7.65	-9.10	9.48	39.10	11.35	-5.90	9.76	41.90	27.70	5.93	27.10	
29	7.95	-9.20	9.12	38.00	10.05	-6.05	9.45	37.10	25.30	5.65	23.70	
30	7.20	-9.00	8.70	32.90	10.50	-6.10	9.69	38.60	24.60	5.66	24.50	
31	6.60	-8.30	8.36	37.10	9.50	-7.30	10.11	41.80	26.70	5.86	26.10	
32	6.20	-6.60	8.03	35.90	10.10	-8.05	10.27	43.20	25.70	5.83	25.40	
33	5.80	-4.80	7.11	34.50	7.80	-7.70	9.76	43.90	27.00	5.49	26.50	
34	5.70	-3.70	6.51	34.50	7.80	-6.80	9.45	41.50	27.70	5.38	27.40	

Таблица 2.5 позволяет оценить изменчивость характеристик течения с глубиной. Оценки медиан отдельно для положительных и отрицательных проекций вектора течений позволяют отразить их бимодальный характер и сохранение его во всей толще вод. По всей глубине доминируют колебания вдоль проекции север-юг. Максимальные течения более 30 см/с по модулю наблюдаются в верхнем 15-метровом слое, далее течения ослабевают. Как видно из таблицы, и оценки медиан, и стандартные отклонения, и амплитуды колебаний убывают с глубиной. Однако в проекции вдоль оси восток-запад, где амплитуда колебаний меньше, четкой зависимости изменений среднего отклонения и амплитуды с глубиной не прослеживается. Здесь наблюдаются два локальных максимума изменчивости течений в слое

8–11 м и 22–25 м. Эти максимумы соответствуют верхней и нижней границе слоя скачка температуры и солёности. Однако это не проясняет особенностей формирования профиля скорости. Немонотонное изменение проекции скорости с глубиной, возможно, связано с короткопериодными колебаниями потока, нашедшими отражение на рис. 2.15, *a*. Оно вызывается, например, влиянием волновых процессов или воздействием вихревой субмезомасштабной динамики. Так как средние скорости потока вдоль широты незначительны, эти колебания вполне могут оказывать влияние на статистические оценки изменчивости течений в области пикноклина.

Обобщение результатов выполненных расчетов для всех полигонов представлено в табл. 2.6. В ней отражены статистические оценки максимальной изменчивости характеристик течений и средние оценки для выделенного слоя всех полигонов, на которых выполнялись работы. Повторимся, что приведенные в табл. 2.6 оценки не включают данные о приповерхностных горизонтах, так как измерения скорости в верхнем 2-4-метровом слое часто браковались из-за погрешностей, связанных с волновым воздействием.

Максимальная изменчивость модуля течений и их проекций наблюдается в верхнем 15-метровом слое. Наибольшее развитие слой максимальной изменчивости течений имел в районах проливных зон, в узких частях Соловецких салм он охватывал всю толщу. Отметим, что в 2014 г. на выходе в Бассейн из Восточной Соловецкой салмы абсолютный максимум изменчивости течений регистрировался в придонной области, что связано с интенсивным динамическим воздействием атмосферы на поверхностные течения.

Амплитуда колебаний скоростей меняется от 90 см/с в Горле у Терского берега до 30 см/с в Бассейне и центральной части Двинского залива. В Соловецких салмах амплитуда колебаний составляет от 40 до 60 см/с, что несколько выше, чем в Бассейне, но ниже, чем на южной границе Горла.

Оценки стандартного отклонения течений минимальны в Бассейне и за приливный цикл в среднем 10–20 см/с, что соответствует дисперсии 40–60 см²/с². Максимальные же оценки стандартного отклонения были получены на границе Горла и Бассейна у Терского берега. Оценки дисперсии скорости течения на выделенных в таблице горизонтах для данного района превысили 500 см²/с². Уровень изменчивости течений, значительно превышающий средний для Бассейна, с дисперсией 200–300 см²/с² отмечается на других полигонах в районе Горла и Соловецких салм.

В результате выполненного предварительного анализа данных высокоразрешающих наблюдений за течениями на полигонах установлено, что они представляют собой преимущественно колебательный процесс с ярко выраженным вкладом полусуточной гармоник и наличием короткопериодных колебаний. Амплитуда колебаний течений максимальна в верхнем 15-метровом слое, а минимальна в придонной 5-метровой области. Максимальные скорости течений и амплитуды изменчивости наблюдаются у Терского берега на южной границе Горла, минимальные – в Бассейне и центральной части Двинского залива. Оценки дисперсии течений в центральных районах моря составляют 40–60 см²/с², они повышаются в 4–5 раз для Соловецких салм и в 10 раз для южной границы Горла.

Таблица 2.6

**Амплитуды колебаний и стандартные отклонения модуля
и проекций скорости течения и модуля течений за приливный цикл волны M_2
на горизонтах их максимальной изменчивости
по данным утащенных наблюдений на полигонах за 2009–2014 гг.**

Полигон, месяц, год	Глубина залегания слоя максимальной изменчивости течений, м	СО		Амплитуда колебаний $U_{рез.}$, см/с макс. знач.; сред. в слое	СО $U_{рез.}$, см/с макс. знач.; сред. в слое
		U , см/с макс знач.; сред. в слое	V , см/с макс. знач.; сред. в слое		
Полигон № 1 Июнь 2009	3–7	12.69 7.91	32.69 29.23	58.40 49.38	17.04 14.02
Полигон № 1 Август 2010	8–14	12.79 12.63	25.34 22.83	55.37 49.21	12.65 11.27
Полигон № 1 Июль 2011	5–13	58.90 42.68	23.90 21.70	58.75 46.32	12.40 10.61
Полигон № 10 Июль 2011	5–19	6.90 5.70	14.52 13.35	32.30 27.84	7.21 6.44
Полигон № 11 Июль 2011	5–21	20.90 19.24	22.59 20.57	80.90 65.53	24.90 17.89
Полигон № 1 Июль 2012	5–13	24.25 22.96	7.58 6.02	50.30 45.36	11.42 10.57
Полигон № 2 Июль 2012	8–14	27.29 24.90	17.18 16.19	57.10 52.23	14.90 13.66
Полигон № 3 Июль 2012	5–11	43.81 43.35	17.18 16.99	73.60 60.17	15.77 15.47
Полигон № 4 Июль 2012	5–13	17.43 17.20	11.09 8.81	41.30 34.71	8.22 7.54
Полигон № 5 Июль 2012	5–13	53.12 46.59	22.89 16.08	77.70 72.44	21.68 19.51
Полигон № 6 Июль 2012	5–19	34.79 33.24	33.93 32.29	89.90 80.31	25.67 23.00
Полигон № 7 Август 2012	6–14	23.81 21.09	48.63 45.22	77.70 75.10	19.79 19.09
Полигон № 8 Август 2012	8–14	7.95 6.8	20.71 19.58	44.50 43.50	9.87 9.39
Полигон № 1 Август 2013	4–10	19.41 18.85	10.77 9.27	50.10 48.54	11.97 10.61
Полигон № 3 Июль 2014	20–35	37.26 31.71	18.92 14.81	68.77 61.96	16.95 14.75
Полигон № 13 Июль 2014	7–20	37.38 35.5	18.82 12.37	85.01 77.28	20.24 18.12
Полигон № 14 Июль 2014	14–19	17.47 16.41	11.46 10.44	54.30 31.32	9.91 9.49

Оценка вклада короткопериодных колебаний в изменчивость характеристик течений на субприливных масштабах

Для определения характерных временных масштабов и оценки вклада короткопериодных колебаний в изменчивость компонент течений на масштабах приливного цикла использовался спектральный анализ. Методика его применения была аналогична изложенной ранее для обработки рядов температуры и солености (разд. 2.1).

Расчеты проводились для рядов горизонтальных проекций вектора скорости течений, полученных преимущественно с помощью ADP Sontek-500, ADCP WHS-300. На одном полигоне (полигон № 1 в 2010 г.) ряды получены с использованием JFE Alec. Анализировались записи с дискретностью 1–2 мин. На каждом полигоне из всего набора данных для анализа выбиралось от 3 до 11 горизонтов, равномерно распределявшихся от поверхности до дна. Дискретность выбранных рядов по вертикали была от 3 до 5 м.

Исходные ряды наблюдений на каждом полигоне разбивались на блоки, соответствующие двум приливным периодам. В каждом блоке было от 800 до 1450 значений в зависимости от дискретности измерений. Всего для обработки было выбрано около 250 рядов. Сначала из них выделялась трендовая составляющая, соответствующая приливной полусуточной гармонике. Затем все ряды подвергались предварительному спектральному анализу, где рассчитывалась периодограмма для ряда отклонений от тренда (пример на рис. 2.16). По рисункам и таблицам к ним определялись периоды, соответствующие «пикам» спектра.

Как и в случае с температурой и соленостью, на основе спектрального анализа на периодах меньше приливного были выделены три интервала: от 12 ч до 2 ч (I), от 2 ч до 50 мин (II), от 50 мин до 4 мин (III). Для каждого из выделенных интерва-

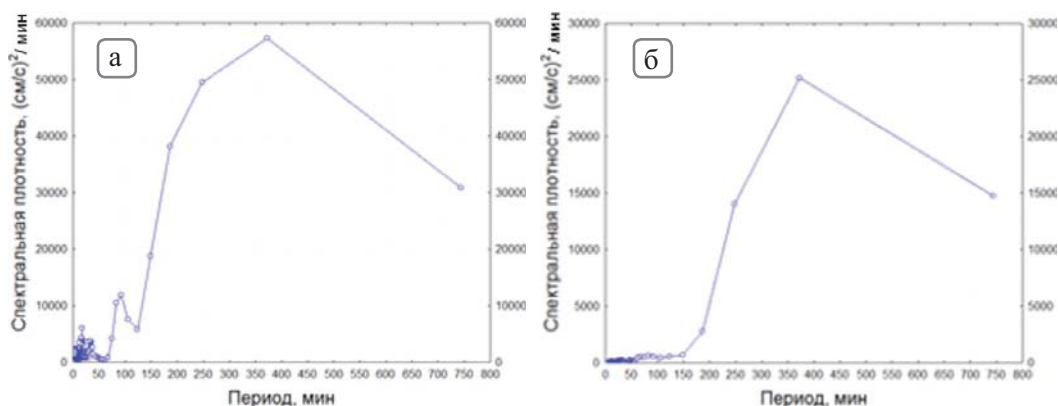


Рис. 2.16. Функции спектральной плотности с удаленным трендом (M_2), по данным наблюдений за широтной составляющей скорости течения (U) на полигоне № 1 на глубине 10 м 18 июля 2012 г. (а) и на глубине 11 м 27 июля 2011 г. (б)

лов рассчитывался суммарный вклад в общую дисперсию ряда. Сводные результаты анализа представлены в табл. 2.7 (таблица разбита по годам).

Основной особенностью всех рассматриваемых рядов является доминирующий вклад трендовой полусуточной составляющей во всех районах и всех полигонах. Полусуточная гармоника описывает от 50 до 97 % общей изменчивости ряда. В среднем для моря он составляет около 80 % от изменчивости на полусуточном интервале. Максимальный вклад полусуточной составляющей в обеих компонентах течения отмечается на южной границе Горла (96–98 %). Минимальный вклад (50–60 %) характерен для поперечных составляющих к доминирующей проекции скорости течений для района Бассейна, примыкающего к Западной Соловецкой салме.

В первый диапазон внутриприливной изменчивости попадают колебания длительностью несколько часов. Их максимумы несколько различаются для разных районов моря. В Двинском заливе доминируют 4-часовые колебания, в проливных зонах (Горло и Соловецкие салмы) и Бассейне – преимущественно 6-часовые, на некоторых горизонтах – 3-часовые. Эти колебания могут быть отнесены как к приливным гармоникам, например M_4 или M_6 , так и к собственным резонансным колебаниям отдельных акваторий моря. На акватории моря вклад этих колебаний в общую дисперсию от 1 до 30 % составлял в среднем 10 %. Максимальный вклад отмечен в районе Западной Соловецкой салмы, он, вероятно, связан с прогрессивным характером распространения течений, связанных с фронтом волны M_4 . Однако значительная изменчивость вклада по горизонтам и годам говорит о наличии и других факторов, влияющих на изменчивость в этом диапазоне. Минимальный вклад (менее 10 %) в изменчивость на данном интервале отмечается в глубоководных районах Бассейна.

Второй диапазон внутриприливной изменчивости описывает процессы с периодами в десятки и сотни минут. Его вклад меняется весьма значительно от 0 до 15 % от общей дисперсии, составляя в среднем около 3 %. Максимальный вклад наблюдается в районе Западной Соловецкой салмы и на отдельных горизонтах на юго-восточной границе Горла и Восточной Соловецкой салмы. Минимальный вклад – в Горле в районе Терского берега.

Таблица 2.7, а

Вклад гармоник в процентах по диапазонам в общую дисперсию рядов проекций скоростей течений за приливный цикл волны M_2 по данным наблюдений в июне 2009 г.

Полигон, год	Глубина, м	U				V			
		Вклад тренда	Вклад гармоник			Вклад тренда	Вклад гармоник		
			I	II	III		I	II	III
Полигон № 1, 2009	5	0.79	0.12	0.02	0.07	0.95	0.03	0.01	0.01
	10	0.63	0.21	0.07	0.09	0.93	0.04	0.01	0.01
	15	0.69	0.16	0.10	0.05	0.71	0.18	0.05	0.05

Таблица 2.7, б

**Вклад гармоник в процентах по диапазонам
в общую дисперсию рядов проекций скоростей течений
за приливный цикл волны M_2 по данным наблюдений в августе 2010 г.**

Полигон, год	Глубина, м	U				V			
		Вклад тренда	Вклад гармоник			Вклад тренда	Вклад гармоник		
			I	II	III		I	II	III
Полигон № 1, 2010	8	0.53	0.12	0.10	0.20	0.86	0.05	0.01	0.09
	11	0.50	0.16	0.10	0.20	0.83	0.08	0.02	0.09
	14	0.52	0.15	0.06	0.23	0.83	0.06	0.01	0.10

Таблица 2.7, в

**Вклад гармоник в процентах по диапазонам
в общую дисперсию рядов проекций скоростей течений
за приливный цикл волны M_2 по данным наблюдений в июле 2011 г.**

Полигон, год	Глубина, м	U				V			
		Вклад тренда	Вклад гармоник			Вклад тренда	Вклад гармоник		
			I	II	III		I	II	III
Полигон № 1, 2011	5	0.57	0.18	0.10	0.15	0.62	0.15	0.05	0.17
	11	0.50	0.24	0.15	0.12	0.62	0.13	0.04	0.21
	15	0.52	0.15	0.14	0.20	0.52	0.26	0.06	0.16
	25	0.54	0.20	0.08	0.18	0.74	0.11	0.03	0.13
Полигон № 10, 2011	5	0.79	0.12	0.02	0.06	0.95	0.03	0.00	0.01
	11	0.71	0.15	0.04	0.10	0.97	0.01	0.01	0.01
	15	0.82	0.04	0.03	0.11	0.95	0.02	0.01	0.02
	25	0.74	0.12	0.06	0.07	0.88	0.08	0.01	0.03
	29	0.83	0.05	0.05	0.07	0.85	0.12	0.00	0.02
	35	0.88	0.07	0.01	0.04	0.95	0.02	0.01	0.02
Полигон № 11, 2011	5	0.97	0.02	0.00	0.01	0.92	0.07	0.01	0.01
	11	0.92	0.06	0.01	0.01	0.87	0.11	0.01	0.01
	15	0.88	0.10	0.01	0.01	0.86	0.11	0.02	0.01
	21	0.70	0.26	0.02	0.02	0.88	0.09	0.02	0.02
	25	0.72	0.25	0.01	0.02	0.91	0.05	0.02	0.02
	29	0.75	0.22	0.01	0.02	0.94	0.04	0.01	0.02

Таблица 2.7, з

**Вклад гармоник в процентах по диапазонам
в общую дисперсию рядов проекций скоростей течений
за приливный цикл волны M₂ по данным наблюдений
в июле–августе 2012 г.**

Полигон, год	Глубина, м	U				V			
		Вклад тренда	Вклад гармоник			Вклад тренда	Вклад гармоник		
			I	II	III		I	II	III
Полигон № 1, 2012	5	0.85	0.05	0.02	0.08	0.94	0.05	0.00	0.01
	10	0.56	0.30	0.06	0.12	0.82	0.16	0.01	0.02
	15	0.57	0.24	0.06	0.13	0.85	0.11	0.02	0.02
	20	0.57	0.24	0.06	0.15	0.93	0.04	0.01	0.03
	25	0.71	0.19	0.02	0.07	0.92	0.05	0.01	0.02
	30	0.71	0.19	0.03	0.08	0.86	0.09	0.03	0.03
Полигон № 2, 2012	10	0.76	0.21	0.01	0.01	0.94	0.03	0.02	0.01
	15	0.71	0.24	0.04	0.02	0.94	0.03	0.01	0.01
	20	0.67	0.18	0.09	0.08	0.94	0.04	0.01	0.01
	25	0.73	0.11	0.08	0.09	0.95	0.03	0.01	0.02
	30	0.73	0.11	0.09	0.08	0.86	0.08	0.04	0.03
	35	0.67	0.18	0.11	0.08	0.68	0.22	0.05	0.05
Полигон № 3, 2012	5	0.66	0.19	0.06	0.09	0.85	0.12	0.02	0.01
	10	0.69	0.21	0.03	0.06	0.86	0.12	0.01	0.01
	15	0.64	0.26	0.05	0.06	0.85	0.13	0.01	0.01
	20	0.78	0.15	0.02	0.05	0.85	0.13	0.01	0.01
	25	0.83	0.10	0.03	0.04	0.83	0.16	0.01	0.01
	30	0.78	0.16	0.03	0.03	0.79	0.19	0.01	0.01
	35	0.79	0.17	0.02	0.02	0.74	0.23	0.01	0.02
	40	0.81	0.17	0.01	0.02	0.75	0.20	0.02	0.03
	45	0.78	0.19	0.01	0.02	0.63	0.23	0.09	0.08
Полигон № 4, 2012	5	0.61	0.26	0.05	0.09	0.85	0.13	0.01	0.01
	9	0.89	0.07	0.02	0.03	0.86	0.11	0.00	0.02
	15	0.69	0.20	0.09	0.09	0.90	0.05	0.03	0.03
	20	0.90	0.04	0.03	0.04	0.84	0.10	0.04	0.04
	26	0.75	0.19	0.02	0.04	0.89	0.06	0.01	0.04

Полигон, год	Глубина, м	U				V			
		Вклад тренда	Вклад гармоник			Вклад тренда	Вклад гармоник		
			I	II	III		I	II	III
Полигон № 5, 2012	5	0.92	0.03	0.03	0.01	0.92	0.03	0.03	0.01
	10	0.95	0.02	0.01	0.03	0.95	0.02	0.01	0.03
	15	0.86	0.04	0.03	0.07	0.86	0.04	0.03	0.07
	20	0.92	0.02	0.02	0.04	0.92	0.02	0.02	0.04
	25	0.94	0.04	0.01	0.02	0.94	0.04	0.01	0.02
	30	0.97	0.01	0.01	0.01	0.97	0.01	0.01	0.01
	35	0.98	0.01	0.00	0.01	0.98	0.01	0.00	0.01
Полигон № 6, 2012	6	0.95	0.05	0.00	0.00	0.95	0.04	0.00	0.00
	10	0.95	0.04	0.00	0.00	0.95	0.04	0.00	0.00
	16	0.96	0.03	0.00	0.00	0.96	0.03	0.00	0.00
	20	0.96	0.03	0.00	0.01	0.97	0.03	0.00	0.00
	26	0.96	0.03	0.00	0.01	0.97	0.02	0.00	0.01
	30	0.96	0.03	0.00	0.01	0.97	0.02	0.00	0.01
	34	0.96	0.03	0.00	0.01	0.96	0.03	0.00	0.01
Полигон № 7, 2012	6	0.93	0.04	0.01	0.02	0.98	0.01	0.01	0.01
	10	0.96	0.02	0.01	0.01	0.99	0.01	0.00	0.00
	16	0.95	0.02	0.01	0.01	0.98	0.02	0.00	0.00
	20	0.97	0.01	0.01	0.01	0.98	0.02	0.00	0.00
	26	0.95	0.02	0.01	0.02	0.96	0.03	0.00	0.01
	30	0.88	0.06	0.02	0.04	0.96	0.03	0.01	0.01
	36	0.58	0.29	0.09	0.05	0.96	0.02	0.00	0.01
Полигон № 8, 2012	5	0.68	0.18	0.04	0.10	0.91	0.07	0.01	0.01
	9	0.62	0.23	0.07	0.08	0.87	0.11	0.01	0.01
	16	0.62	0.24	0.05	0.08	0.72	0.24	0.01	0.03
	20	0.83	0.11	0.01	0.04	0.91	0.06	0.01	0.02
	25	0.65	0.20	0.03	0.12	0.91	0.05	0.01	0.03
	29	0.61	0.20	0.08	0.10	0.88	0.07	0.02	0.03
	36	0.71	0.22	0.02	0.05	0.68	0.14	0.05	0.13

Таблица 2.7, д

**Вклад гармоник в процентах по диапазонам
в общую дисперсию рядов проекций скоростей течений
за приливный цикл волны M_2 по данным наблюдений в августе 2013 г.**

Полигон, год	Глубина, м	U				V			
		Вклад тренда	Вклад гармоник			Вклад тренда	Вклад гармоник		
			I	II	III		I	II	III
Полигон № 1, 2013	5	0.76	0.14	0.01	0.08	0.92	0.05	0.01	0.02
	10	0.71	0.09	0.03	0.17	0.92	0.04	0.01	0.03
	15	0.74	0.09	0.03	0.15	0.93	0.03	0.01	0.03
	20	0.75	0.14	0.02	0.09	0.82	0.11	0.02	0.05
	25	0.80	0.10	0.02	0.08	0.76	0.16	0.02	0.05
	30	0.79	0.10	0.02	0.09	0.65	0.19	0.06	0.10
	35	0.84	0.04	0.03	0.10	0.64	0.17	0.10	0.10
	40	0.77	0.10	0.03	0.09	0.59	0.21	0.11	0.10

Таблица 2.7, е

**Вклад гармоник в процентах по диапазонам
в общую дисперсию рядов проекций скоростей течений
за приливный цикл волны M_2 по данным наблюдений в июле 2014 г.**

Полигон, год	Глубина, м	U				V			
		Вклад тренда	Вклад гармоник			Вклад тренда	Вклад гармоник		
			I	II	II		I	II	II
Полигон № 3, 2014	10	0.87	0.09	0.01	0.03	0.59	0.26	0.03	0.10
	15	0.87	0.08	0.00	0.04	0.57	0.28	0.03	0.12
	20	0.89	0.08	0.00	0.02	0.71	0.14	0.02	0.14
	25	0.84	0.12	0.01	0.03	0.82	0.08	0.01	0.09
	30	0.76	0.19	0.01	0.03	0.78	0.12	0.02	0.08
	35	0.74	0.21	0.01	0.03	0.74	0.14	0.02	0.09
Полигон № 13, 2014	10	0.95	0.04	0.01	0.01	0.90	0.03	0.03	0.05
	15	0.98	0.01	0.00	0.01	0.83	0.10	0.04	0.04
	20	0.94	0.04	0.00	0.01	0.77	0.16	0.02	0.06
	25	0.92	0.06	0.00	0.01	0.73	0.16	0.03	0.09
	30	0.90	0.09	0.00	0.01	0.69	0.15	0.05	0.12

Полигон, год	Глубина, м	U				V			
		Вклад тренда	Вклад гармоник			Вклад тренда	Вклад гармоник		
			I	II	III		I	II	III
Полигон № 13, 2014	35	0.86	0.13	0.01	0.00	0.58	0.27	0.06	0.12
	40	0.80	0.19	0.00	0.01	0.55	0.27	0.09	0.10
	45	0.76	0.23	0.01	0.01	0.56	0.29	0.07	0.10
Полигон № 14, 2014	15	0.64	0.20	0.06	0.11	0.77	0.03	0.02	0.17
	20	0.52	0.26	0.06	0.16	0.90	0.02	0.01	0.08
	25	0.50	0.35	0.06	0.12	0.90	0.06	0.01	0.04
	30	0.74	0.16	0.05	0.08	0.83	0.06	0.04	0.07
	35	0.87	0.04	0.02	0.07	0.77	0.11	0.04	0.09
	40	0.87	0.05	0.02	0.06	0.77	0.13	0.03	0.08
	45	0.78	0.12	0.04	0.09	0.85	0.09	0.02	0.05
	50	0.68	0.22	0.02	0.09	0.85	0.10	0.01	0.04
	55	0.65	0.22	0.04	0.10	0.84	0.12	0.01	0.03
	60	0.68	0.22	0.03	0.06	0.76	0.21	0.01	0.03
64	0.68	0.23	0.03	0.06	0.78	0.17	0.03	0.03	

Третий диапазон внутрприливной изменчивости описывает колебания течений от десятков до единиц минут. Его вклад в общую изменчивость на акватории моря меняется весьма значительно от 0 до 23 % общей дисперсии, составляя в среднем около 4 %. Максимальный вклад наблюдается в районе Западной Соловецкой салмы, где он преимущественно колеблется от 15 до 20 % общей дисперсии. В районах моря с хорошо выраженной стратификацией вод на горизонтах, близких к границам водных масс, вклад короткопериодных колебаний также значителен (более 10 %). Минимальные оценки соответствуют районам со слабовыраженной стратификацией. Это дает основание предполагать, что короткопериодные колебания течений могут иметь волновую природу.

Подводя итог, сформулируем основные результаты анализа высокоразрешающих наблюдений за течениями:

- на всех полигонах были хорошо выражены полусуточные течения приливного происхождения, которые превосходят по интенсивности течения других временных масштабов;
- наибольшая интенсивность течений отмечается в приповерхностном 15–20-метровом слое, при этом максимальные течения, устойчивые по скорости и направлению, прослеживаются в течение 20–30 мин;

- максимальные скорости приливных течений наблюдались на границе Бассейна и Горла у Терского берега (более 125 см/с), минимальные – в глубоководной части Бассейна;
- картина горизонтальных смещений частиц воды за прилив имеет осциллирующий характер с ненулевым средним значением, но интегральный перенос за приливный цикл по сравнению с пробегом частицы невелик;
- вклад внутриприливной изменчивости течений в общую дисперсию ряда составляет от 3 до 50 % на разных горизонтах и является максимальным на границе Бассейна и Западной Соловецкой салмы и в Двинском заливе;
- существуют три характерных максимума изменчивости в рядах наблюдений за внутриприливной изменчивостью: 6–3 ч (средний вклад в общую дисперсию ряда 10 %), 1–2 ч (средний вклад 3 %) и 8–50 мин (средний вклад – 4 %);
- изменчивость проекций течений полей в короткопериодном интервале может достигать более 20 % от общей изменчивости ряда; она отмечается в областях ниже пикноклина в шельфовых неглубоких районах моря с хорошо выраженной двухслойной структурой вод, связывается с короткопериодными ВВ и в абсолютных значениях составляет 10–15 см/с;
- максимальная пространственная изменчивость интенсивности внутриприливных процессов зафиксирована на южной границе Горла и на северной границе Соловецких салм.

2.3. Изменчивость тонкой структуры вод

Как уже упоминалось, в Белом море на фоне сложной горизонтальной и вертикальной структурной организации вод распространены тонкоструктурные образования [Система..., 2012; Филатов, Тержевик, 2007]. Однако в связи с существующими подходами к сбору и хранению информации огромный массив гидрологических данных высокого разрешения, собираемый несколько десятилетий в Белом море, лишь в отдельных случаях использовался для анализа параметров тонкой структуры [Lukashin et al., 2003; Пантюлин, 2012]. В этих работах показан сам факт ее существования и указывается, что тонкая структура имеет типично адвективную природу. Обобщающие сведения о ней и ее статистических характеристиках отсутствуют. Во многом это связано и с различными возможностями используемой аппаратуры, и с основными задачами работ.

Учащенные СТД зондирования, которые выполнялись в ходе экспедиционных работ 2009–2014 гг. по единой методике с использованием одной и той же аппаратуры в разных районах Белого моря, позволили сформировать массив данных о тонкой термохалинной структуре вод. Массив дает представления о флуктуациях полей температуры и солености во всей толще вод с разрешением по вертикали 1 м и на временных масштабах от нескольких (1–4 в зависимости от глубины места) минут до приливного цикла. Обобщение этих данных впервые дало представление

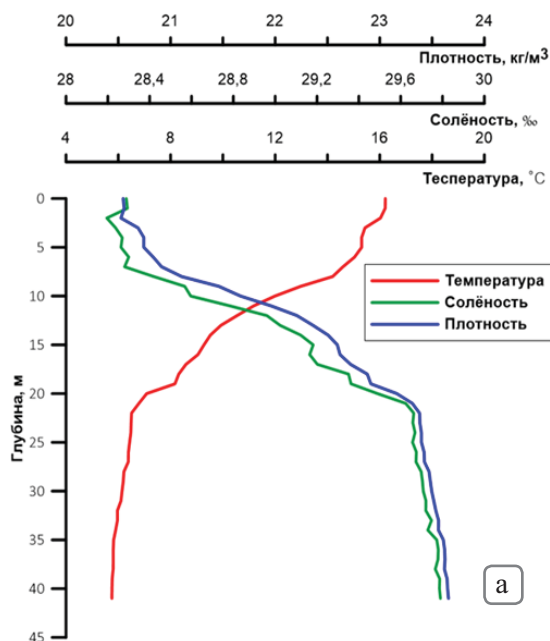
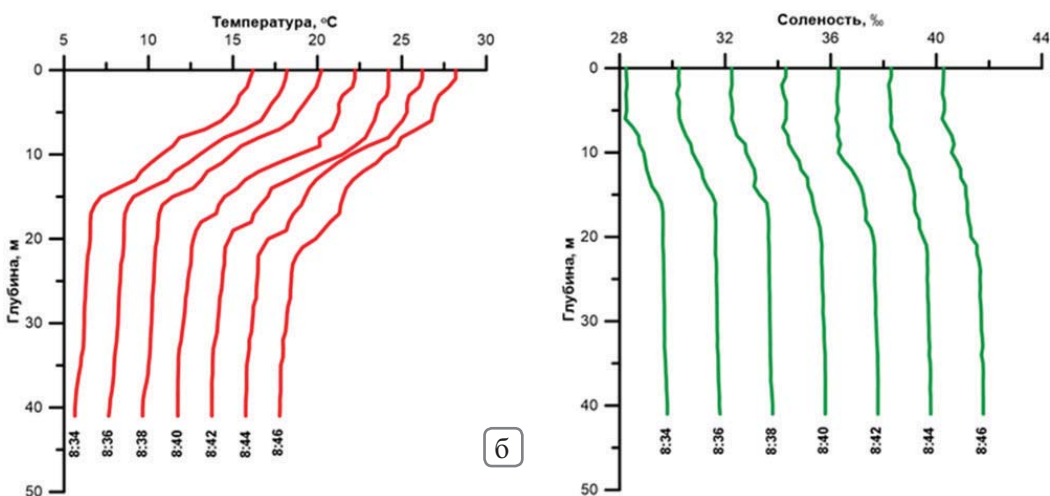


Рис. 2.17. Характерные профили температуры, солёности и условной плотности для полигона № 1 июль 2012 г. (а) и серии профилей температуры и солёности, записанные 18 июля 2012 г. (б)

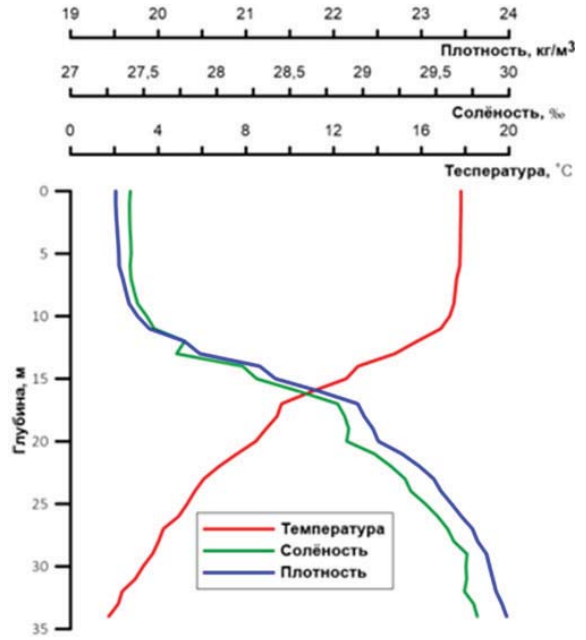


о пространственных размерах и интенсивности тонкоструктурных образований в разных по фоновой структуре вод районах.

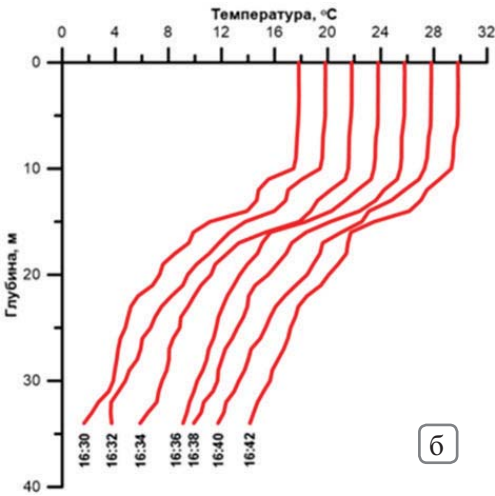
В качестве примера приведем данные характерных профилей температуры, солёности и плотности и их изменчивости для Западной Соловецкой салмы (рис. 2.17), для глубоководного района Бассейна (рис. 2.18) и для Двинского залива (рис. 2.19).

Графики временной изменчивости (рис. 2.17, б–2.19, б) получены путем добавления к начальному профилю температуры и солёности последовательно 2 °C или 2 ‰ для наглядности отображения.

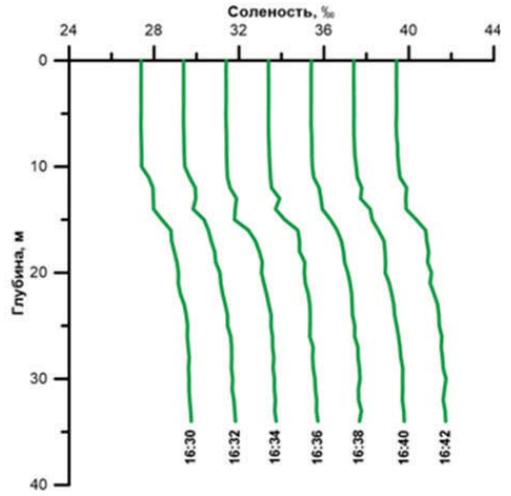
Рис. 2.18. Характерные профили температуры, солёности и условной плотности для полигона № 12 август 2013 г. (а) и серии профилей температуры и солёности, записанные 20 августа 2013 г. (б)



а



б



Во всех приведенных районах на фоне устойчивой стратификации (рис. 2.17, а–2.19, а) формируются уникальные профили вертикальной структуры вод. На них накладываются незначительные по вертикальной протяженности инверсионные (1–2 м) и ступенчатые (1–6 м) структуры.

На границе Западной Соловецкой салмы и Бассейна (рис. 2.17, а) практически отсутствует верхний квазиоднородный слой. Его толщина составляет от 2 до 6 м, а глубже до 16–20 м простирается слой скачка. Квазиоднородный слой лучше выражен в солёности, чем в температуре. Перепад температуры в слое скачка составляет 0.6–1.0 °С/м, солёности – около 0.1 ‰/м. Глубже залегает слой относительно

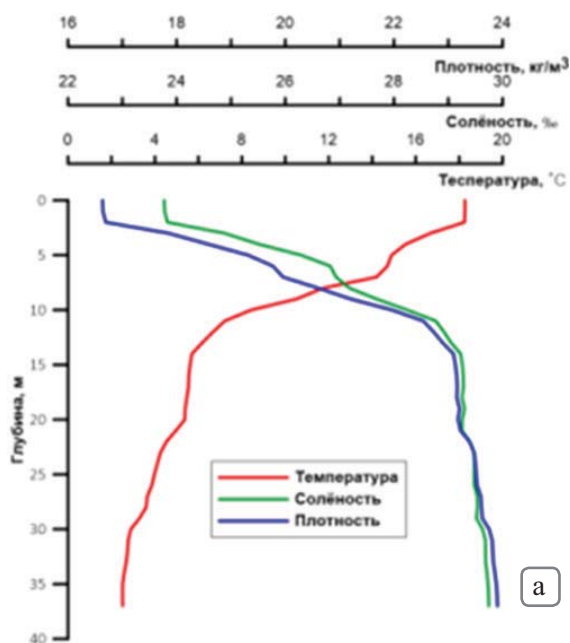
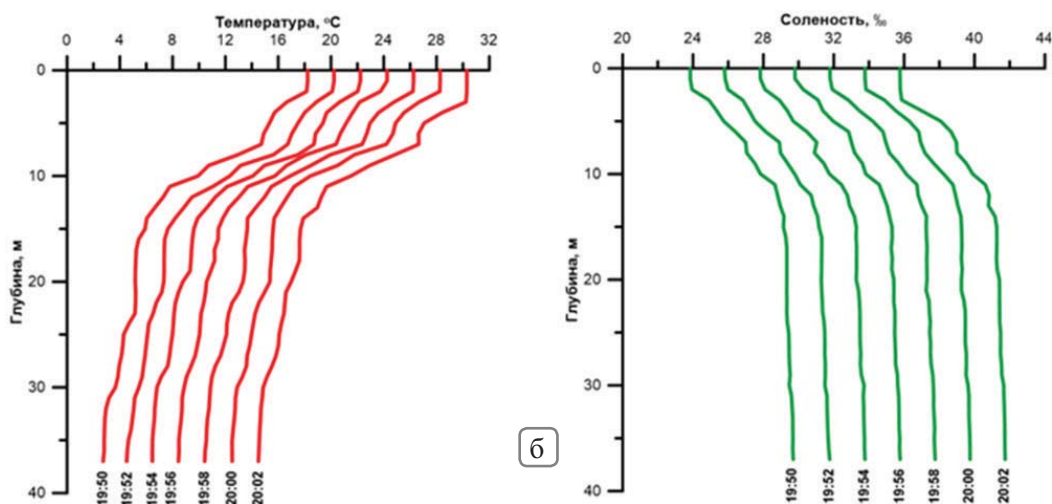


Рис. 2.19. Характерные профили температуры, солёности и условной плотности для полигона №14 июль 2014 г. (а) и серии профилей температуры и солёности, записанные 26 июля 2014 г. (б)



хорошо перемешанных вод с температурой около 5 °С и солёностью 29.8 ‰. Инверсионные структуры отмечаются только в профиле солёности. Наиболее интенсивные из них до 0.05 ‰ отмечаются в верхнем квазиоднородном слое. Инверсии меньшей интенсивности отмечаются на нижней границе слоя скачка. Ступенчатые структуры толщиной 2–4 м регистрируются и в температуре, и в солёности, все они сосредоточены в слое скачка. Наглядное представление о временной изменчивости тонкоструктурных образований можно получить из рис. 2.17, б. Благодаря такому изображению хорошо виден эффект воздействия внутренних волн на вертикальную структуру термохалинных полей. Наиболее сильно изменяется нижняя

граница слоя скачка, за 12 мин ее положение сместилось на 5 м. В верхней же части слоя скачка формируются инверсионные и ступенчатые прослойки.

В центральной части Бассейна (рис. 2.18, *a*) верхний квазиоднородный слой (ВКС) четко выражен. Его толщина составляет 10 м. Глубже ВКС до глубины 35 м постирается слой скачка. Квазиоднородный слой хорошо выражен как в температуре (около 18 °С), так и в солености (около 27.4 ‰). Перепад температуры в слое скачка составляет 0.7–0.8 °С/м, солености – около 0.1 ‰/м. Инверсионные структуры отмечаются только в профиле солености в верхней части слоя скачка. Наиболее интенсивные из них до 0.04 ‰ отмечаются на глубине около 15 м. Ступенчатые структуры лучше выражены в солености, чем в температуре, их толщина 2–5 м, все они сосредоточены в слое скачка. Из рис. 2.18, *б* хорошо виден эффект изменения во времени вертикального градиента в верхней части слоя скачка, связанный с формированием и разрушением небольших ступенчатых и инверсионных структур.

В Двинском заливе (рис. 2.19, *a*) наблюдается трехслойная структура вод. Верхний слой толщиной около 2 м образуют распресненные ($S \approx 23.9$ ‰) и теплые ($T \approx 18.2$ °С) воды, сформировавшиеся под влиянием Северной Двины. Ниже, до глубины 10–12 м простирается слой скачка, на нижней границе которого температура падает до 5 °С, а соленость возрастает до 28.5 ‰. Перепад температуры в слое скачка составляет около 1.0 °С/м, а солености – около 0.25 ‰/м. Глубже залегает слой вод с температурой около 4 °С и соленостью 29.5 ‰, в котором температура медленно понижается, соленость возрастает. Инверсионные структуры отмечаются в центральной части слоя скачка. Ступенчатые структуры толщиной 1–6 м отмечаются и в температуре, и в солености, все они сосредоточены в слое скачка и непосредственно под ним. Наглядное представление о стабильности тонкоструктурных образований можно получить из рис. 2.19, *б*. Из рисунка видна стабильность в среднем положении слоев, хотя толщина верхнего слоя несколько увеличилась. Слабая инверсия в центральной части слоя скачка сохраняется. Ступенчатая структура под слоем скачка также сохраняется, изменяя глубину своего залегания на 1–2 м.

Из приведенного анализа видно, что во всех представленных районах различается не только фоновая стратификация вод, но и характеристики тонкой структуры. Причем вертикальные размеры структур составляют несколько метров.

Физика тонкоструктурных образований достаточно хорошо разработана в классических работах [Федоров, 1976; Карлин и др., 1988; Монин, Озмидов, 1981], на основе которых будет выполняться интерпретация полученных результатов. С точки зрения процесса формирования [Журбас, Озмидов, 1987] схематически можно представить следующие причины, в результате которых на первоначально гладких вертикальных профилях появляются тонкоструктурные детали: деформация профилей вследствие вертикальных смещений различных слоев воды; локальное вертикальное перемешивание; боковая адвекция и интрузия. Соответственно имеется возможность по статистическим характеристикам тонкой структуры распознать причины ее возникновения.

Согласно [Федоров, 1976], для диагностики характера и причин наблюдаемых тонкоструктурных неоднородностей используются методы математической стати-

стики. Для их применения необходимо представить изучаемые профили температуры $T(z)$ и солёности $S(z)$ в виде суммы детерминированной компоненты, описывающей среднее закономерное изменение температуры $T(z)$ и солёности $S(z)$ с глубиной, и флуктуаций $T'(z)$ и $S'(z)$, характеризующих тонкую структуру указанных свойств, т.е. в виде $T(z) = \bar{T}(z) + T'(z)$, $S(z) = \bar{S}(z) + S'(z)$.

Это распределение требует предварительного определения масштабов того, что в каждом конкретном случае следует отнести к тонкой структуре. Например, при проведении многократных зондирований в одной точке средние профили $T(z)$ и $S(z)$ могут быть получены простым осреднением всех зарегистрированных профилей, а $T'(z)$ и $S'(z)$ получаются вычитанием среднего профиля из каждого зарегистрированного. При наличии большого числа усредняемых профилей этот способ имеет преимущество естественности. В выполняемых исследованиях осреднение данных осуществлялось за один приливный цикл волны M_2 .

Для диагностики параметров тонкой термохалинной структуры вод для каждого полигона по всем горизонтам рассчитывались характеристики пульсаций температуры и солёности, соотношения, описывающие особенности тонкой структуры и стратификации.

Статистические характеристики пульсаций температуры и солёности:

– $T'_{\min}(z)$, $S'_{\min}(z)$ – наибольшая из отрицательных пульсаций;

– $T'_{\text{cp}}(z)$, $S'_{\text{cp}}(z)$ – среднее значение пульсации за приливный цикл;

– $T'_{\max}(z)$, $S'_{\max}(z)$ – наибольшая из положительных пульсаций;

– $\sigma_T^2(z)$, $\sigma_S^2(z)$ – дисперсия пульсаций за приливный цикл рассчитывалась на горизонте и во всей толще.

Соотношения, описывающие особенности изменчивости тонкой структуры и стратификации вод:

– $\bar{T}(z)/\bar{S}(z)$ – отношение средней температуры и солёности за приливный цикл;

– $T'(z)/S'(z)$ – отношение пульсаций температуры и солёности;

– $\chi = \frac{T'(z)/S'(z)}{\frac{\partial T}{\partial z} / \frac{\partial S}{\partial z}}$ – отношение пульсационных и средних градиентов температуры и солёности;

– $\alpha = \partial\rho/\partial T$ – коэффициент термического расширения;

– $\beta = \partial\rho/\partial S$ – коэффициент солёностного сжатия;

– $E_T = \alpha \frac{dT}{dz}$ – температурная устойчивость;

– $E_S = \beta \frac{dS}{dz}$ – солёностная устойчивость;

– $E = E_T + E_S$ – критерий устойчивости Хессельберга–Свердрупа.

Пример результатов расчета основных статистических параметров тонкой структуры на основании данных наблюдений, выполненных на полигоне № 1 в июле 2012 г., приведен в табл. 2.8. Подобные таблицы были рассчитаны по данным наблюдений на всех полигонах и собраны в базе данных «Короткопериодная изменчивость ГФП».

Основой анализа послужили соотношения, использованные в работе [Федоров, 1976]:

1) в случае кинематического эффекта внутренних волн, а также в случае вертикального перемешивания некоторого слоя до полной однородности по солености и по температуре выполняется соотношение $\frac{T'(z)}{S'(z)} = \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} / \frac{\partial \bar{S}}{\partial z}$;

2) в случае изопикнической адвекции или изопикнического перемещения: $\frac{T'(z)}{S'(z)} = \frac{\beta}{\alpha}$,

3) в общем случае адвекции или перемешивания в горизонтальной плоскости, не удовлетворяющих условию изопикничности: $\frac{T'(z)}{S'(z)} \neq \frac{\beta}{\alpha}$.

Из табл. 2.8 видно, что соотношение между средними характеристиками температуры и солености имеет максимум у поверхности и быстро убывает с глубиной в связи с понижением температуры. Соотношение средних градиентов минимально в верхнем квазиоднородном слое (0–4 м), имеет максимум в слое скачка (6–20 м) и слабо меняется в придонном слое (37–42 м). Максимальные отрицательные пульсации температуры отмечаются в верхней части слоя скачка. Максимальные положительные пульсации температуры – в нижней. С максимальными колебаниями солености отмечается противоположная картина. При этом колебания температуры превышают 4 °С, а солености 0.9 ‰. Максимальная дисперсия пульсаций температуры и солености наблюдается в слое 11–17 м. Пульсации по температуре в 4–5 раз превосходят пульсации по солености.

В целом в течение приливного цикла стратификация оставалась устойчивой. Максимальная гидростатическая устойчивость наблюдается в слое от 7 до 21 м. Вклад температуры в устойчивость больше вклада солености на верхних горизонтах, но начиная с глубины 30 м их вклад примерно одинаков. В слое скачка вклад температуры значительно, в 2–3 раза больше, чем солености. На приповерхностных горизонтах до 4 м часто отмечаются инверсии или по температуре, или по солености. Инверсии формируются в верхнем квазиоднородном слое (см. рис. 2.17) на фоне слабых вертикальных градиентов. Но они невелики по абсолютной величине и не влияют на общую вертикальную устойчивость слоев.

В верхнем слое часто отмечаются незначительные инверсии и ступеньки (рис. 2.17). Отношение пульсаций и средних градиентов в этом слое переменчиво, и соответственно отмечаемая тонкая структура формируется под влиянием процессов адвекции неизопикнического типа или вертикального перемешивания.

Судя по вертикальному распределению дисперсий пульсаций, наиболее часто колебания отмечаются в центральной части слоя скачка (11–16 м). Так как дисперсия колебаний по температуре в 5–6 раз превосходит дисперсию по солености, можно утверждать, что эти колебания четче проявляются в поле температуры. График изменчивости во времени температуры (рис. 2.17, б) в данном слое хорошо иллюстрирует кинематический эффект внутренних волн. Видно, как они «сжимают» и «растягивают» тонкоструктурные неоднородности профиля. Отношение тонкоструктурных параметров также соответствует кинематическому эффекту от внутренних волн.

Таблица 2.8

Значения параметров тонкой термохалинной структуры цикла по данным наблюдений на полигоне № 1 (Западная Соловецкая салма) июль 2012 г.

z, M	Дата		Время			Широта		Долгота			Количество используемых значений			
	T_{cp}/S_{cp} , °C/%	dT_{cp}/dS_{cp} , °C/%	T'_{min} , °C	T'_{max} , °C	$\sigma 2T$	S'_{min} , ‰	S'_{max} , ‰	$\sigma 2S'$	T'/S' , °C/%	χ	$ \beta/\alpha $	$E_T \cdot 10^3$	$E_S \cdot 10^3$	$E \cdot 10^3$
	18.07.2012		1:00:00–13:30:00			35°02.700'N		065°12.120'E			363			
0	0.54	–	–0.35	0.33	0.14	–0.23	0.06	0.04	–0.77	–	3.98	–	–	–
1	0.54	–0.82	–0.45	0.33	0.13	–0.10	0.03	0.02	–1.84	2.26	3.98	–0.67	14.82	14.15
2	0.53	–1.44	–1.23	0.31	0.23	–0.20	0.05	0.03	–1.86	1.30	4.00	18.70	–8.59	10.11
3	0.53	–1.14	–2.00	0.46	0.34	–0.17	0.12	0.05	–1.29	1.14	4.04	33.12	–6.08	27.04
4	0.52	–1.33	–2.21	0.65	0.48	–0.14	0.26	0.07	–2.57	1.92	4.10	52.52	–4.31	48.22
5	0.50	–1.48	–2.13	0.80	0.55	–0.15	0.26	0.08	–2.63	1.78	4.17	52.52	14.38	66.90
6	0.49	–3.84	–2.80	1.00	0.64	–0.20	0.36	0.11	–5.68	1.48	4.24	57.45	5.37	62.82
7	0.48	–3.26	–2.89	1.28	0.72	–0.20	0.47	0.13	–6.46	1.98	4.34	71.63	15.63	87.26
8	0.46	–3.58	–2.59	1.51	0.76	–0.25	0.45	0.13	–6.42	1.79	4.45	83.23	32.37	115.60
9	0.44	–4.77	–3.05	1.65	0.88	–0.43	0.54	0.15	–5.93	1.24	4.61	101.15	44.87	146.02
10	0.42	–5.83	–3.99	1.87	1.02	–0.31	0.66	0.19	–4.78	0.82	4.78	109.22	63.55	172.77
11	0.39	–4.89	–4.00	2.41	1.09	–0.50	0.77	0.23	–4.36	0.89	4.99	118.44	70.93	189.37
12	0.36	–4.63	–3.44	2.98	1.21	–0.46	0.68	0.22	–4.23	0.91	5.24	127.00	72.32	199.32
13	0.34	–4.96	–3.12	3.39	1.36	–0.67	0.62	0.25	–4.61	0.93	5.54	134.19	82.45	216.63
14	0.31	–3.61	–2.74	3.93	1.47	–0.68	0.57	0.28	–4.80	1.33	5.89	139.82	79.54	219.35

Продолжение табл. 2.8

z, м	Дата		Время			Широта		Долгота			Количество используемых значений			
	T_{cp}/S_{cp} , °C/‰	dT_{cp}/dS_{cp} , °C/‰	T^{min} , °C	T^{max} , °C	σT	S^{min} , ‰	S^{max} , ‰	σS	T'/S' , °C/‰	χ	$ \beta/\alpha $	$E_T \cdot 10^3$	$E_S \cdot 10^3$	$E \cdot 10^3$
	18.07.2012		1:00:00–13:30:00			35°02.700'N		065°12.120'E			363			
15	0.27	-4.53	-2.36	4.22	1.47	-0.74	0.50	0.29	-4.52	1.00	6.35	156.90	102.95	259.85
16	0.24	-3.60	-1.84	4.12	1.31	-0.99	0.49	0.29	-4.12	1.14	6.83	144.49	113.44	257.93
17	0.22	-4.52	-1.37	3.72	1.06	-0.91	0.32	0.24	-4.69	1.04	7.26	110.90	101.95	212.85
18	0.21	-2.86	-1.11	3.86	0.88	-0.90	0.25	0.19	-5.68	1.99	7.56	71.08	69.58	140.66
19	0.20	-3.34	-1.07	3.94	0.75	-0.78	0.19	0.15	-5.12	1.53	7.80	52.25	48.13	100.39
20	0.19	-3.21	-1.03	3.32	0.69	-0.63	0.22	0.12	-7.37	2.30	8.01	42.89	35.83	78.72
21	0.18	-2.55	-1.02	2.73	0.59	-0.47	0.21	0.11	-5.41	2.12	8.17	30.97	25.57	56.54
22	0.18	-2.21	-0.94	2.90	0.51	-0.48	0.20	0.10	-5.55	2.51	8.31	25.03	20.37	45.40
23	0.17	-2.27	-0.97	1.70	0.49	-0.30	0.19	0.09	-5.62	2.48	8.42	19.92	15.09	35.01
24	0.17	-2.83	-1.07	1.65	0.48	-0.26	0.22	0.09	-5.98	2.12	8.53	18.39	11.09	29.48
25	0.16	-1.94	-1.01	1.68	0.49	-0.28	0.23	0.10	-4.82	2.48	8.64	18.66	12.48	31.14
26	0.16	-2.65	-0.92	1.67	0.48	-0.28	0.20	0.09	-5.72	2.16	8.74	17.88	14.70	32.58
27	0.16	-2.22	-0.86	1.70	0.48	-0.32	0.19	0.10	-3.68	1.66	8.85	16.49	10.67	27.17
28	0.15	-2.95	-0.78	1.43	0.45	-0.32	0.18	0.09	-4.31	1.46	8.95	16.29	10.15	26.45
29	0.15	-2.23	-0.71	1.46	0.46	-0.28	0.16	0.09	-5.08	2.28	9.06	17.49	14.54	32.03
30	0.15	-2.46	-0.63	1.39	0.37	-0.27	0.15	0.08	-5.10	2.07	9.18	17.29	11.47	28.76
31	0.14	-1.78	-0.56	1.38	0.36	-0.32	0.16	0.08	-4.22	2.38	9.28	14.55	13.56	28.12

Окончание табл. 2.8

z, м	Дата		Время			Широта		Долгота			Количество используемых значений			
	$T_{\text{сп}}/S_{\text{сп}}$, °C/‰	$dT_{\text{сп}}/dS_{\text{сп}}$, °C/‰	$T'_{\text{мин}}$, °C	$T'_{\text{макс}}$, °C	$\sigma 2T$	$S'_{\text{мин}}$, ‰	$S'_{\text{макс}}$, ‰	$\sigma 2S'$	T'/S' , °C/‰	χ	$ \beta/\alpha $	$E_T \cdot 10^3$	$E_S \cdot 10^3$	$E \cdot 10^3$
	18.07.2012		1:00:00–13:30:00			35°02.700'N			065°12.120'E					363
32	0.14	-1.92	-0.50	1.08	0.34	-0.40	0.12	0.07	-5.58	2.91	9.36	11.60	10.03	21.63
33	0.14	-1.45	-0.45	0.95	0.26	-0.15	0.11	0.05	-4.23	2.92	9.42	9.49	8.61	18.10
34	0.14	-1.24	-0.41	0.83	0.23	-0.18	0.10	0.05	-3.78	3.06	9.47	7.25	5.17	12.42
35	0.14	-1.34	-0.38	0.74	0.22	-0.11	0.10	0.05	-4.37	3.27	9.52	6.94	5.60	12.54
36	0.14	-2.03	-0.34	0.58	0.19	-0.13	0.09	0.05	-4.35	2.14	9.59	8.81	5.46	14.27
37	0.13	-1.39	-0.29	0.38	0.16	-0.11	0.08	0.04	-3.58	2.57	9.64	7.77	7.52	15.29
38	0.13	-1.35	-0.26	0.36	0.15	-0.10	0.07	0.04	-3.91	2.89	9.69	6.89	5.93	12.82
39	0.13	-1.74	-0.24	0.36	0.13	-0.12	0.06	0.04	-4.00	2.30	9.74	6.11	4.56	10.67
40	0.13	-1.55	-0.20	0.31	0.12	-0.11	0.05	0.03	-3.04	1.97	9.78	6.10	5.65	11.74
41	0.13	-1.18	-0.18	0.30	0.11	-0.08	0.05	0.03	-3.40	2.88	9.81	4.73	4.83	9.56
42	0.13	-1.87	-0.16	0.29	0.10	-0.09	0.04	0.03	-3.75	2.01	9.84	3.20	2.86	6.06

Соотношение средних параметров тонкой структуры в слое глубже 30 м (см. табл. 2.8) дает основание полагать, что они генерировались процессами адвекции неизопикнического типа. Интенсивность пульсаций температуры и солености здесь значительно ослабевает. Вероятнее всего, в этом слое образование ступенек и инверсий связано с неустойчивостью течений под влиянием придонного трения.

Из проведенного анализа видно, что наибольшие по величине пульсации температуры и солености отмечаются в слое скачка. В их формирование значительный вклад вносят процессы, связанные с кинематическим эффектом внутренних волн. На придонных горизонтах значительный вклад в формирование тонкой структуры вносят адвективные процессы неизопикнической природы. Формирование ступенчатых и инверсионных структур можно связывать с неустойчивостью течений и внутренних волн.

На основании таблиц из базы данных [Зимин, Моисеев, 2015] составлены сводные по всем полигонам таблицы, характеризующие параметры пульсаций температуры и солености (табл. 2.9) и средние параметры тонкой структуры (табл. 2.10).

Таблица 2.9

Значения максимальных пульсаций температуры и солености по горизонтам и по всей глубине на полигоне за приливный цикл волны M_2 за 2009–2014 гг.

Полигон, месяц, год	T'_{max} , °C z, м	T'_{min} , °C z, м	S'_{max} , ‰ z, м	S'_{min} , ‰ z, м	\bar{T}'_{max} , °C \bar{S}'_{max} , ‰	\bar{T}'_{min} , °C \bar{S}'_{min} , ‰
Полигон № 1, июнь 2009	2.44 12	-2.81 5	0.33 8	-0.32 12	1.22 0.14	-1.08 -0.17
Полигон № 9, июнь 2009	1.40 8	-0.24 2	0.20 2	-0.59 9	0.75 0.13	-0.27 -0.33
Полигон № 1, август 2010	7.75 18	-5.35 6	0.55 7	-0.94 6	4.24 0.23	-2.02 -0.49
Полигон № 1, июль 2011	5.26 18	-4.16 7	0.30 12	-0.76 20	2.68 0.16	-2.07 -0.31
Полигон № 10, июль 2011	1.93 27	-1.85 26	0.24 26	-0.31 28	0.94 0.12	-0.89 -0.18
Полигон № 11, июль 2011	0.76 23	-0.87 8	0.24 8	-0.23 22	0.55 0.16	-0.65 -0.16
Полигон № 1, июль 2012	4.22 15	-4.00 11	0.77 11	-0.99 16	1.67 0.25	-1.36 -0.34
Полигон № 2, июль 2012	2.28 30	-2.77 7	0.57 8	-0.49 26	1.62 0.37	-1.81 -0.34
Полигон № 3, июль 2012	2.53 23	-2.15 20	0.43 21	-0.63 6	2.08 0.34	-1.66 -0.45
Полигон № 4, июль 2012	2.76 14	-3.16 11	0.61 10	-0.72 16	1.83 0.34	-1.83 -0.46

Полигон, месяц, год	T'_{\max} , °C z, м	T'_{\min} , °C z, м	S'_{\max} , ‰ z, м	S'_{\min} , ‰ z, м	$\overline{T'_{\max}}$, °C $\overline{S'_{\max}}$, ‰	$\overline{T'_{\min}}$, °C $\overline{S'_{\min}}$, ‰
Полигон № 5, июль 2012	5.52 16	-4.29 10	0.58 7	-0.24 14	1.39 0.21	-1.08 -0.39
Полигон № 6, июль 2012	0.14 29	-0.21 10	0.05 4	-0.06 39	0.12 0.04	-0.19 -0.05
Полигон № 7, август 2012	6.83 15	-5.25 6	0.93 5	-1.38 4	2.71 0.35	-2.15 -0.66
Полигон № 8, август 2012	3.65 17	-3.75 10	0.76 18	-0.57 15	1.51 0.34	-1.81 -0.32
Полигон № 1, август 2013	1.89 19	-0.85 15	0.37 16	-0.56 19	1.12 0.22	-1.07 -0.27
Полигон № 12, август 2013	2.86 17	-2.35 17	0.48 16	-0.78 22	1.09 0.20	-1.16 -0.22
Полигон № 3, июль 2014	4.61 33	-5.32 21	0.82 21	-1.01 28	2.36 0.52	-3.19 -0.40
Полигон № 13, июль 2014	6.51 7	-5.64 3	1.55 2	-1.66 4	2.69 0.50	-2.07 -0.73
Полигон № 14, июль 2014	2.27 9	-2.39 12	1.17 5	-1.25 4	1.15 0.42	-1.15 -0.41

Как видно из табл. 2.9, максимальные пульсации по температуре в большинстве районов моря на порядок (8–12 раз) превосходят максимальные пульсации по солености. Максимальные пульсации по температуре составляют 7.75 °C, солености – 1.66 ‰. Они отмечаются в районах моря около проливных зон (мористая граница Западной Соловецкой салмы, южная граница Горла). На большей части акватории моря максимальные колебания по температуре отмечаются в области скачка характеристик (на глубине 6–18 м). При этом горизонты максимальных положительных и отрицательных пульсаций температуры и солености совпадают, что дает основание предполагать волновой характер их происхождения. Максимальные пульсации солености, зарегистрированные на южной границе Горла, вблизи стокового фронта, вероятно, связаны с изменчивостью его положения. Незначительные по абсолютной величине пульсации (менее 0.9 °C и 0.25 ‰) отмечаются в слабостратифицированных районах моря (центральная часть пролива Восточная Соловецкая салма, юго-западная часть Горла). Кроме того, на этих полигонах максимальная изменчивость отмечается на глубоководных (29–39 м) горизонтах. Что связано с адвекцией вод в придонном слое под влиянием прилива.

Приведенные оценки максимальных пульсаций показывают значительные отклонения характеристик температуры и солености в ходе приливного цикла от средних оценок. В среднем по глубине пульсации за приливный цикл составляют ± 2 °C и ± 0.5 ‰. Самые значительные пульсации по температуре во всей толще вод отмечаются в августе в условиях ярко выраженного термоклина, по солености –

в июле вблизи стоковой и структурной фронтальных зон. В периоды времени, когда стратификация неразвита (июнь), и в районах, где преобладает распределение вод, соответствующее «горловскому типу», отмечаются слабые средние пульсации температуры и солености.

Для наглядности представления тонкоструктурных особенностей в верхнем 40-метровом слое они были сведены в табл. 2.10. Видно, что в большинстве районов моря, за исключением юго-западной границы Горла, отношение пульсаций температуры и солености отрицательное. В верхнем и нижнем 10-метровом слое среднее отношение пульсаций составляет -3.5, в слое 10–19 м – -5.1, в слое 20–29 м – -4.5. В среднем во всех слоях это отношение равняется -4.5, при этом минимальное значение достигает -15.1 в области скачка температуры и солености в мористой части пролива Западная Соловецкая салма. Значительная отрицательная величина отношений пульсаций там повторяется регулярно. Кроме того, значительное отрицательное отношение пульсаций -7.8 отмечается в районе южной границы Горла. Здесь максимальные отрицательные пульсации отмечаются в глубинном слое, находящемся под влиянием придонной адвекции на шельф, возникающей под действием приливных процессов.

Таблица 2.10

Средние значения и амплитуды параметров тонкой структуры для различных районов Белого моря за 2009–2014 гг.

Полигон, месяц, год		T'/S' , °C/‰				χ			
		0–9 м	10–19 м	20–29 м	30–39 м	0–9 м	10–19 м	20–29 м	30–39 м
Полигон № 9, июнь 2009	Среднее	-3.12	-3.47	-1.17	-1.16	1.56	1.80	0.85	1.67
	Амплитуда	4.83	1.68	1.29	0.94	2.34	0.55	0.84	1.59
Полигон № 1, июнь 2009	Среднее	-5.53	-5.37	-5.97	-8.47	1.17	1.53	2.87	3.78
	Амплитуда	11.15	5.33	6.76	3.57	3.29	1.16	2.89	3.90
Полигон № 1, август 2010	Среднее	-9.28	-9.05	-5.88	–	3.22	2.75	3.03	–
	Амплитуда	10.27	4.21	6.56		42.91	2.71	3.51	
Полигон № 1, июль 2011	Среднее	-9.46	-15.11	-10.05	–	4.25	5.16	3.72	–
	Амплитуда	30.20	10.48	9.45	–	10.39	7.37	4.17	–
Полигон № 10, июль 2011	Среднее	-2.12	-6.51	-5.18	-6.22	1.45	1.59	1.28	1.44
	Амплитуда	10.19	11.77	5.58	2.90	2.41	2.86	0.75	0.56
Полигон № 11, июль 2011	Среднее	-3.63	-2.69	-2.79	–	1.93	1.49	6.57	–
	Амплитуда	4.10	0.65	0.65	–	4.64	1.25	9.89	–
Полигон № 1, июль 2012	Среднее	-3.55	-4.69	-5.35	-4.31	1.65	1.16	2.16	2.65
	Амплитуда	5.68	1.56	3.69	2.00	1.12	1.17	1.04	1.20
Полигон № 2, июль 2012	Среднее	-5.08	-4.43	-4.80	–	2.82	1.66	1.69	–
	Амплитуда	4.97	2.55	3.71	–	2.33	2.01	1.62	–

Полигон, месяц, год		$T/S', \text{ }^\circ\text{C}/\text{‰}$				χ			
		0–9 м	10–19 м	20–29 м	30–39 м	0–9 м	10–19 м	20–29 м	30–39 м
Полигон № 3, июль 2012	Среднее	–5.06	–5.57	–5.03	–	1.57	1.77	1.81	–
	Амплитуда	2.79	2.78	1.83	–	0.53	0.69	0.74	–
Полигон № 4, июль 2012	Среднее	–4.91	–5.15	–4.58		1.59	1.52	1.76	
	Амплитуда	7.85	5.18	2.58		8.01	0.88	1.24	
Полигон № 5, июль 2012	Среднее	–1.78	–5.91	–2.92	–4.63	1.03	1.84	2.42	4.07
	Амплитуда	1.55	6.72	2.65	2.41	1.00	2.06	4.35	3.41
Полигон № 6, июль 2012	Среднее	3.39	3.66	3.62	3.70	–20.39	–20.54	–31.39	–142.12
	Амплитуда	0.56	0.77	0.70	0.52	12.65	40.57	38.04	420.16
Полигон № 7, август 2012	Среднее	–3.30	–6.73	–7.08	–	0.76	2.47	2.66	–
	Амплитуда	10.70	3.58	3.10	–	1.60	2.87	2.13	–
Полигон № 8, август 2012	Среднее	–1.03	–4.72	–4.32	–	2.85	1.12	0.87	–
	Амплитуда	3.66	6.08	2.14	–	4.34	1.26	0.76	–
Полигон № 1, август 2013	Среднее	–3.73	–3.61	–4.20	–	1.75	1.83	1.97	–
	Амплитуда	10.99	1.99	1.71	–	15.71	0.44	0.54	–
Полигон № 12, август 2013	Среднее	–0.43	–4.13	–5.17	–	1.00	0.93	1.20	–
	Амплитуда	3.47	3.83	4.40	–	1.56	0.83	0.87	–
Полигон № 3, июль 2014	Среднее	–5.71	–6.14	–6.64	–	2.11	1.90	1.83	–
	Амплитуда	2.81	3.39	1.50	–	1.81	1.03	1.16	–
Полигон № 13, июль 2014	Среднее	–3.19	–5.04	–5.10	–	0.89	1.25	2.51	–
	Амплитуда	5.54	1.95	2.95	–	1.44	1.13	2.31	–
Полигон № 14, июль 2014	Среднее	–1.60	–3.08	–5.09		1.28	0.91	1.52	
	Амплитуда	2.78	2.57	2.40		2.20	1.13	1.25	

Область положительных отношений пульсаций температуры и солёности находится в районе, где отмечались минимальные пульсации температуры и солёности, что связано со слабой стратификацией вод данного района.

Амплитуда колебаний отношений пульсации в целом уменьшается с глубиной. Максимальный разброс до $30 \text{ }^\circ\text{C}/\text{‰}$ наблюдается на поверхностных горизонтах и убывает до $0.5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{‰}$ на глубинных горизонтах. В среднем по всем горизонтам для всего моря амплитуда колебаний составляет $4.5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{‰}$. Максимальная амплитуда колебаний наблюдается в Восточной Соловецкой салме и на южной границе Горла.

В целом для моря отношение $|\beta/\alpha|$ на горизонтах 0–40 м колеблется от 4 до 20 и $\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} / \frac{\partial \bar{S}}{\partial z}$ от –10 до 0.3 и сильно меняется от района к району. Поэтому наиболее наглядным для параметризации и описания изменчивости тонкой структуры является

ся параметр χ , поскольку он учитывает как средние характеристики анализируемого слоя, так и пульсационные компоненты.

Из табл. 2.10 видно, что на всех полигонах кроме одного, располагавшегося на юго-западной границе Горла, отношение пульсационных и средних градиентов температуры и солёности положительно и колеблется от 0.8 до 6.5, составляя в среднем 2. Соответственно, если это соотношение близко к 1, образование тонкой структуры связано с кинематическим эффектом от воздействия внутренних волн. Подобная ситуация характерна для почти трети рассматриваемых горизонтов, располагающихся преимущественно в верхних 30 метрах. Тонкая структура под влиянием ВВ образуется в районах с хорошо выраженной стратификацией вод (центральная часть Бассейна), около проливных зон (мористые районы у Соловецких салм, южная граница Горла). На большинстве остальных горизонтов доминирует образование тонкой структуры под влиянием неизопикнической адвекции. Механизмы же, связанные с изопикнической адвекцией, проявлялись примерно в 20 % случаев на горизонтах под слоем скачка в стратифицированных районах моря (Бассейн) и в средней части водной толщи около проливных зон (Соловецкие салмы). Значительная изменчивость амплитуд отражает весьма разнообразные как по горизонтам, так и по районам условия формирования тонкой термохалинной структуры.

Подводя итог, сформулируем основные результаты анализа тонкой термохалинной структуры вод:

- во всех районах моря преобладает устойчивая стратификация вод (температура понижается с глубиной, солёность растёт), на которую накладываются незначительные по вертикальной протяжённости инверсионные (1–2 м) и ступенчатые (1–6 м) структуры;
- пульсации по температуре в большинстве районов моря на порядок (8–12 раз) превосходят максимальные пульсации по солёности;
- в среднем во всей толще пульсации за приливный цикл составляют ± 2 °С и ± 0.5 ‰;
- максимальные пульсации отмечаются в районах моря около проливных зон и по температуре составляют 7.75 °С, солёности – 1.66 ‰;
- на большей части акватории моря максимальные колебания по температуре отмечаются в области скачка характеристик (на глубине 6–18 м);
- максимальные пульсации солёности зарегистрированы на приповерхностных горизонтах на южной границе Горла, вблизи стокового фронта;
- незначительные по абсолютной величине пульсации (менее 0.9 °С и 0.25 ‰) отмечаются в слабостратифицированных районах моря;
- большая часть тонкой структуры формируется под влиянием процессов, связанных с адвективными процессами, не удовлетворяющими условиям изопикничности;
- кинематический эффект внутренних волн оказывает значительное влияние на трансформацию тонкой структуры вод в верхнем 30-метровом слое моря.

ГЛАВА 3

Короткопериодные внутренние волны

3.1. Статистические характеристики короткопериодного внутреннего волнения

Короткопериодные внутренние волны по данным учащенных наблюдений

Приведенный во второй главе анализ наблюдений на полигонах показал, что в Белом море в летний период в районах с «бассейновым» типом стратификации в приповерхностном слое наблюдается хорошо развитый сезонный термоклин. Одной из особенностей Белого моря является совпадение положения термоклина, галоклина и пикноклина. Характеристики приповерхностного пикноклина в основном определяются параметрами сезонного термоклина, а изопикнические поверхности практически совпадают с изотермическими. Колебания с приливным периодом хорошо выражены в полях течений, температуры и солёности. Они приводят к значительным колебаниям в глубине залегания термоклина (пикноклина). На фоне этих колебаний отмечались и короткопериодные вариации. Гармонический анализ позволил обнаружить, что в области термоклина (пикноклина) колебания с периодами меньше часа вносят значительный вклад в изменчивость характеристик гидрофизических полей. Данные колебания могут возникать за счет короткопериодных ВВ.

В целом можно рассматривать короткопериодные ВВ как результат передачи энергии от приливных процессов и мезомасштабных движений в область микроструктурного интервала изменчивости. Короткопериодные ВВ, как правило [Кожанов, Сабинин, 1992], относятся к первой моде и собраны в группы. Их периоды обычно составляют десятки минут, длины – от сотен метров до километров. Они характеризуются высокой интенсивностью колебаний, в частности отмечается превышение спектральных уровней экспериментальных данных над модельными оценками [Garrett, Munk, 1972, 1975], для районов открытого океана.

Рассмотрим, соответствуют ли зарегистрированные на полигонах колебания описанным выше представлениям о короткопериодных ВВ. Обратимся для примера к данным наблюдений на полигоне № 1. Работы на нем выполнялись в августе 2010 г. Вертикальное распределение гидрофизических полей в районе исследований имело двухслойную структуру. Минимальные периоды ожидаемых ВВ были около 2 мин (что соответствует $N = 32$ цикл/ч).

По данным наблюдений на буйковых станциях видно (рис. 3.1), что температура независимо от района и глубины испытывает полусуточные вариации, которые

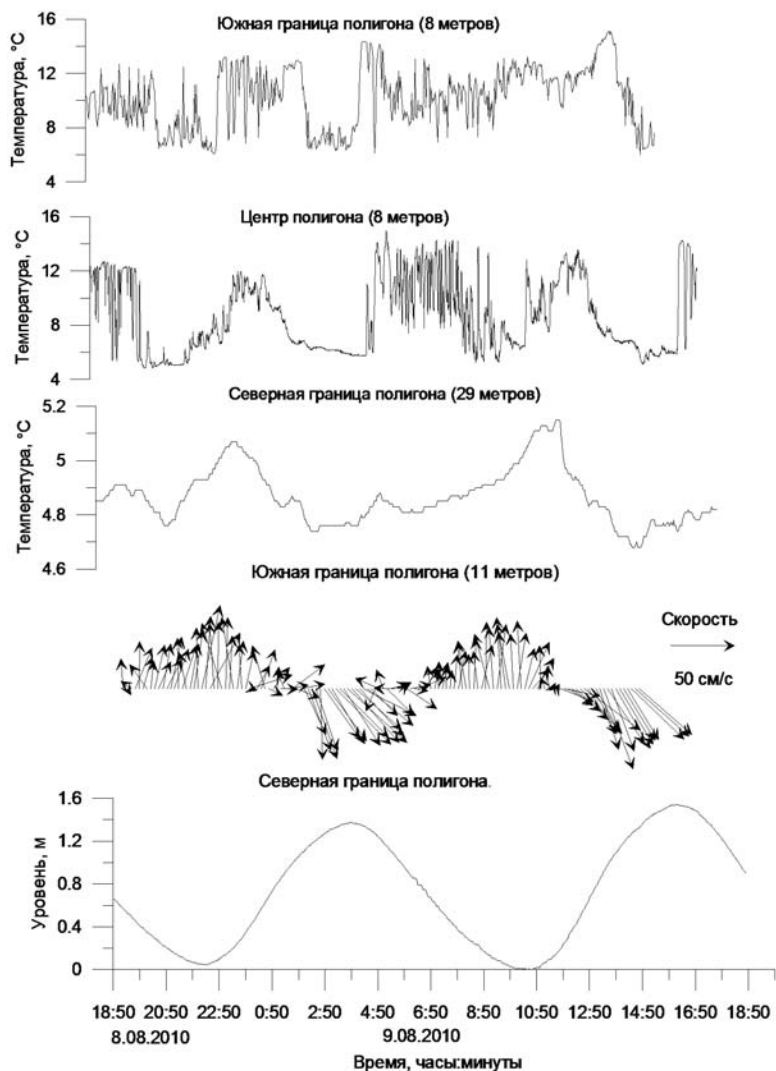


Рис. 3.1. Временная изменчивость температуры по данным наблюдений с 18:50 8 августа до 19:20 9 августа 2010 г. на южной, центральной и северной буйковых станциях, скорости и направления течения на южной буйковой станции, колебания уровня по показаниям датчика давления на северной буйковой станции

имеют несинусоидальную форму. Полная вода в придонной области характеризуется затоком холодных вод, а в области термоклина – резким подъемом последнего к поверхности, причем перестройка его положения происходит резко, менее чем за 10–20 мин. Термоклин на южной станции поднимается более чем на 6 м и становится прижатым к поверхности. Перепад температуры на горизонте наблюдения во время прохождения внутренней волны составил 7.5 °С. Запаздывание фронта волны между станциями 40–50 мин, что позволяет оценить фазовую скорость волны 0.4–0.6 м/с. Внутренняя волна распространяется в том же направлении, что и поверхностная приливная волна, с севера – северо-запада на юг – юго-восток вдоль оси залива. Прохождению ее переднего фронта соответствуют максимальные течения, направленные на юг (рис. 3.1).

В соответствии с целевой установкой исследований характеристики короткопериодных ВВ оценивались по результатам сканирований, а остальные измерения, выполненные на полигонах, использовались для учета фоновых гидрологодинамических условий и определения направлений распространения ВВ.

Описанный характер колебаний, подробно представленный на основе данных сканирования (рис. 3.2), позволяет утверждать, что в районе наблюдается явление внутреннего приливного бора. Бор – это длинная внутренняя волна, испытывающая нелинейные искажения по мере движения по шельфу. Характерный признак бора – практически отвесный передний фронт. Это явление повторяется от одного приливного цикла к другому приливному циклу. Подобные боры наблюдались для других приливных морей [Серебряный, 1990; Серебряный, Шапиро, 2001]. Высота передней «стенки» внутреннего бора по данным сканирования составляет 10–14 м (рис. 3.2, 4, 3.2, 8), что выше модельных оценок максимальных амплитуд приливных ВВ [Май, Фукс, 2005].

При этом характер вертикальной термической структуры вод под действием бора испытывает сильное изменение. До его прохождения можно проследить три слоя (рис. 3.2, 4): поверхностный квазиоднородный слой теплой воды толщиной 10–12 м, под ним располагается слой термоклина толщиной 8–10 м, содержащий тонкоструктурные прослойки, а ниже – однородный слой холодных вод. Прохождение бора приводит к тому, что толщина верхнего квазиоднородного слоя и термоклина сокращается до 5 и 4 м соответственно. При этом термоклин становится очень интенсивным, перепад температур в нем достигает 2 °С/м, тонкоструктурных элементов в нем не наблюдается. Нижний слой холодных вод занимает всю толщу вод с глубины 8–9 м.

Примерно через 2.5 ч после прохождения передней стенки бора скорость течения падает (рис. 3.2), а направление начинает перестройку на 180°, по данным сканирования наблюдается прохождение цуга нелинейных волн (рис. 3.2, 5). Четко выделяются три волны высотой 14–17 м, периодом 10–20 мин, за которыми следует хвост из волн меньшей амплитуды. Головные волны упорядочены по амплитуде, первая из них максимальна. Эту группу волн можно отнести к ИВВ. Они обладают признаками нелинейности, проявляющимися в вертикальной и горизонтальной асимметрии их формы, большим отношением амплитуд волн к глубине залегания пикноклина (>0.1). Их прохождение повторяется в каждом приливном цикле (рис. 3.2, 1, 3.2, 5, 3.2, 9). В это же время на поверхности воды отмечались

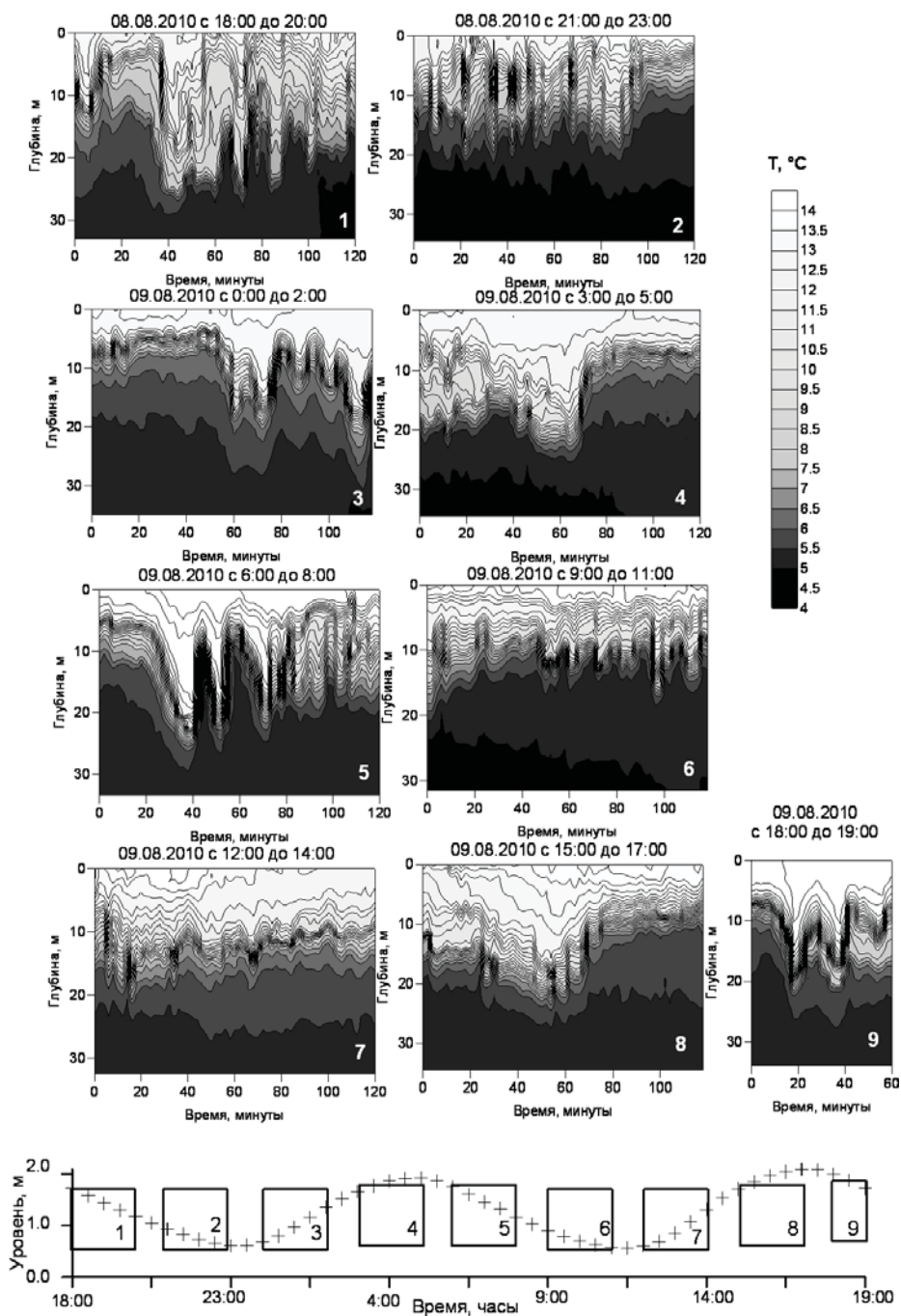


Рис. 3.2. Временная изменчивость температуры по данным сканирования на суточной станции с 18:00 8.08.2010 до 19:00 9.08.2010 на южной границе полигона и колебания уровня по показаниям датчика давления (прямоугольниками с номерами на графике хода уровня показаны периоды сканирования)

четкие сликовые полосы. Некоторое отличие колебаний, приведенных на рис. 3.2, 1, от цуговой структуры объясняется тем, что одна из внутренних волн в пакете претерпела обрушение. Так, около 18:45 8.08.2010 наблюдалось прохождение инверсии температуры через точку наблюдения. Оценки числа Ричардсона показали, что в это время вертикальный сдвиг скорости течения привел к развитию гидродинамической неустойчивости.

В отличие от бора, имеющего сглаженную вершину, эти волны наоборот имеют обостренные гребни. Вторым отличием является их движение в сторону открытого моря. Взаимный корреляционный анализ данных между станциями позволяет оценить их фазовую скорость 0.5–0.7 м/с, что выше, чем у бора.

О механизме происхождения цугов внутренних волн, появляющихся каждый приливный цикл и двигающихся в обратном направлении по сравнению с приливным бором, на основании [Коняев, Сабинин, 1992] можно выдвинуть два предположения. Первое, сразу за полигоном происходит отражение внутренней приливной волны от дна и ее распад. Второе, при смене направления приливного течения распадается заглупление пикноклина, подобное гидравлическому скачку, образующееся при входе в узкую часть пролива Западная Соловецкая салма. Эти предположения основаны на том, что резкое увеличение крутизны дна и сужение пролива наблюдается всего в 4–6 км южнее полигона.

После прохождения пакета ИВВ термоклин опять начинает терять интенсивность и расслаивается. Фаза малой воды характеризуется увеличением толщины верхнего квазиоднородного слоя и термоклина (рис. 3.2, 2, 3.2, 4, 3.2, 7, 3.2, 8). При этом в слое термоклина иногда проявляются волны периодом 10–16 мин амплитудой 2–5 м, обладающие нелинейными признаками. Взаимный корреляционный анализ записей показал, что они распространяются от банки в разных направлениях, однако на южной границе полигона они прослеживаются лучше, так как их амплитуды выше; вероятно, это связано с тем, что они движутся против течения.

Некоторого пояснения требуют результаты наблюдений, выполненные с 0:00 до 2:00 9.08.2010 (рис. 3.2, 3). В это время наблюдалось прижатие термоклина к поверхности и прохождение интенсивных внутренних волн высотой около 10 м. В этот же период были отмечены самые сильные течения, направленные на юг. Скорее всего, интенсификация течений была связана с прохождением атмосферного фронта над районом работ. Когда ветровые и приливные течения совпадали по направлению, наблюдался подъем термоклина, а перестройка поля приливных течений привела к образованию группы короткопериодных внутренних волн, «сидящих» на гребне более длинной волны. Вероятно, с этим же процессом наложения дрейфового течения на приливное связано увеличение вертикальных градиентов скорости и развитие гидродинамической неустойчивости, которая (рис. 3.2, 1) привела к обрушению первой и второй волн в группе ИВВ.

Как видно из анализа результатов наблюдений, в ходе каждого приливного цикла в районе полигона № 1 наблюдалось не менее 10 значительных внутренних волн, высота которых сопоставима с глубиной залегания пикноклина. За каждый приливный цикл наблюдалось 4 или 5 волн, которые можно с уверенностью отнести к ИВВ [Сабинин, Серебряный, 2007]. Наблюдаемые короткопериодные ВВ

можно отнести к первой моде, и самые интенсивные из них (по высоте) распространялись в виде пакетов с максимальной лидирующей волной в цуге.

Изменчивость фонового спектра по данным натурных наблюдений в различных районах моря

Описанные результаты наблюдений, как и многочисленные другие исследования [Морозов, Марченко 2012; Серебрянный, Иванов, 2013], показывают, что основными источниками генерации короткопериодных ВВ являются приливные взаимодействия и влияние ветра. Считается, что эти факторы приводят к возникновению ВВ приливного и инерционного периодов, от которых при передаче энергии в высокочастотный диапазон возникают короткопериодные волны. В диапазоне короткопериодных волн эти колебания неплохо согласуются с моделью Гарретта–Манка [Garrett, Munk, 1972].

Согласно модели, частотный спектр (S) вертикальных смещений ζ во внутренних волнах имеет вид

$$S_{\zeta} = CN^{-1}(z)f_i f^{-3} \sqrt{f^2 + f_i^2}, \quad (3.1)$$

где $C = 204 \text{ м}^2\text{ч}^{-1}$; $N(z)$ – локальная частота Вайсяля; f_i – инерционная частота; f – частота колебаний.

Сопоставление измеренных ранее в других районах океана частотных спектров колебаний со спектром Гарретта–Манка [Сабинин, Серебрянный, 2007] показало, что предсказываемая моделью фоновая скорость убывания спектра с частотой согласуется с наблюдаемой. При этом интенсивность короткопериодных колебаний термоклина может на порядок превосходить уровень модельных спектров. Результаты же обработки наблюдений в Арктическом бассейне показывают совпадение [Морозов, Марченко, 2012] или существенное занижение [Писарев, 1996] фоновой части наблюдаемого спектра ВВ по сравнению с оценкой по модели Гарретта–Манка. Неясно, будет ли наблюдаться совпадение с модельным спектром, разработанным для океана, в арктическом мелком море.

В этой связи представляет интерес сопоставление обобщающего фонового спектра Гарретта–Манка и экспериментальных частотных спектров для Белого моря, которое ранее не выполнялось. Для проверки универсальности волнового поля в Белом море предложено было провести его по данным измерений, максимально разнесенных по пространству и минимально – по времени. Для данной цели наиболее удачно подходили данные наблюдений 2012 г., когда экспедиционные исследования выполнялись в двух районах моря: южном, включающем проливы Западная и Восточная Соловецкие салмы, южную часть Бассейна (полигоны № 1–4), и северном, охватывающем границу Бассейна и Горла и Двинского залива (полигоны № 5, 7). Указанные районы (см. рис. 1.12) были определены на подготовительном этапе по результатам обработки радиолокационных изображений ENVISAT ASAR. В этих регионах зарегистрировано максимальное количество поверхностных проявлений пакетов короткопериодных ВВ с июня по август 2010 г.

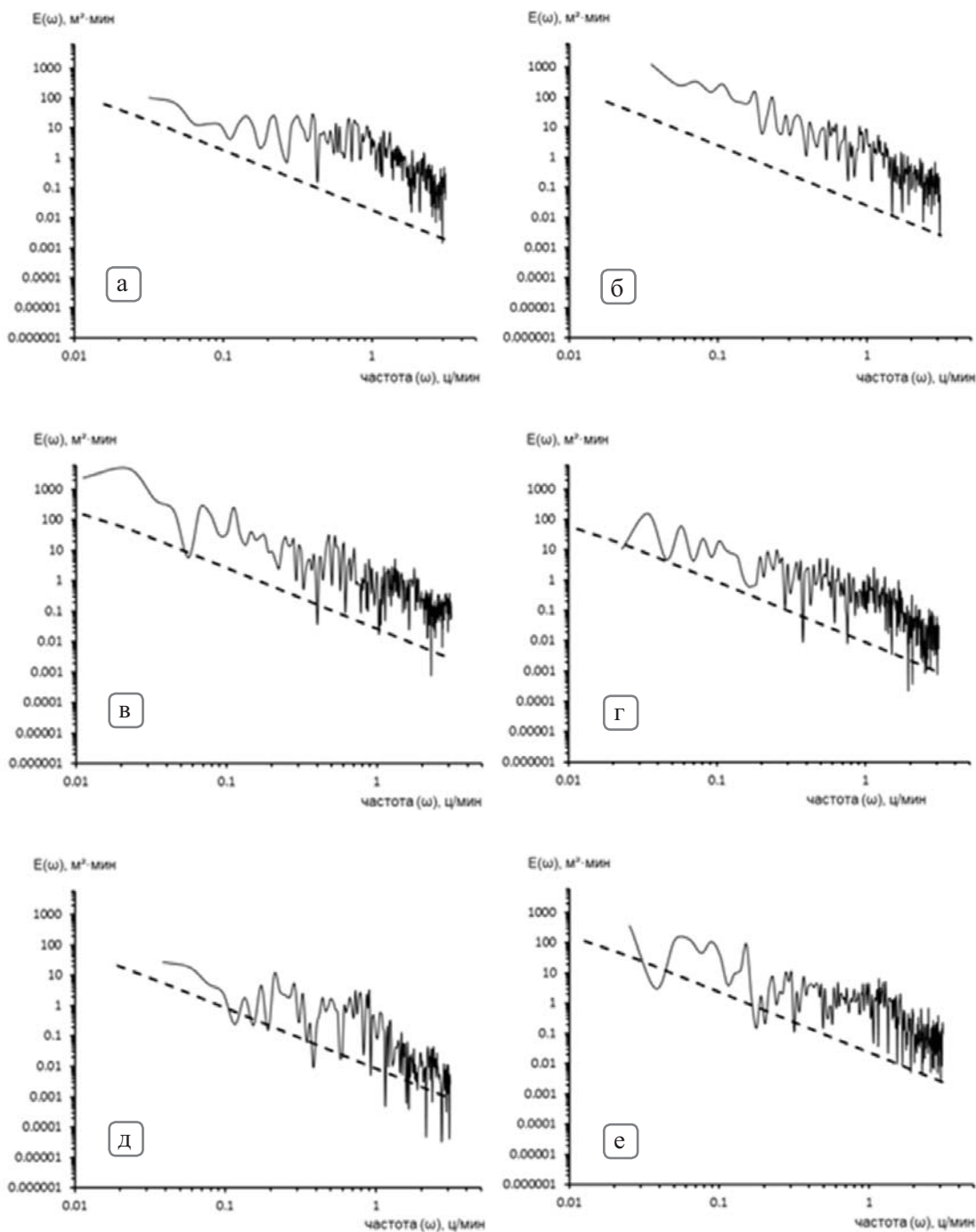


Рис. 3.3. Временные спектры вертикальных смещений термоклина (пикноклина) по данным на полигоне № 1 (а), № 2 (б), № 3 (в), № 4 (г), № 5 (д), № 7(е) в 2012 г. Спектры, построенные по данным измерений, обозначены сплошной линией. Пунктиром показан спектр Гарретта–Манка

На всех полигонах термоклин совпадал с пикноклином. Термоклин испытывал быстрые смещения по вертикали вследствие прохождения по нему ВВ. Здесь эти панорамные картины не приведены. Представления о характере колебаний термоклин на разных участках акватории Белого моря можно получить из рис. 2.1, 2.4, 2.6, 2.8, 3.2. По данным сканирований определялась глубина залегания термоклина. Полученные вариации положения термоклина во времени позволили выполнить оценки спектров вертикальных смещений во времени, которые сопоставлялись со спектром Гарретта–Манка (рис. 3.3). Расчет модельного спектра проводился исходя из средних значений за приливный цикл частоты плавучести и данных о географической широте полигона.

Из рис. 3.3 видно, что во всех рассматриваемых районах Белого моря спектры короткопериодных ВВ превосходят модельный спектр, а по закону спадания совпадают с ним. При этом максимальное превышение над модельным спектром наблюдается на полигоне № 2 (рис. 3.3, б), расположенном в Восточной Соловецкой салме вблизи неровности дна рядом с фронтом приливного перемешивания. Ближе всего к модельному спектру результаты наблюдений на полигоне № 5 (рис. 3.3, д).

Короткопериодные внутренние волны: сравнительный анализ наблюдений в различных районах

Для получения статистических характеристик о высотах и периодах ВВ по данным сканирования определялась глубина залегания термоклина. Полученные вариации положения термоклина во времени позволили оценить высоту и период каждой из проходящих через полигон внутренних волн. По этой методике каждая волна выделяется на основании изменения положения характерной поверхности во времени. При этом оценивается высота волны как средняя величина между глубиной залегания переднего и заднего ее склонов и период каждой волны как временной интервал между соседними минимумами залегания изотермы. В качестве характерной поверхности выбирается изотерма, соответствующая среднему положению термоклина. При выделении внутренних волн рассматриваются колебания термоклина с периодами более 1–4 мин (в зависимости от глубины места на полигоне и возможностей сканирования) и высотой более 1 м. Статистическое обобщение их характеристик позволяет вычислить повторяемость и обеспеченность волн различной высоты и периода в различных по гидрологическим условиям районах Белого моря.

В качестве примера существенного различия гидрологических условий в районах полигонов приведено распределение частоты плавучести N по вертикали, осредненное за приливный период (рис. 3.4) по данным наблюдений в 2008–2011 гг. Отметим, что особенности вертикальной структуры вод на полигонах (№ 1, 10, 11) и ее изменчивость в ходе приливного цикла были подробно рассмотрены в параграфе 2.1 данной работы.

На полигоне № 10 в Бассейне (рис. 3.4, а) локальные максимумы N отмечались у поверхности в слое до 5 м, в середине водной толщи – в слое 15–30 м и слое около 40 м.

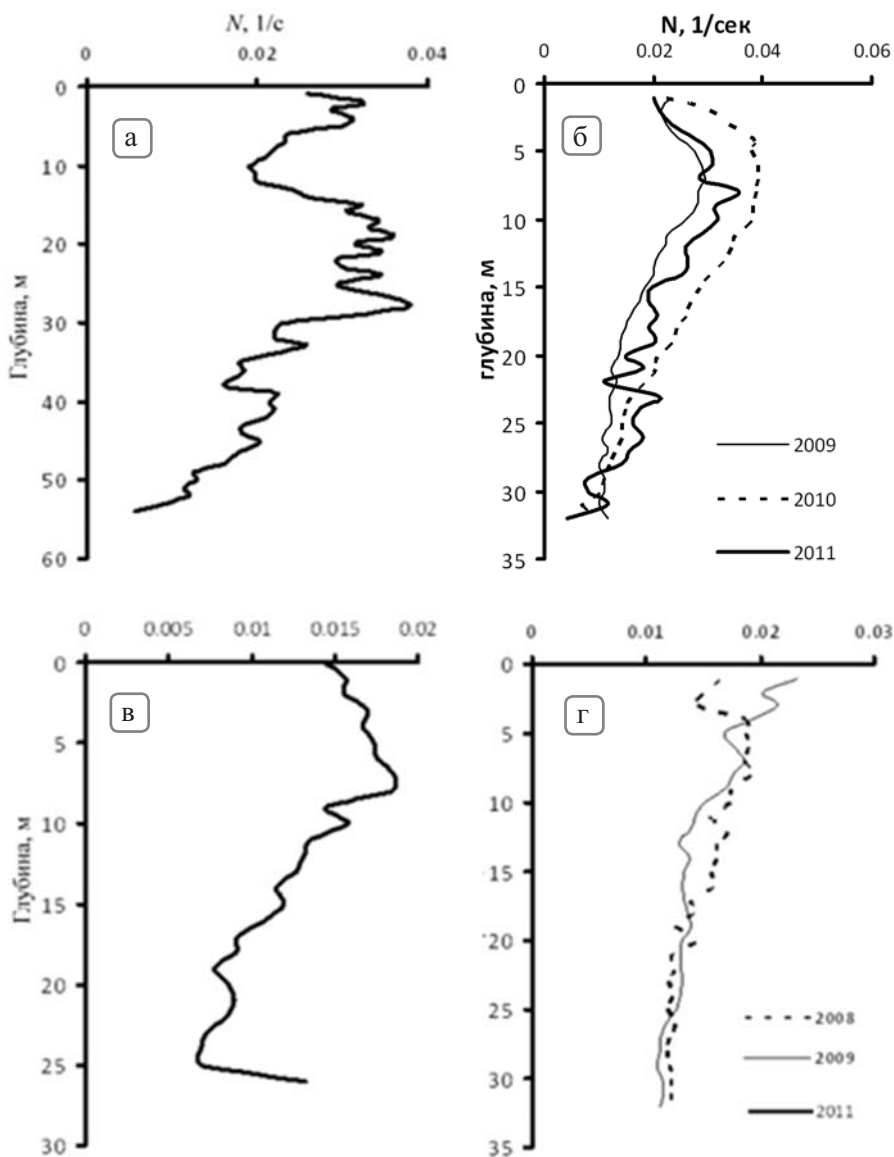


Рис. 3.4. Профили частоты плавучести, осредненные за приливный цикл по данным наблюдения на полигонах № 10 (а), № 1 (б), № 11 (в), № 9 (г)

На полигоне № 2 (рис. 3.4, б) максимум градиента плотности наблюдался на глубине около 10 м, а сама интенсивность вертикального градиента значительно варьировала год от года. Резкий пикноклин (до 0.16 у.е./м) был отмечен по данным наблюдений, выполненных в августе аномально жаркого 2010 г., а наименее интенсивный скачок (до 0.08 у.е./м) зарегистрирован в конце июня 2009 г. Интенсивность слоя скачка плотности в июле 2011 г. имела промежуточное значение. Тол-

щина слоя скачка во все годы составляла 5–7 м. Общие тенденции изменчивости $N(z)$ с глубиной во все годы сохранялись.

Полигон № 11 находился на границе пролива Западная Соловецкая салма и Онежского залива, в области с близким к «горловскому» типу распределением вод по вертикали. Максимум $N(z)$ находился в слое 7–8 м и не превышал значения 0.019 1/с (рис. 3.4, *в*). Наличие локального максимума частоты плавучести в придонной области связано с затоком вод из Бассейна во время прилива.

Полигон № 9 находился южнее Соловецких островов в Онежском заливе Белого моря в районе с резкими изменениями глубины дна. Наблюдения за характеристиками ВВ выполнялись в июле 2008 г., июне 2009 г. в близко расположенных точках со средней глубиной около 45 м. Данный район был выбран как типичный глубоководный участок Онежского залива. Вертикальная структура вод характеризовалась слабовыраженной стратификацией. Верхний слой прогретых (10.5–8.5 °С в 2008 г., 7.5–5.5 °С в 2009 г.) и распресненных (25.8–26.2‰ в 2008 и 2009 гг.) вод простирался до глубины 5–15 м. Ниже до дна наблюдались холодные (около 7 °С в 2008 г., 4.0–4.5 °С в 2009 г.), чуть более солоноватые (около 26.4 ‰ в 2008 г., 26.6–26.7 ‰ в 2009 г.) практически однородные по вертикали воды. Распределение частоты плавучести для данного полигона в 2008 и 2009 гг. приведено на рис. 3.4, *з*. Как и на полигоне № 11, за исключением поверхностного слоя, частота Вайсяля–Брента находилась в пределах 0.01–0.015 1/с.

Наличие относительно плавно меняющейся стратификации позволяет предположить присутствие в наблюдаемых волнах не только первой моды колебаний. Для выяснения этого вопроса и отбраковки неволновых колебаний слоя скачка были считаны дисперсионные кривые и проведено их сопоставление с экспериментально полученными параметрами ВВ. Расчет дисперсионных кривых выполнялся на основании решения волнового уравнения, приведенного в работе [Практикум..., 1992]. Исходными данными являлись значения наблюдаемой по данным измерений частоты плавучести при условии ее постоянства по глубине. Экспериментальные данные ВВ (частота ω и высота h) получены по описанной в начале раздела методике. По результатам расчетов данные о ВВ отбраковывались, если при $\omega/N > 1$ они значительно отклонялись от кривой, соответствующей первой моде колебаний. Расчеты выполнялись для каждой непрерывной серии сканирования.

На рис. 3.5 в качестве примера представлены дисперсионные соотношения для первых двух волновых мод, полученные для полигона № 1 в 20.07.2011 г. Точками на рисунке отмечены экспериментальные оценки дисперсионного соотношения $\omega = \omega(k)$, где ω – частота волны в пикноклине, которая рассчитывалась на основе предварительного визирования глубин залегания изотермы на каждый момент времени по трем точкам волны: гребень, ложбины переднего и заднего склона. На рисунке видно, что все точки легли вблизи кривой первой моды. Для приведенных на рис. 3.4, *б* значений N характерное значение для отбраковки неволновых колебаний составляет по периодам колебаний 2.8 мин и менее. Для первой моды колебаний эти процессы с масштабом менее 50 м. Подобных волн в данном эксперименте не наблюдалось. Соответственно все снятые колебания термоклина (пикноклина) не требуют выбраковки и соответствуют ВВ, принадлежащим к первой моде.

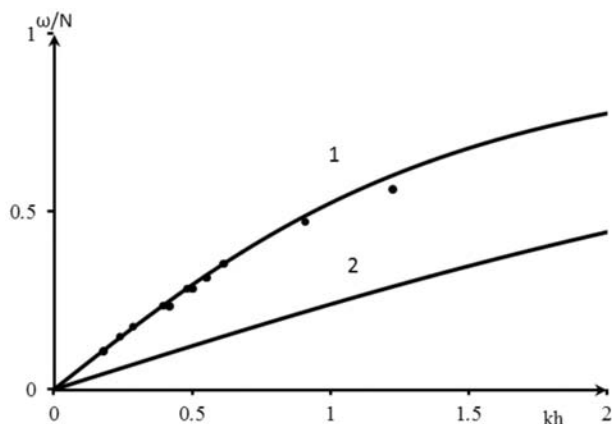


Рис. 3.5. Дисперсионные кривые для первой (1) и второй (2) мод внутренних волн в случае постоянного профиля плотности (линии) и экспериментальные оценки дисперсионного соотношения (точки), построенные по данным наблюдений на полигоне № 1 в июле 2011 г.

Таблица 3.1

Повторяемость высот и периодов короткопериодных внутренних волн по данным сканирования на полигоне № 10

Интервал высот ВВ		Средняя высота в интервале, м	Повторяемость	
от	до		случаев	%
1.0	2.0	1.3	12	80.0
2.0	3.0	2.5	1	6.7
3.0	4.0	3.3	2	13.3
Всего			15	100.0

Интервал периодов ВВ		Среднее значение периода в интервале, мин	Повторяемость	
от	до		случаев	%
6.0	18.3	12.4	7	46.7
18.3	30.6	22.7	4	26.7
30.6	42.9	0.0	0	0.0
42.9	55.1	45.0	2	13.3
55.1	67.4	58.0	1	6.7
67.4	79.7	68.0	1	6.7
Всего			15	100

Характеристики короткопериодного внутреннего волнения в области термоклина по данным сканирования на полигоне № 10 представлены в табл. 3.1. В ходе каждого приливного цикла в районе полигона регистрировалось всего 1–2

волны высотой >2 м. Средняя высота внутренних волн составляла 1.7 м, а длительность колебаний (в дальнейшем – период ВВ) 23 мин. Так как при анализе положения термоклина определялись характеристики каждой волны отдельно, то была оценена временная перемежаемость внутреннего волнения как отношение времени существования короткопериодных колебаний высотой более 1 м к общему времени наблюдения (усреднено по нескольким полусуточным периодам). Оценка составила 14 %. Хорошо выраженных повторяющихся цуговых систем не наблюдалось.

Результаты наблюдений на полигоне № 1 на границе Бассейна и пролива Западная Соловецкая салма охватывали более 7 приливных циклов (за три года наблюдений) при общем времени сканирования 56 ч 35 мин. Представления о статистических характеристиках высот и периодов внутренних волн можно получить из табл. 3.2.

Таблица 3.2

Повторяемость высот и периодов короткопериодных внутренних волн по данным сканирования на полигоне № 1

Интервал высот ВВ		Средняя высота в интервале, м	Повторяемость	
от	до		случаев	%
1.0	2.0	1.5	39	16.7
2.0	3.0	2.5	54	23.1
3.0	4.0	3.5	48	20.5
4.0	5.0	4.5	32	13.7
5.0	6.0	5.4	19	8.1
6.0	7.0	6.5	11	4.7
7.0	8.0	7.6	11	4.7
8.0	9.0	8.4	4	1.7
9.0	10.0	9.4	2	0.9
10.0	11.0	10.3	2	0.9
11.0	12.0	11.7	3	1.3
12.0	13.0	12.4	2	0.9
13.0	14.0	13.7	5	2.1
14.0	15.0	14.2	1	0.4
15.0	16.0	0.0	0	0.0
16.0	17.0	0.0	0	0.0
17.0	18.0	17.9	1	0.4
Всего			234	100.0

Продолжение табл. 3.2

Интервал периодов ВВ		Среднее значение периода в интервале, мин	Повторяемость	
от	до		случаев	%
3.0	13.1	8.5	168	70.3
13.1	23.2	17.0	46	19.2
23.2	33.3	28.7	8	3.3
33.3	43.3	36.3	9	3.8
43.3	53.4	47.0	2	0.8
53.4	63.5	56.0	2	0.8
Всего			234	100.0

Таблица 3.3

Повторяемость высот и периодов короткопериодных внутренних волн по данным сканирования на полигоне № 3

Интервал высот ВВ		Средняя высота в интервале, м	Повторяемость	
от	до		случаев	%
1.0	2.0	1.3	18	64.2
2.0	3.0	2.2	8	28.7
3.0	4.0	3.4	2	7.1
Всего			28	100.0

Интервал периодов ВВ		Среднее значение периода в интервале, мин	Повторяемость	
от	до		случаев	%
4	6	5.4	9	32.1
6	8	7.5	11	39.3
8	10	9.3	4	14.3
10	12	12	1	3.6
12	14	0	0	0.0
14	16	15.7	3	10.7
Всего			28	100.0

В районе преобладает внутреннее волнение высотой от 2 до 5 м. Средняя высота внутренних волн составляла 4.3 м, а период – 14 мин. Перемежаемость достигла

50 %. Наиболее повторяющаяся высота волн 2.8 м, период – 10 мин. Каждые 12 ч наблюдений регистрировались 2–3 волны высотой более 10 м. Внутренняя волна максимальной амплитуды 17.9 м зарегистрирована в 2010 г. Стоит отметить, что высота волны достигала почти половины глубины места наблюдения. Каждый приливный цикл волны M_2 наблюдалось 4 или 6 волн, высота которых сопоставима с глубиной залегания пикноклина. Эти волны можно уверенно отнести к ИВВ. Каждый отлив в районе наблюдались повторяющиеся цуговые системы из 3–4 волн. Интенсивность внутреннего волнения в данном районе существенно выше, чем на полигоне № 10. Так, за приливный цикл регистрировалось не менее семи ВВ, по амплитуде превышающих любую из отмеченных в районе термоклина в области Бассейна.

Основной особенностью внутреннего волнения в данной мелководной зоне с двухслойной стратификацией можно считать его чрезвычайную интенсивность и наличие двух возникающих 2 раза в сутки систем волн: приливного бора и пакета интенсивных короткопериодных внутренних волн.

В узкой части пролива Западная Соловецкая салма на полигоне № 11 в период прилива наблюдается заток более холодных и соленых вод в придонном слое через порог пролива. В результате возникает двухслойная структура вод, наблюдаются короткопериодные ВВ. Периоды этих волн преимущественно составляют 5–10 мин и часто имеют выраженную цуговую структуру. Эти колебания «сидят» на гребне приливного затока вод. Средняя высота внутренних волн в проливе составляет 1.7 м, период 6 мин, перемежаемость 10 %. Наиболее повторяющаяся высота волн 1.1 м, период 5 мин. Внутренние волны отмечаются только в прилив и распространяются пакетами по 3–5 волн. Из табл. 3.3 видно, что на полигоне наблюдаются преимущественно короткопериодные колебания с амплитудами до 1 м и периодами до 10 мин.

В глубокой части Онежского залива на полигоне № 9 измерения выполнялись в течение четырех приливных циклов волны M_2 . Общее время сканирования составило 18 ч 49 мин. Максимальная из зарегистрированных на полигоне волн имела высоту 14.7 м. Средняя высота внутренних волн составила 3.7 м, период 13 мин, перемежаемость 22 %. Наиболее повторяющаяся высота волн была 2.8 м, период – 8 мин. Представления о повторяемости характеристик высот и периодов внутренних волн можно получить из табл. 3.4. Из таблицы видно, что более двух третей волн имеют высоту от 1 до 4 м и периоды от 5 до 25 мин. Однако один раз за приливный цикл волны M_2 отмечается хотя бы одна волна высотой более 8 м. На фоне относительно медленных вертикальных движений термоклина, временные масштабы которых измеряются в часах, отмечаются цуги и отдельные внутренние волны, появление которых связано с фазой приливного цикла.

Обобщая результаты работ на данных полигонах, можно сделать следующие выводы: в глубоководной части шельфа Бассейна Белого моря наиболее интенсивное внутреннее волнение имеет полусуточный период; в мелководной части шельфа Бассейна наблюдается самое интенсивное внутреннее волнение. ИВВ наблюдаются каждый приливный цикл; их высота значительно превышает толщину верхнего однородного слоя и достигает 14–17 м; длительность колебаний лежит в диапазоне 10–20 мин; в узкой части Западной Соловецкой салмы в отлив наблюдается полная однородность вод, а в прилив – заток холодных вод в придонном слое,

на гребне которого отмечаются короткопериодные внутренние волны высотой до 2–3 м и длительностью колебаний 5–10 мин; в Онежском заливе на фоне хорошо выраженных полусуточных вариаций термоклина эпизодически появляются одиночные ИВВ.

Таблица 3.4

Повторяемость высот и периодов короткопериодных внутренних волн по данным сканирования на полигоне № 9

Интервал высот ВВ		Средняя высота в интервале, м	Повторяемость	
от	до		случаев	%
1.0	2.0	1.6	20	27.0
2.0	3.0	2.5	21	28.4
3.0	4.0	3.4	11	14.9
4.0	5.0	4.4	6	8.1
5.0	6.0	5.5	6	8.1
6.0	7.0	6.2	2	2.7
7.0	8.0	7.8	2	2.7
8.0	9.0	8.2	3	4.1
9.0	10.0	9.3	1	1.4
10.0	11.0	0.0	0	0.0
11.0	12.0	0.0	0	0.0
12.0	13.0	0.0	0	0.0
13.0	14.0	0.0	0	0.0
14.0	15.0	14.7	2	2.7
Всего			74	100.0

Интервал периодов ВВ		Среднее значение периода в интервале, мин	Повторяемость	
от	до		случаев	%
4.0	10.9	7.3	35	46.7
10.9	17.8	13.6	24	32.0
17.8	24.7	20.8	11	14.7
24.7	31.6	26.5	2	2.7
31.6	38.4	34.0	1	1.3
38.4	45.3	39.0	1	1.3
Всего			74	100.0

Представления о статистических характеристиках короткопериодных ВВ, зарегистрированных контактными методами по всем полигонам, можно получить из табл. 3.5. Видно широкое распространение КВВ на акватории моря. В отдельных районах (полигоны № 1, 2, 3, 7, 9) постоянно отмечаются волны, близкие по своим характеристикам к ИВВ. В районе полигона № 1, располагавшегося вблизи пролива и фронтальной зоны, за 5 лет наблюдений (2009–2014 гг.) наибольшую повторяемость имели ВВ высотой от 3 до 5 м и периодом 12–17 мин. Средняя высота ВВ составляла 4.3 м, а период – 14 мин. Перемежаемость около 50 %. В ходе каждого приливного цикла в районе полигона наблюдалось не менее 2–3 волн, которые можно отнести к ИВВ. На полигонах № 4, 5, 10, 12, располагавшихся в районах Бассейна вдалеке от фронтальных зон и неровностей дна, КВВ были весьма

Таблица 3.5

Пространственная и межгодовая (на примере полигона № 1) изменчивость статистических характеристик ВВ, зарегистрированных по данным контактных наблюдений в Белом море в 2009–2014 гг.

Полигон, год	Число КВВ за цикл M_2 , шт.	Число КВВ за цикл M_2 высотой >5 м, шт.	Период КВВ: средний (мин.–макс.), мин	Высота КВВ: средняя (мин.–макс.), м
№ 1, 2009	33	5	11 (3–36)	3.1 (1–7.8)
№ 1, 2010	46	13	18 (4–72)	5.6 (1–17.9)
№ 1, 2011	40	5	12 (3–32)	3.7 (1–13.9)
№ 1, 2012	57	3	7 (4–34)	2.2 (1–7.7)
№ 1, 2013	48	1	12 (3–36)	2.2 (1–7.6)
№ 2, 2012	81	3	7 (3–25)	2.6 (1–9)
№ 3, 2012	68	5	9 (3–24)	2.5 (1–8.3)
№ 3, 2014	36	8	14 (3–30)	4.5 (1–15)
№ 4, 2012	12	0	8 (4–26)	1.5 (1–3)
№ 5, 2012	12	0	9 (5–21)	1.8 (1–4.9)
№ 6, 2012	0	0	–	–
№ 7, 2012	57	2	13 (3–42)	2.5 (1–7.6)
№ 8, 2012	11	0	8 (4–23)	1.6 (1–3.5)
№ 9, 2009	25	5	14 (4–58)	3.9 (1–14.7)
№ 10, 2011	12	0	25 (6–68)	1.6 (1–3.3)
№ 11, 2011	26	0	6 (2–20)	1.7 (1–4.9)
№ 12, 2013	3	0	30 (18–41)	1.2 (1–1.8)
№ 13, 2014	21	4	16 (6–32)	1.8 (1–7.0)
№ 14, 2014	7	0	26 (18–56)	1(1)

редким явлением, а ВВ экстремальных высот там вообще не отмечались. На полигоне № 6, находившемся в зоне залива однородных по вертикали вод «горловского» типа (Гидрометеорология..., 1991), ВВ не отмечались.

Резюмируя данные контактных наблюдений, можно сделать следующие выводы: на всех исследуемых полигонах поле внутренних волн состоит из двух основных компонентов – волн приливных периодов и короткопериодных ВВ; во всех рассматриваемых районах Белого моря спектры короткопериодных ВВ превосходят модельный спектр Гарретта–Манка, по закону спадаения совпадают с ним. В глубокой части моря наиболее интенсивные ВВ имеют полусуточный период и отмечаются в слое придонных вод, а короткопериодные ВВ в термоклине отмечаются эпизодически; на неглубоких (40–50 м) участках шельфа с выраженной двухслойной структурой вод преобладает короткопериодное волнение, проявляющееся в определенные фазы приливного цикла (преимущественно в прилив); на участках шельфа вблизи фронтальных зон ИВВ фиксируются каждый приливный цикл; их высота сопоставима с толщиной верхнего однородного слоя.

3.2. Пространственное распределение короткопериодного внутреннего волнения по акватории Белого моря

Оперативный спутниковый эксперимент

Проводимые в рамках судовой части мониторинга наблюдения в Белом море выполнялись непродолжительное время и охватывали весьма ограниченные акватории. Четкое же представление о том, насколько короткопериодные ВВ распространены по площади акватории Белого моря позволяет дать использование дистанционных методов.

Использование спутниковых методов для изучения процессов генерации, распространения и диссипации внутренних волн различного происхождения получило в последние годы широкое распространение [Сабинин, Серебряный, 2007; Бондур и др., 2008; Лаврова и др., 2011; Liu et al., 1998; Дубина, Митник, 2007]. Большое количество публикаций посвящено анализу проявлений (сигнатур) на поверхности моря, которые возникают при трансформации и распаде длинных внутренних приливных волн в акваториях, где баротропный прилив взаимодействует с топографией при наличии плотностных неоднородностей. Как правило, эта трансформация сопровождается возникновением солитонов и пакетов более коротких волн, которые могут наблюдаться в спутниковых снимках в виде квазипараллельных структур дугообразной формы, распространяющихся из очагов генерации ВВ [Бондур и др., 2008; Серебряный, 2012а, 2012б]. Однако интерпретация поверхностных проявлений ВВ в районах со сложной топографией и взаимодействием различных физических процессов часто бывает затруднительной, и для анализа процессов, протекающих внутри водной толщи, требуется привлечение данных

контактных измерений. Наиболее часто поверхностные проявления ВВ в спутниковых РЛ-изображениях отображаются в виде чередующихся светлых и темных полос [Arel et al., 1975]. На поверхности моря в этот момент исследователь может наблюдать полосы ряби, толчеи или сулоя, чередующиеся с выглаженными участками поверхности или сликами.

Для Белого моря подобные поверхностные явления отмечались часто [Федоров, Гинзбург, 1986], но ранее они связывались с взаимодействием разнонаправленных течений или приливного течения с неровностями дна, а также с фронтами различного происхождения [Серебряный, 2012б]. Поэтому формирование представления об особенностях проявлений короткопериодных ВВ на акватории Белого моря по результатам обработки РЛ-изображений возможно только после прямого сопоставления данных судовых и дистанционных наблюдений. По данным только РЛ-изображений нельзя получить сведения об амплитудах и периодах ВВ, и соответственно неизвестно, какие ВВ находят свое отражение в спутниковых данных.

Для расширения существующих представлений о характеристиках короткопериодных ВВ в Белом море летом 2012 г. был выполнен комплексный эксперимент [Зимин и др., 2012в]. Он проводился на границе Горла и Бассейна и включал одновременные судовые и спутниковые наблюдения. Основные задачи работы заключались в описании по данным контактных измерений характеристик короткопериодных внутренних волн в течение приливного цикла, соответствующего гармонике M_2 (период $T \approx 12.42$ ч), а также в оценке пространственно-временной изменчивости характеристик ВВ на основе спутниковых снимков радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА), получаемых в оперативном режиме, и в сопоставлении результатов разнородных наблюдений.

Экспедиционные работы в районе границы Горла и Бассейна Белого моря выполнялись с борта НИС «Эколог» в период с 29 июля по 1 августа 2012 г. Они включали измерения на двух гидрологических разрезах и полигоне (рис. 3.6). Разрез от Терского берега к Зимнему берегу на рис. 3.6 обозначен кружками. Он выполнялся дважды. Разрез вдоль Зимнего берега обозначен звездочками. Гидрологические станции на полигоне обозначены треугольниками. Исследования на полигоне проводились с 31 июля по 1 августа 2012 г., а его местоположение выбиралось по результатам экспресс-анализа данных, полученных в предшествующие дни со спутника Radarsat-1. Измерения на полигоне выполнялись по оригинальной методике, изложенной в разд. 1.3 данной работы. Они включали мелкомасштабную океанографическую съемку и постановку полигона из буйковых станций. Станции располагались в виде треугольника, вытянутого с севера на юг, ближе всего к центру полигона находилась станция (заякоренное судно) с координатами $65^{\circ}30'$ с.ш. и $39^{\circ}25'$ в.д.; расстояние от нее до южной станции составляло 1.8 км, а до северной – 2.3 км. Продолжительность наблюдений была около суток, что позволяло охватить два приливных цикла гармонике M_2 . Гидрометеорологические условия во время выполнения работ на полигоне характеризовались слабым ветром 2–7 м/с переменного направления и волнением моря до 1 балла.

При выделении ВВ рассматривались колебания с периодами более 3 мин и высотой более 1 м. Статистическое обобщение их характеристик позволило вычис-

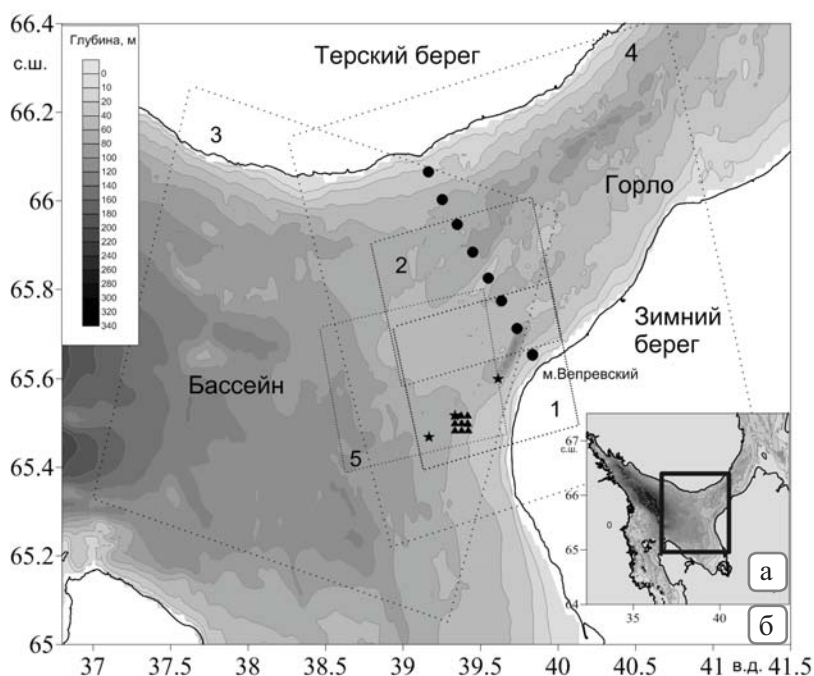


Рис. 3.6. Карта Белого моря (а) и схема района работ, совмещенная с картой глубин (б). Рамками обозначено положение РЛ-снимков, полученных в разные моменты времени: 1 и 2 – снимки от 29.07.2012 18:45 мск (RADARSAT-2), 3 – 31.07.2012 18:35 мск (RADARSAT-1), 4 – 01.08.2012 08:14 мск (RADARSAT-1), 5 – 01.08.2012 18:58 мск (RADARSAT-2). Кружки, звездочки и треугольники обозначают точки гидрологических станций (см. пояснения в тексте)

лить повторяемость и обеспеченность волн различных высот и периодов в ходе приливного цикла.

Для эксперимента использованы РСА снимки со спутников RADARSAT-1, 2, полученные в оперативном режиме. Всего их было заказано 13.

Обработка, анализ и визуализация спутниковых данных осуществлялись с использованием программного обеспечения ESA BEAM, CLS SARTool и MATLAB. Процедура анализа РСА-изображений проводилась в два этапа. На первом этапе РСА-изображения подвергались низкочастотной фильтрации, т.е. исключались пространственные вариации поля РЛ-сигнала на масштабах, существенно больших длины ВВ. После этой процедуры проявления пакетов ВВ на РСА-изображениях становились «визуально» очевидными, и далее они каптировались и подвергались количественному анализу. Определялись следующие характеристики ВВ: длина волнового пакета, количество волн в пакете, максимальная и минимальная длины волн в пакете, длина гребня лидирующей волны и направление их распространения. Для анализа были отобраны 5 снимков, которые совпадали со временем проведения экспедиционных работ в данном районе.

Район проведения эксперимента расположен вблизи границы двух типов вертикальной структуры вод Белого моря: квазиоднородной («горловской») и стра-

тифицированной («бассейновой») [Гидрометеорология..., 1991]. Принято считать, что граница, разделяющая эти воды – структурный фронт, располагается поперек Горла [Фукс, Колдунов, 2010; Пантюлин, 2012]. На разрезе, выполненном от Терского берега к Зимнему берегу (см. рис. 3.6), положение этой фронтальной зоны, пересекающей южную часть Горла под углом к оси пролива, хорошо прослеживается по данным измерений как в поле температуры, так и в поле солёности. Разрез поля температуры представлен на рис. 3.7, *а, б*. Фронт разделяет высокосолёные (28.1 ‰) и умеренно теплые (7,5 °С) слабостратифицированные воды, поступающие из Баренцева моря, и стратифицированные воды северной части Бассейна с изменяющейся по вертикали температурой (от 13.5 до 2 °С) и солёностью (от 25.3 до 27.5 ‰). Фронтальная зона, где изотермы и изогалины выходят на поверхность и упираются в дно, на разрезах располагалась ближе к Терскому берегу (в 10–5 милях от него).

Отметим, что воды Двинского течения, распространяющиеся по поверхности, хорошо видны как в РЛ-изображении (рис. 3.8, *а*), где отчетливо проявилась грани-

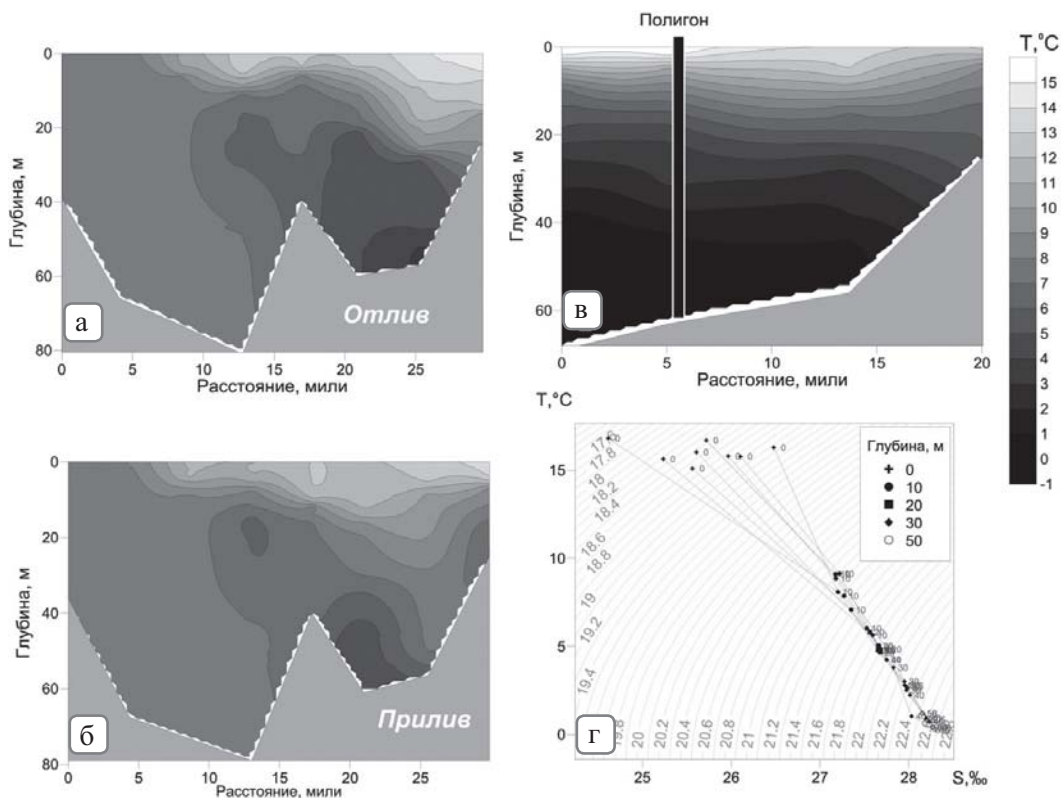


Рис. 3.7. Распределение температуры на гидрологических разрезах, выполненных поперек Горла Белого моря 30.07.2012 (*а*) и 31.07.2012 (*б*) в разные фазы приливного цикла, на разрезе вдоль Зимнего берега 31.07.2012 (*в*) и *T, S* – кривые по данным наблюдений на полигоне 31.07.2012 (*г*). Горизонты наблюдений обозначены на рисунке (*г*) значками, соответствующие им глубины приведены в верхней правой части

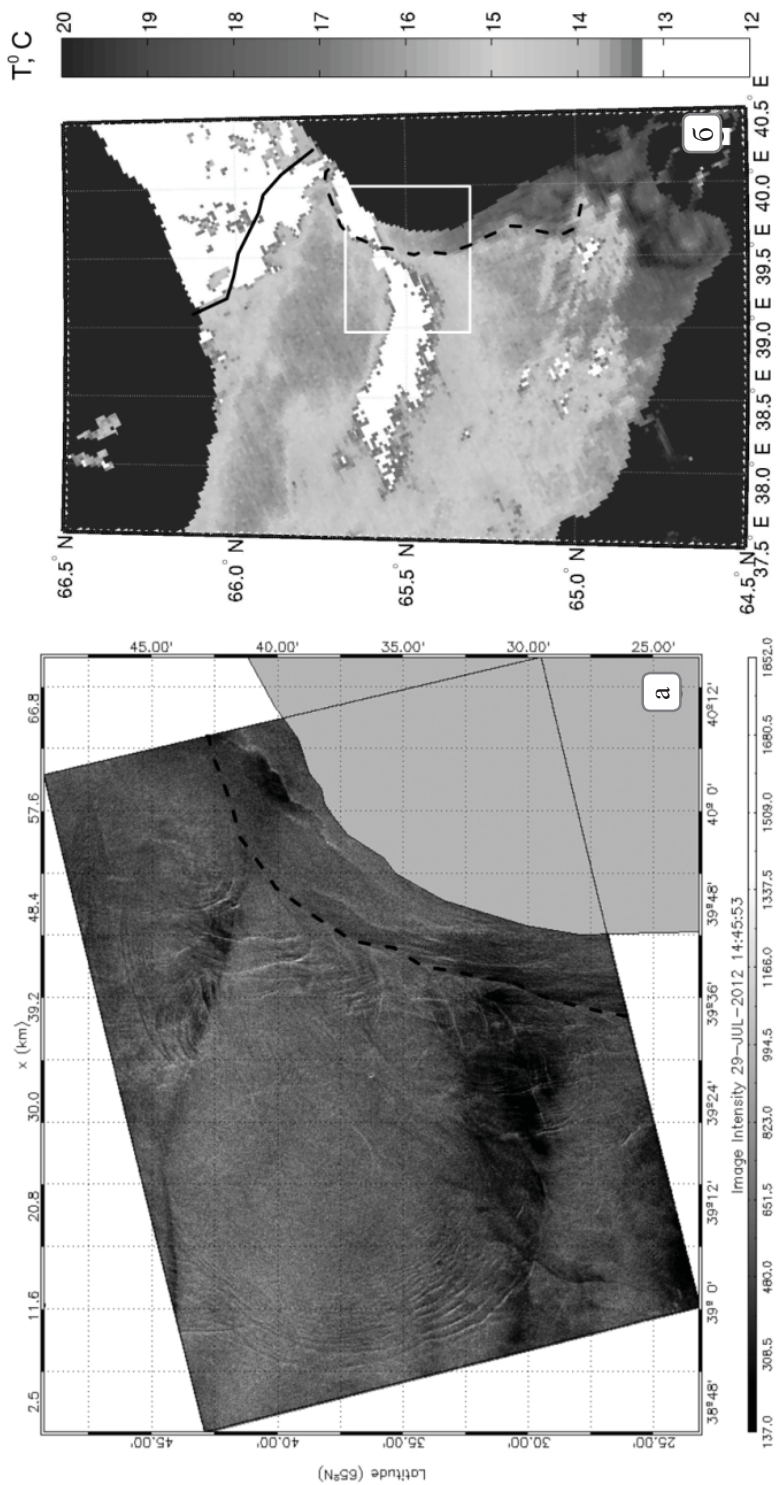


Рис. 3.8. Фрагмент РЛ-снимка RADARSAT-2 от 29.07.2012 (а) и поле температуры поверхности моря по данным MODIS TERRA от 30.07.2012 (б). Прямоугольником на фрагменте (б) показан район (а). Пунктиром на изображениях обозначено положение стокового фронта по данным поверхностных проявлений, сплошной линией – реконструкция положения структурного фронта по данным контактных наблюдений 2012 г. и литературным источникам. © CSA © NASA

ца поверхностного течения в виде выглаженной области вдоль Зимнего берега, так и в поле температуры поверхности моря (ТПМ) MODIS TERRA (рис. 3.8, б). Спутниковые данные о ТПМ (рис. 3.8, б) позволяют проследить путь теплых поверхностных вод от дельты Северной Двины до Горла, а совпадение их границы с характерными проявлениями в РЛ-изображении (рис. 3.8, а) позволяет идентифицировать пространственное положение фронтальной зоны. Совместный анализ спутниковых снимков показывает, что стоковый фронт является неустойчивым, и на его границе генерируются волновые возмущения (хорошо видны на РЛ-изображении). Положение же структурного фронта по рис. 3.8 проследить не удастся, так как РСА-изображение не покрывает интересующий район, а ТПМ в Горле неизвестна из-за влияния облачности. Предполагаемое положение этого фронта показано на рис. 3.8, б по обобщающим работам [Филатов, Тержевик, 2007; Пантюлин, 2012] с учетом данных контактных наблюдений 2012 г.

Прилив является важнейшим динамическим фактором в Белом море. Величина приливных колебаний уровня в Горле достигает 3 м в его северной части и уменьшается до 0.5 м в юго-восточной части. Скорости течений могут достигать 150 см/с [Пантюлин, 2012]. Влияние прилива выражается также в смещении положения и изменении интенсивности фронтальных зон, что хорошо видно при сопоставлении результатов измерений на гидрологических разрезах от Терского к Зимнему берегу (см. рис. 3.6), выполненных в отлив (рис. 3.7, а) и в прилив (рис. 3.7, б). В прилив течения направлены преимущественно из Горла, в отлив – в Горло [Серебряный и др., 2009]. Динамическое влияние приливно-отливных течений выражается заметнее всего в восточной части разреза с выраженной слоистой структурой вод. В отлив (рис. 3.7, а) воды из стратифицированной части Бассейна поступают сюда и далее в Горло вдоль Зимнего берега, в результате вертикальный градиент по температуре составляет до 1 °С/м, а термоклин прижат к поверхности и залегает на глубинах 10–12 м. На самой восточной части разреза заметно проявление прогретых и опресненных вод Двинского течения. В прилив (рис. 3.7, б) в зону разреза возвращается менее стратифицированная вода, которая модифицирована взаимодействием вод «бассейнового» типа с однородными водами Горла и трансформацией вертикальным и горизонтальным перемешиванием. В этот момент влияние Двинских вод почти не выражено. В результате вертикальный градиент температуры ослабевает, а термоклин опускается до 20–22 м.

Разрез вдоль Зимнего берега (см. рис. 3.6) был выполнен с целью выбора района с хорошо выраженной стратификацией для развертывания полигона. Положение полигона относительно оси этого разреза показано на рис. 3.7, в. Общее представление о водных массах и изменчивости температуры и солености в районе работ получено из *TS*-кривых, построенных по данным наблюдений на полигоне и приведенных на рис. 3.7, г. *TS*-кривые близки к прямым линиям, в этом случае термогалинные индексы лежат на концах кривой и соответствуют поверхностной и глубинной водным массам. Согласно имеющимся представлениям (Гидрометеорология..., 1991), их можно интерпретировать как летнюю поверхностную и промежуточную водные массы Бассейна. Поверхностная водная масса в период работ характеризовалась температурой 12–16 °С и соленостью 25–27 ‰, промежуточная водная масса – температурой 0–2 °С и соленостью 28.0–28.3 ‰. При этом поверх-

ностные воды имели условную удельную плотность 18.1–20.8 у.е. Промежуточные воды имели стабильные индексы и плотность 21.4–22.6 у.е. Пикноклин прослеживался на глубинах до 12 м при глубине места 40–60 м, вертикальный градиент в нем составлял около 0.2 у.е./м, а частота Вайсяля–Брента в этом слое была 0.04 1/с. Ниже этого слоя стратификация не такая резкая, а среднее значение частоты Вайсяля–Брента составляло 0.01 1/с (36 цикл/ч).

На рис. 3.9 приведена временная развертка положения изопикн по данным сканирования с привязкой к колебаниям уровня и скоростям течения в районе залегания пикноклина. Колебания уровня представляют собой неправильный полусуточный прилив высотой около 0.5 м. Наблюдается эффект, известный как «маниха». В отдельный момент времени уровень перестает расти, кажется, что уже наступила полная вода, а затем уровень опять начинает повышаться. Интервал времени роста

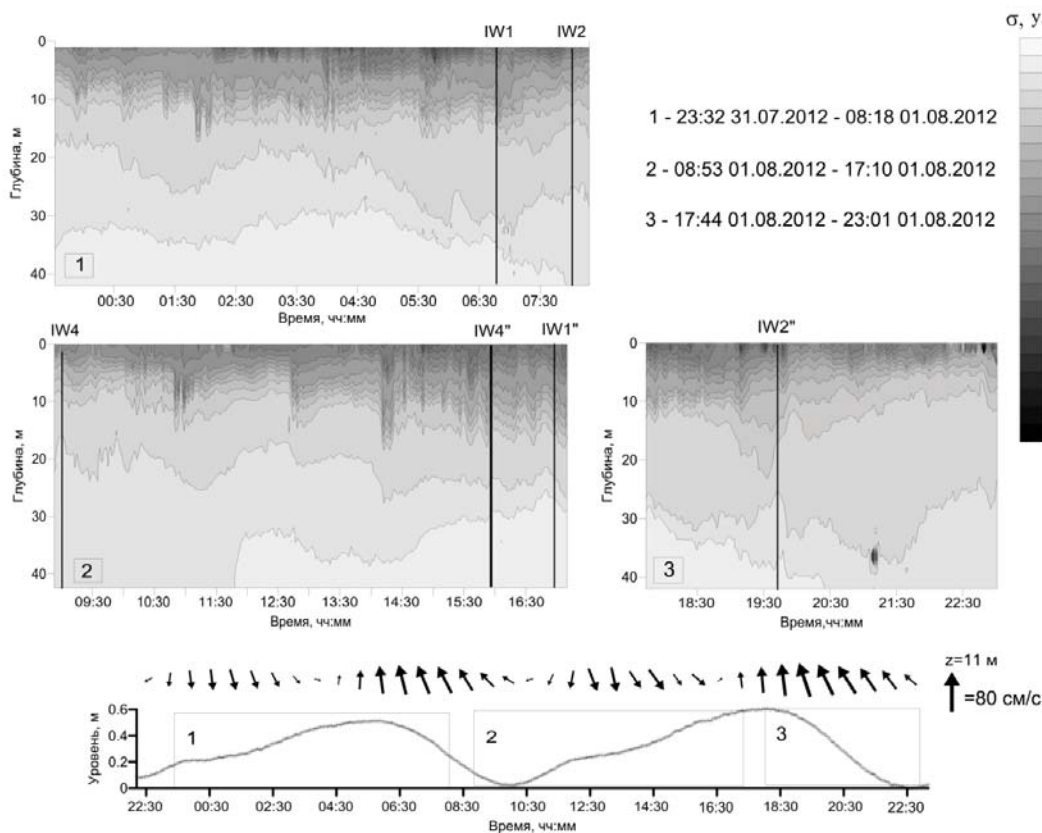


Рис. 3.9. Временная изменчивость вертикального распределения плотности по данным сканированиям СТД-зондом, скорости течения на горизонте 11 м и колебаний уровня моря по данным ADP SonTek-500 с 22.30 31.07.2012 г. до 23.30 1.08.2012 г. Нижний ряд прямоугольников с номерами на графике хода уровня показывает периоды сканирования, которые указаны на рисунке. На графике сканирования обозначены моменты времени прохождения через точку наблюдения сигнатур, идентифицируемых по данным RADARSAT-1 (IW1, IW2 IW4) и RADARSAT-2 (IW1'', IW2'', IW4'') за 1.08.2012 г.

уровня от малой до полной воды превышает время его обратного падения в 2 раза, аналогично изменяются и скорости течений. Максимальные скорости течения до 98 см/с наблюдаются в отлив. В целом в отлив доминируют течения северных, а в прилив – южных направлений. Мощные течения охватывают всю толщу практически до дна, однако имеется их максимум на глубине расположения пикноклина.

Изменение глубины залегания изопикн складывается из короткопериодных флуктуаций, наложенных на относительно медленные и слабые низкочастотные полусуточные колебания. Наиболее выражены полусуточные вариации в придонных горизонтах, где прослеживаются изменения температуры за приливный период на 2 °С и солености на 0.5 ‰. Наступление полной воды в придонной области характеризуется понижением температуры и повышением солености, а наступление малой воды – повышением температуры и понижением солености, что находит свое отражение и в вариациях плотности. Подобно колебаниям уровня моря, изменения плотности воды в придонной области крайне неравномерны в приливном цикле. Размах колебаний изопикн в слое, соответствующем промежуточным водам Бассейна, составляет около 8–10 м.

В приповерхностном слое вертикальная структура вод испытывает более сложный характер колебаний. В области пикноклина отмечаются резкие короткопериодные колебания температуры и солености (плотности), причем в период прилива отмечаются колебания, имеющие ярко выраженную цуговую структуру. В частности, на рис. 3.9 (см. временной фрагмент, обозначенный цифрой 2) выделяются три пакета волн. Каждый пакет состоит из трех–пяти волн высотой 4–7 м и длительностью колебаний (периодом) 10–20 мин, за которыми следует «хвост» из волн меньшей амплитуды. Среднее время прохождения цугов составляет около часа. Лучше всего выражены лидирующие волны, а следующие за ними упорядочены по амплитуде. Эти группы волн можно отнести к ИВВ. Они нелинейные, что проявляется в асимметрии их формы и значительном отношении амплитуд волн к глубине залегания пикноклина (>0.1).

Фаза отлива характеризуется незначительным увеличением толщины и ослаблением интенсивности пикноклина. При этом в слое пикноклина ВВ проявляются реже, цуги не такие ярко выраженные. Преимущественно отмечаются волны с периодом 10–16 мин и амплитудой до 2 м.

Характеристики короткопериодного внутреннего волнения в области пикноклина по данным сканирования на суточной станции представлены в табл. 3.6. В районе преобладают ВВ высотой от 1 до 4 м и длительностью колебаний 7–16 мин. Волны с периодом от 5 до 15 мин имели повторяемость 69 %, более 40 мин – менее 5 %. Средняя высота ВВ составляла 2.5 м, а период – 13 мин. Так как при анализе положения пикноклина определялись характеристики каждой волны отдельно, то была оценена временная перемежаемость внутреннего волнения как отношение времени существования короткопериодных колебаний с высотой более 1 м к общему времени наблюдения (усреднено по двум полусуточным периодам). Перемежаемость достигла 47 %. Наиболее повторяющаяся высота волн составила 1.6 м, период 9 мин. Каждые 12 ч наблюдений регистрировались 2–3 волны высотой больше 5 м. Внутренняя волна максимальной амплитуды около 4 м зарегистрирована в фазу прилива как головная в цуге из 4 волн.

**Повторяемость высот короткопериодных ВВ,
полученных по данным сканирования,
на основе определения изменения положения пикноклин**

№ интервала	Интервал, м		Средняя высота в интервале, м	Повторяемость	
	от	до		случаев	%
1	1	2	1.5	52	45.6
2	2	3	2.4	37	32.5
3	3	4	3.4	12	10.5
4	4	5	4.3	8	7.0
5	5	6	5.4	3	2.6
6	6	7	6.6	1	0.9
7	7	8	7.6	1	0.9
Всего				114.0	100.0

Пространственная картина поверхностных проявлений, идентифицированных на пяти обработанных РЛ-снимках, приведена на обобщенной схеме, совмещенной с картой глубин акватории (рис. 3.10). Детектированные на этих РЛ-снимках сигнатуры имели различные пространственные масштабы и наблюдались в форме близко расположенных дугообразных полос различной яркости, одна из которых (лидирующая) более выражена, чем остальные. Такая особенность типична для проявлений распространяющихся пакетов ВВ. Всего было обнаружено 32 волновых пакета, а количество волн в пакетах достигало 11. Длина гребня лидирующих волн варьировала от 4 до 37 км, длина волны в пакетах (расстояние между последовательными полосами) изменялась от 136 до 856 м. Длина волновых пакетов (расстояние от лидирующей волны до тыла) оценена в пределах 0.5–6 км.

Пакеты ВВ перемещаются в различных направлениях. Наиболее крупные структуры распространяются в Бассейн моря или поперек Горла, т.е. преимущественно на юг или запад соответственно. Средние и мелкие образования чаще детектируются в юго-восточной части Горла и распространяются в южном, юго-западном и юго-восточном направлениях, а иногда к Зимнему берегу пролива. Положение и направление движения большинства сигнатур повторяются на различных снимках, что дает основание считать их проявлениями эффектов трансформации внутренних приливных волн, подобно тем, которые были выявлены во многих районах Мирового океана. Анализ рис. 3.10 позволяет выдвинуть предположение о различных очагах генерации ВВ. Приблизительный метод поиска этих зон состоит в проведении внутренней нормали к каждой дугообразной структуре в различных ее точках. Как правило, эти линии сходятся в некоторой небольшой области, и для дальнейшего анализа требуется учесть особенности топографии и стратификации в этой области. Как показал анализ, можно выделить, как минимум, три района активной генерации ВВ: зоны приливного (структурного) и стокового фронтов, а также область с

выраженной особенностью дна – желоб напротив мыса Вепревский с глубинами до 140 м и резким свалом глубин на его стенках. Особенности структурного фронта, который разделяет стратифицированные и нестратифицированные воды, рассмотрен в предыдущем разделе, где было показано, что горизонтальные смещения термохалинного фронта в ходе приливного цикла сопровождаются значительными вертикальными колебаниями изопикн вблизи него (см. рис. 3.7, *а, б*). С динамикой этого фронта как источником генерации внутренних приливных волн можно связать два крупных пакета, отмеченные на рис. 3.10, *а* (на снимке от 01.08.2012, 08:14 мск) и уходящие на юг в сторону Бассейна. Большие хорошо развитые пакеты, распространяющиеся поперек пролива в западном и северо-западном направлениях, предположительно приходят из области в юго-восточной части Горла, примыкающей к Зимнему берегу. Здесь (см. рис. 3.8) поверхностный стоковый фронт поддерживает стратификацию, которая испытывает значительную трансформацию над прибрежным подводным склоном (см. рис. 3.7, *а, б*), но не разрушается при сильных приливных течениях. Как можно видеть из рис. 3.10, *а*, в этой же области наблюдаются меньшие по длине гребней волновые пакеты,двигающиеся в сторону берега. Наконец, в области над подводным желобом детектируются многочисленные небольшие пакеты ВВ, которые обязаны своим возникновением взаимодействию приливного потока с этой особенностью донного рельефа.

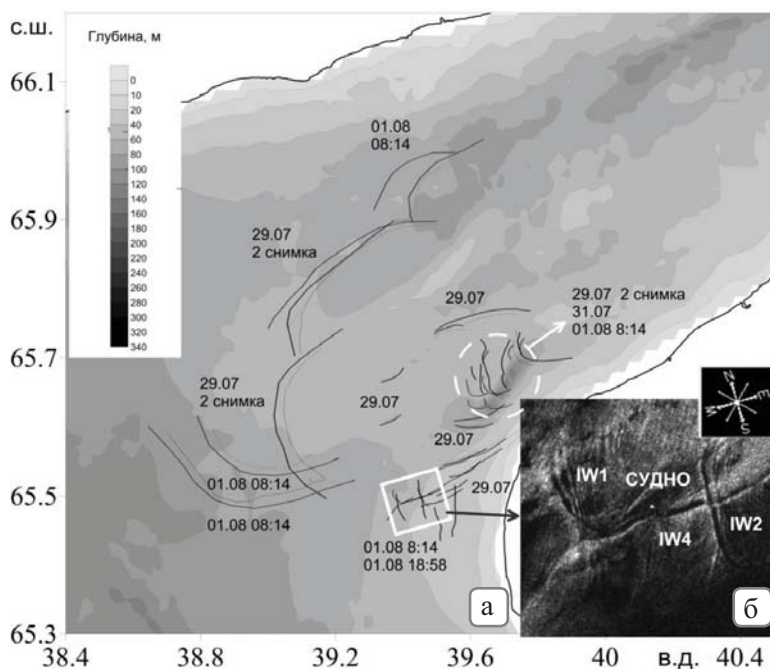


Рис. 3.10. Обобщенная схема поверхностных проявлений ВВ по пяти РЛ-изображениям района экспедиционных работ (*а*). Толстые линии обозначают положение гребня лидирующих волн в пакетах, тонкие – положение гребня третьей волны в пакете. На врезке (*б*) представлен фрагмент РСА снимка RADARSAT-1 от 01.08.2012, 08:14 мск, охватывающий район полигонных измерений. Остальные обозначения см. в тексте. © CSA

Фрагмент спутникового изображения RADARSAT-1 от 1 августа 2012 г. 08:14 мск, покрывающего район судовых и буйковых наблюдений, представлен на рис. 3.10, б. Здесь мы можем видеть сложную пространственную структуру проявлений ВВ: два коротких (по длине гребней) пакета IW1 и IW2 и небольшая часть пакета IW4, наблюдающегося далеко за пределами фрагмента спутникового изображения. (Здесь и далее обозначения сигнатур даны по лидирующей волне в цуге.) Наблюдаемые пакеты проявляются в виде чередования ярких и темных полос относительно фона. Пакеты IW1 и IW2 следуют предположительно в юго-западном направлении на расстоянии 3.2 км друг относительно друга, а IW4 – в юго-восточном направлении. Данные пакеты, по-видимому, связаны с динамикой стокового фронта в приливном цикле, а их различная ориентация – с генерацией в разные фазы прилива. Однако структура IW4 может быть также интерпретирована как периферия большого волнового пакета, распространяющегося из Горла в Бассейн. Более точная идентификация оказалась затруднительной из-за сильной изменчивости поля приводного ветра на масштабах снимка. По этой же причине сигнатура IW3, выде-

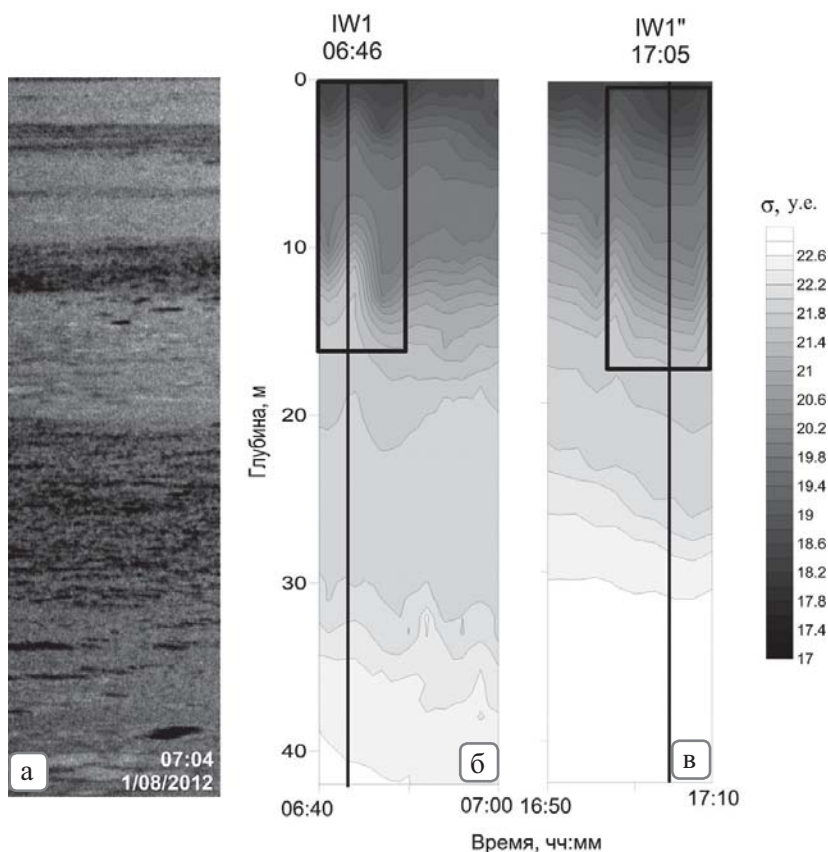


Рис. 3.11. Группа сликовых полос на поверхности моря, визуально наблюдаемая в 07:04 мск 1 августа 2012 г. (а). Изменение плотности в интервалы времени, близкие к моментам прохождения спутниковых сигнатур IW1 (б) и IW1'' (в) через точку контактных наблюдений

ленная на предварительном этапе анализа, была исключена впоследствии из рассмотрения. Подобная комбинация поверхностных проявлений устойчиво отмечалась еще на двух снимках: 29.07.2012 18:35 мск (см. рис. 3.8, *a*) и 1.08.2012 18:58 (совпал со временем контактных наблюдений). Кроме того, сликовые полосы на поверхности моря наблюдались визуально с борта судна (рис. 3.11, *a*).

Прямое сопоставление данных сканирований и проявлений ВВ на морской поверхности выполнено для РЛ-снимков, полученных 01.08.2012 с обоих спутников RADARSAT-1 в 08:14 мск (рис. 3.10, *б*) и RADARSAT-2 в 18:58 мск. При сопоставлении использовались данные только о тех проявлениях ВВ, которые находились в радиусе 2.5 миль от судна, в предположении, что они должны пройти через местоположение корабля за время проведения контактных наблюдений. Пространственная структура сигнатур на обоих снимках была схожа, что позволило ввести для них подобные обозначения. С РЛ-изображений были сняты соответствующие этим проявлениям длина лидирующих волн и расстояние до судна, которые занесены в табл. 3.7 как исходные параметры, а также предполагаемое направление их распространения.

Таблица 3.7

Характеристики ВВ по контактным и спутниковым данным

Волна	Неконтактные данные					Контактные данные			
	Исходные		Расчетные			Исходные		Расчетные	
	Длина волны, м	Расстояние до корабля, м	Скорость (по 3.2), м/с	Период, мин	Время прохождения через местоположение корабля, чч:мм (мск)	Высота, м	Период, мин	Скорость (по 3.3), м/с	Длина волны, м
<i>Сигнатуры на РЛ-снимке Radarsat-1 01.08.2012 08:13 мск</i>									
IW1	200	1890	0,36	9	6:46	3	10	0,38	228
IW2	280	1300	0,37	12	9:12	3	11	0,38	251
IW4	250	260	0,37	11	8:01	2	12	0,38	273
<i>Сигнатуры на РЛ-снимке Radarsat-2 01.08.2012 18:58 мск</i>									
IW1''	255	2500	0,37	11	17:05	2,5	11	0,38	251
IW2''	215	910	0,36	10	19:40	4	10	0,38	228
IW4''	245	3970	0,37	11	15:59	4	11	0,38	251

Для расчета момента прохождения проявлений ВВ, обозначенных на рис. 3.10, *б*, через точку контактных наблюдений оценим скорость распространения сигнала в стратифицированной среде. Воспользуемся общим дисперсионным соотношением ВВ в двухслойном приближении стратифицированной среды [Коняев, Сабинин, 1992]. Тогда фазовая скорость волны может быть найдена как

$$C_{\phi} \equiv \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g}{k} \frac{\Delta\rho}{\rho} \frac{1}{\operatorname{cth}(kd) + \operatorname{cth}(k(D-d))}}, \quad (3.2)$$

где $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число, λ – длина волны, $\omega = 2\pi/T$, T – период колебаний, g – ускорение свободного падения, $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$, ρ_1 и ρ_2 – плотность верхнего и нижнего слоев, $\rho = (\rho_2 + \rho_1)/2$, d – толщина верхнего слоя, D – глубина места.

Расчеты выполнялись на основании значений параметров двухслойной среды, полученных по результатам временного осреднения характеристик контактных данных: $\rho_1 = 1020 \text{ м}^3/\text{кг}$; $\rho_2 = 1022 \text{ м}^3/\text{кг}$; $d = 12 \text{ м}$; $D = 42 \text{ м}$. Результаты расчетов скорости и периода каждой обозначенной сигнатуры представлены в табл. 3.7. Дополнительно были оценены моменты времени прохождения этих сигнатур через точку контактных наблюдений (табл. 3.7). В эти моменты с точностью до нескольких минут по данным контактных измерений (см. рис. 3.9) наблюдалось прохождение цугов или отдельных ВВ. В качестве примера на рис. 3.11 в детализированном виде представлена изменчивость плотности вблизи двух расчетных моментов. В первом случае (рис. 3.11, б) наблюдалась волна возвышения с высотой переднего склона 4 м и высотой заднего склона 2 м, а во втором случае (рис. 3.11, в) – волна углубления высотой около 4 м.

Поскольку из данных контактных наблюдений были определены периоды волн, можно оценить их длины, проверив, допустимо ли использование дисперсионного соотношения для длинных внутренних волн, которое для фазовой скорости дает выражение

$$C = \sqrt{g \frac{\Delta\rho}{\rho} \frac{d * (D - d)}{d + (D - d)}}, \quad (3.3)$$

а длина волны может быть найдена как $\lambda = c \cdot T$, где T – период волны. Выражение (3.3) получается из (3.2) при условии, что толщина слоев много меньше длины волны (приближение мелкой воды). Оценки фазовых скоростей и длин волн по контактным данным вместе с наблюдаемыми значениями периодов и высот волн представлены в табл. 3.7. Как следует из таблицы, фазовые скорости, рассчитанные по спутниковым данным и прямым измерениям термохалинных характеристик, оказались близкими по значениям, что указывает на сходство зарегистрированных короткопериодных ВВ с длинными волнами. Это означает, что для оценки фазовой скорости (и следовательно, длин волн) по данным контактных измерений в неглубокой части шельфовой зоны можно использовать соотношение (3.3). Такой подход использовался часто в специальной литературе, однако точность оценок путем сравнения данных контактных и спутниковых наблюдений не проверялась.

Сопоставление характеристик ВВ, измеренных и рассчитанных по двум типам наблюдений, показывает их неплохое соответствие (табл. 3.7). При глубине залегания пикноклина 8–15 м в РЛ-изображениях находили проявление ВВ с высотами 2–4 м, длинами 200–300 м и периодами 9–12 мин. Стоит добавить, что в 4 из 6 зафиксированных моментов наблюдения ВВ (табл. 3.7) прохождение сликовых полос на поверхности моря отмечалось визуально. Таким образом, сопоставление разнородных наблюдений показало, что короткопериодные ВВ распространяют-

ся в основном пакетами и находят свое отражение в судовых, спутниковых и визуальных наблюдениях.

В ходе подспутникового эксперимента продемонстрирована важность одновременных контактных и спутниковых наблюдений для интерпретации поверхностных проявлений ВВ и для дополнительного анализа их количественных характеристик.

Было установлено, что вблизи района развертывания полигона на снимках, полученных в период суточного зондирования, выявлена система сигнатур, которые предварительно интерпретировались как пакеты ВВ. С учетом оценок скорости распространения ВВ время прохождения этих сигнатур через точку судна соответствовало прямому наблюдению в эти моменты выраженных колебаний изопикн, близких по характеру к ИВВ. Рассчитанные по контактным данным длины волн оказались близкими к тем, которые были определены на снимках. Таким образом, на РЛ-снимках находят свое отображение пакеты внутренних волн высотой 2–4 м, с периодом 9–12 мин и длиной от 200 до 300 м. Регулярность проявлений таких пакетов на снимках и в измерениях *in situ* в определенные фазы прилива с большой долей уверенности подтверждает их связь с приливной динамикой.

Пространственно-временная изменчивость характеристик короткопериодных внутренних волн на акватории Белого моря

Результаты подспутникового эксперимента показали, что дистанционные методы наблюдений позволяют получить качественный скачок в описании короткопериодных внутренних волн (КВВ) в Белом море. Использование радиолокационных спутниковых изображений позволит выявить области с различной распространенностью КВВ на акватории моря, восстановить траектории распространения волн и в сочетании с данными контактных наблюдений могут определить возможные факторы, приводящие к их генерации.

До включения в систему мониторинга спутниковой подсистемы основные сведения о характеристиках КВВ в Белом море длительное время основывались на результатах непродолжительных контактных наблюдений [Серебряный и др., 2009; Зимин и др., 2009; Зимин, 2012а, 2013а; Зимин и др., 2013б]. Были установлены различия ВВ, связываемые с особенностями вертикальной структуры вод, морфометрией дна и интенсивностью приливного потока. В глубоководной части Белого моря [Серебряный и др., 2009; Зимин, 2013а] регистрировались колебания пикноклина преимущественно небольших амплитуд. В районах, где сохранялась четко выраженная двухслойная структура вод, вблизи проливных зон КВВ характеризовались значительной высотой и соответствовали критериям ИВВ [Зимин, 2012а]. В ходе исследований 2010–2011 гг. [Зимин, 2013а] был обнаружен участок шельфа, на котором ИВВ наблюдались каждый приливный цикл. Было показано, что они, даже не обрушаясь, значительно влияют на процессы вертикального обмена. Так как Белое море является областью интенсивной диссипации приливной энергии в системе морей Северо-Европейского бассейна [Каган и др., 2013], представляет-

ся, что КВВ (и даже ИВВ) могут наблюдаться регулярно и вносить значительный вклад в перемешивание на обширных акваториях.

Поэтому только по результатам комплексного мониторинга, сочетающего контактные (подробные и локальные) и спутниковые (более редкие, но охватывающие большую площадь акватории) наблюдения, можно получить качественный скачок в описании КВВ в Белом море. Основной целью этих исследований является получение данных о пространственно-временном распределении проявлений КВВ в течение теплого сезона, определение их основных пространственных параметров по РЛИ, выделение типичных районов проявлений для проведения контактных наблюдений, по результатам которых можно описать подробно характеристики волн.

Для изучения пространственно-временной изменчивости характеристик КВВ на всей акватории моря анализировались спутниковые снимки радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) за теплый период (май–сентябрь) 2007, 2009–2013 гг. За 2007, 2009–2011 гг. были использованы РЛ-изображения ENVISAT

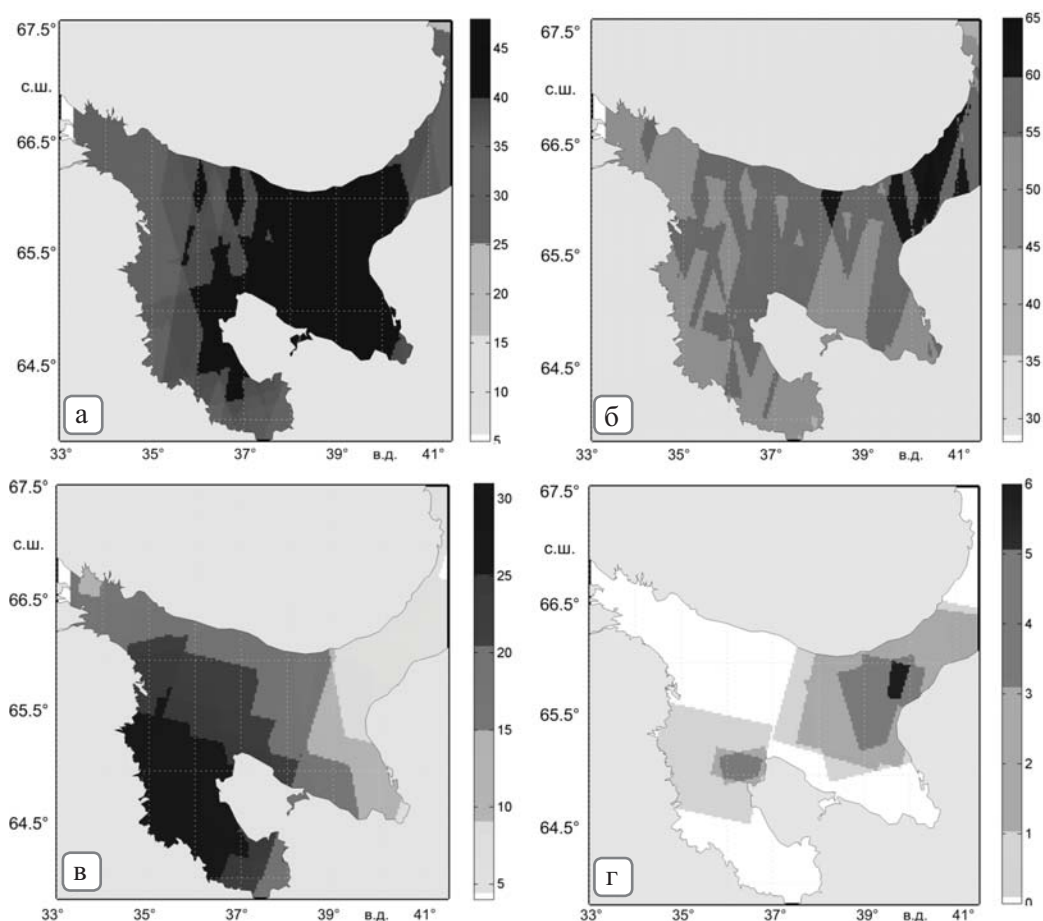


Рис. 3.12. Карты покрытия акватории Белого моря РЛИ за теплый период (май–сентябрь) по годам 2009 (а), 2010 (б), 2011 (в), 2012 (г)

ASAR, за 2012, 2013 гг. – РЛИ RADARSAT-1 и RADARSAT-2. Всего было обработано 229 радиолокационных снимков (2007 г. – 6 шт.; 2009 г. – 60 шт.; 2010 г. – 111 шт.; 2011 г. – 37 шт.; 2012 г. – 13 шт.; 2013 – 2 шт.). Даже если исключить из рассмотрения сезоны с низким покрытием (менее 10 снимков), из рис. 3.12 видно, что распределение снимков по районам моря и по годам крайне неравномерно. В 2009 г. при равномерном покрытии акватории (рис. 3.12, *а*) большинство снимков (55 шт.) получено в июне–августе, а в мае снимки отсутствовали. В 2010 г. количество снимков было самым равномерным и по пространству (рис. 3.12, *б*), и по времени: на май пришлось 24 снимка, на июнь – 22, на июль – 22, на август – 24, на сентябрь – 19. В 2011 г. наибольшее число РЛИ относилось к маю и августу (14 и 11 снимков соответственно), а максимальное покрытие пришлось на Онежский залив (рис. 3.12, *в*). Наблюдения 2012 г. охватывают крайне небольшой временной интервал (конец июля и первую половину августа) и локальные районы (рис. 3.12, *з*) вероятного обнаружения внутренних волн [Зимин и др., 2014а].

Если обобщить информацию за весь исследуемый период, практически для всех районов Белого моря частота покрытия акватории составила более 100 снимков (рис. 3.12, *а*). Процедура анализа изображений проводилась в два этапа на основе использования программного обеспечения (ПО) INTERWAVE [Козлов, Мясоедов, 2012]. На первом этапе данные подвергались низкочастотной фильтрации, т.е. исключались пространственные вариации поля РЛ-сигнала на масштабах, существенно больших длины ВВ. После этой процедуры поверхностные проявления внутренних волн в РСА-снимках становились «визуально» очевидными, и далее они картировались и подвергались количественному анализу. Определялись следующие характеристики ВВ: длина волнового пакета, количество волн в пакете, максимальная и минимальная длины волн в пакете, длина гребня лидирующей волны и направление их распространения.

Детектированные на РЛИ проявления внутренних волн имели различные пространственные масштабы и наблюдались в форме близко расположенных дугообразных темных и светлых полос. Такая особенность типична для проявлений пакетов ВВ, имеющих распространяющийся характер [Бондур и др., 2008], что неоднократно регистрировалось в контактных измерениях [Зимин, 2012а, 2013а]. По данным спутниковых наблюдений на всех рассмотренных РЛ-снимках было обнаружено 489 пакетов ВВ из них: в 2007 г. – 17, 2009 г. – 88 (рис. 3.13, *а*), в 2010 г. – 190 (рис. 3.13, *б*), в 2011 г. – 29 (рис. 3.13, *в*), в 2012 г. – 169 (рис. 3.13, *з*), в 2013 г. – 6. Общее количество проявлений ВВ на акватории достаточно велико по сравнению с другими морями. Так, по данным за лето 2007 г., в Баренцевом море [Козлов и др., 2010], которое по площади в 15 раз больше Белого, было отмечено 245 волновых пакетов на 59 снимках. Если усреднить данные за 4 наиболее обеспеченных года, большинство ВВ зарегистрировано в шельфовых районах с глубинами 30–70 м. Около 75 % случаев зарегистрированных проявлений ВВ наблюдались в области, охватывающей северо-восток Бассейна, юг Горла и глубоководную часть Двинского залива (рис. 3.13). Внутри этой области волновые пакеты отмечались чаще всего на границе Горла и Бассейна. В Двинском заливе сигнатуры волн наблюдались реже, преимущественно мористее границы фронта стокового течения реки Северная Двина [Гидрометеорология..., 1991]. Примерно в 20 % случа-

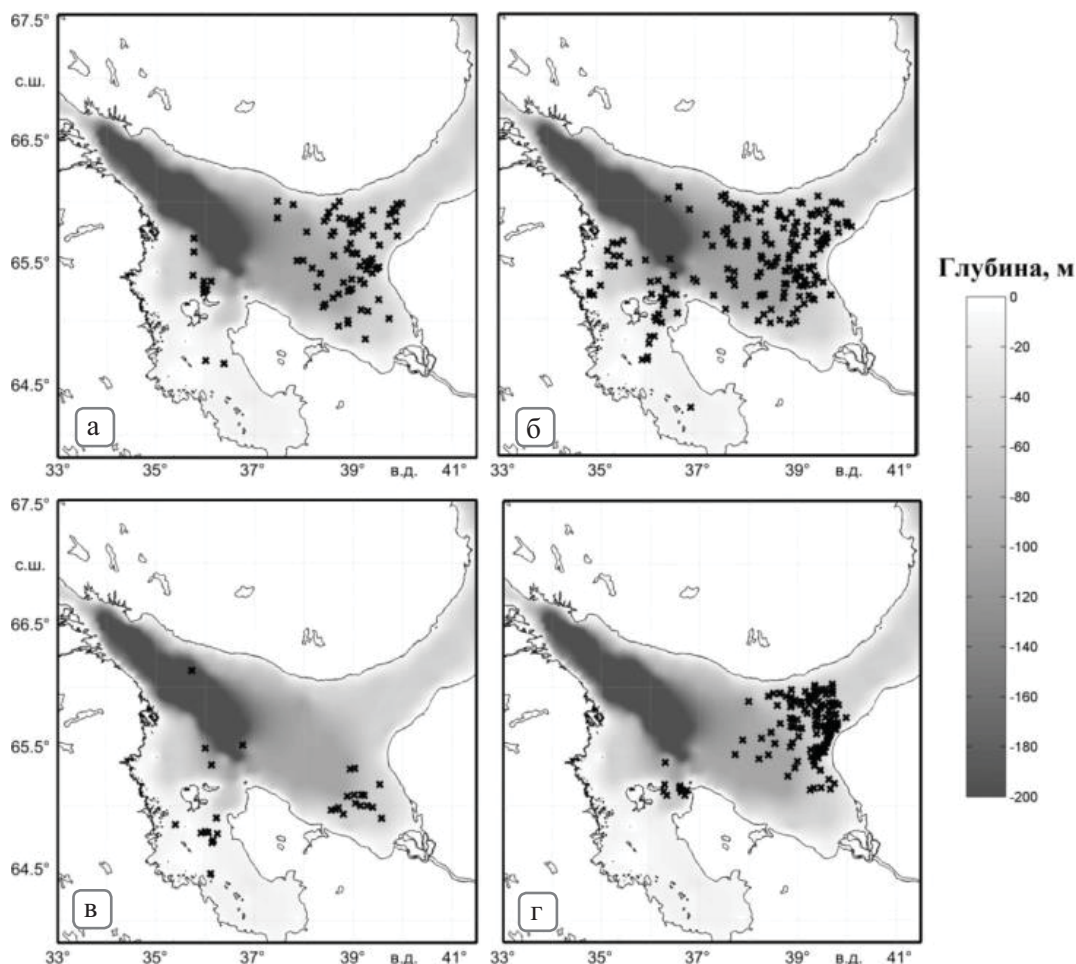


Рис. 3.13. Пространственные распределения проявлений ВВ на РЛИ акватории Белого моря по годам 2009 (а), 2010 (б), 2011 (в), 2012 (г), совмещенные с картами глубин. Крестиками обозначены центры лидирующих гребней

ев отмечались проявления ВВ вокруг Соловецких островов, в основном они привязаны к глубоким частям в районе проливов. Остальные 5 % пришлось на центральную глубоководную часть Бассейна. Не были зарегистрированы сигнатуры в Кандалакшском заливе, в районах со слабовыраженной стратификацией вод (центральная часть пролива Горло и большая часть Онежского залива) и значительно влияния речного стока (кутовая часть Двинского залива).

В целом ключевые черты в пространственном распределении сигнатур ВВ в Белом море сохранялись из года в год. Наиболее репрезентативные результаты, которые соответствуют ранее описанной обобщенной картине, относятся к 2009 и 2010 гг. (рис. 3.13, а, б), когда наблюдалось наиболее равномерное во времени и пространстве покрытие акватории снимками. При этом число проявлений ВВ

различается в течение теплого сезона: в 2010 г. в мае было отмечено 28 пакетов, в июне – 42, в июле – 44, в августе – 71 и в сентябре – 15. Получается, что более 75 % проявлений ВВ приходится на самые теплые месяцы – июль и август. Этот внутрисезонный ход связан, по-видимому, с заглублиением и интенсификацией сезонного термоклина, что способствует более эффективной генерации ВВ.

От средней картины отличается распределение ВВ в 2011 г. (рис. 3.13, в). Малое количество зарегистрированных волновых пакетов связано с особенностями покрытия снимками по районам и времени. 80 % снимков приходится на акваторию Онежского залива (рис. 3.12, в), где воды имеют слабовыраженную стратификацию, и более половины снимков приходится на май–июнь, когда сезонный термоклин в Белом море только начинает формироваться. Примечателен также 2012 г., когда за небольшой отрезок времени на небольшой акватории (рис. 3.12, г) было зарегистрировано значительное число волн. Это связано с высоким разрешением снимков, временем съемок (преимущественно август) и рассматриваемыми районами (южная граница Горла, Восточная Соловецкая салма).

Наглядную картину по распределению вероятности обнаружения КВВ в различных районах Белого моря можно получить, объединив данные за четыре года и построив карту частоты встречаемости ВВ (рис. 3.14). Частота встречаемости представляет собой отношение суммарного количества пакетов ВВ, зарегистрированных в отдельном секторе моря, к общему количеству РЛ-наблюдений данного сектора. Значения частоты встречаемости были рассчитаны для квадратов площади акватории. Значения частоты более 0.1 соответствуют встречаемости волно-

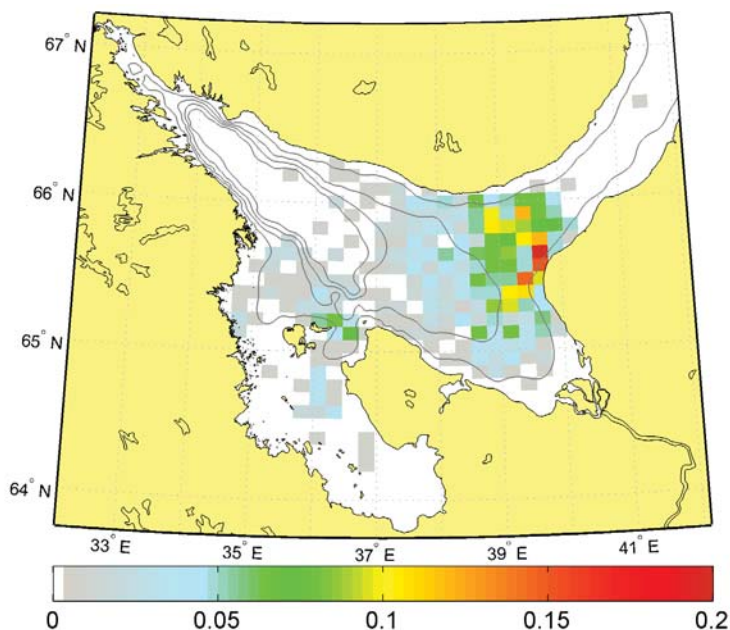


Рис. 3.14. Относительная частота встречаемости пакетов ВВ от общего числа РЛИ акватории Белого моря за теплый период 2007, 2009–2013 гг.

вого пакета чаще, чем на каждом десятом снимке. На рис. 3.14 видно, что на каждом 5-м снимке ВВ отмечаются на весьма небольшой акватории западнее мыса Зиминегорский, на каждом 10-м снимке и чаще сигнатуры ВВ отмечаются на юго-западной границе Горла и северной части Двинского залива, на каждом 20-м и чаще – в Двинском заливе на границе Бассейна и Горла и севернее и восточнее Соловецких островов.

На РЛ-снимках нашли свое отображение преимущественно 2–3-волновые пакеты, проявления которых на акватории моря распространены неравномерно (рис. 3.15), однако их условно можно разбить на группы. К первой группе можно отнести структуры ВВ в центральной части Бассейна, которые, судя по их форме, распространялись из Горла, преимущественно в юго-западном направлении. Их проявления носят регулярный характер, системы последовательных пакетов ВВ пробегают из Горла весь Бассейн. Возможный механизм генерации предполагает их образование в результате разрушения бароклинного прилива непосредственно в зоне взаимодействия Горловского термохалинного фронта с сильным приливным потоком [Зимин и др., 2014а]. В другую группу проявлений относятся волны, которые географически приурочены к областям изменчивости поверхностных фронтов. В отличие от волн первой группы размеры гребней здесь меньше, а выявить преобладающее направление распространения пакетов не удастся. Волны встречаются там часто, но говорить об их строгой регулярности сложно. Примерно пятую часть волн нельзя отнести по географической привязке к фронтальным или регулярным структурам.

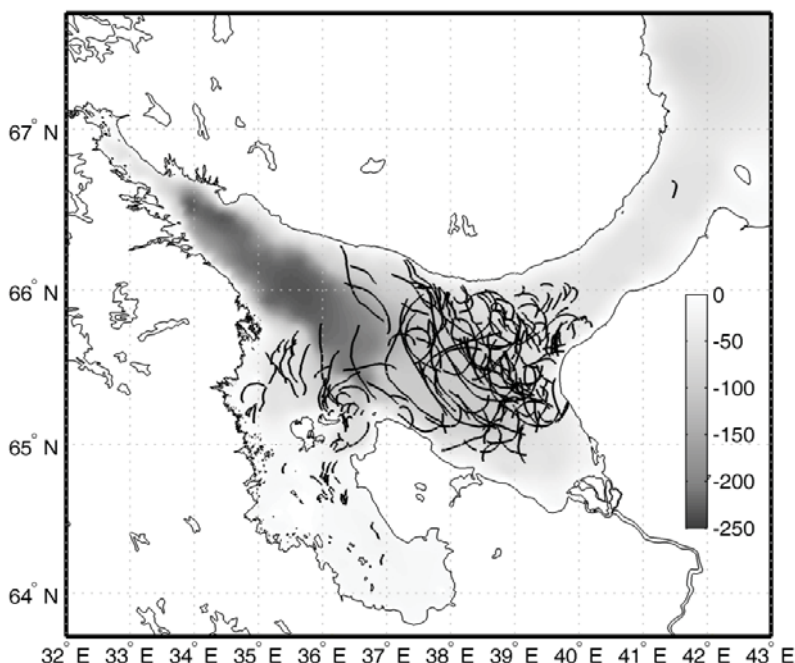


Рис. 3.15. Пространственная изменчивость сигнатур ВВ за теплый период 2007, 2009–2013 гг.

Длины волн в пакетах колебались преимущественно от 150 до 1500 м (рис. 3.16, *a*) при ширине фронта от 2 до 30 км (рис. 3.16, *б*). Наиболее крупные структуры ВВ отмечались в центральной части Бассейна (рис. 3.15, 3.16). Длины волн там

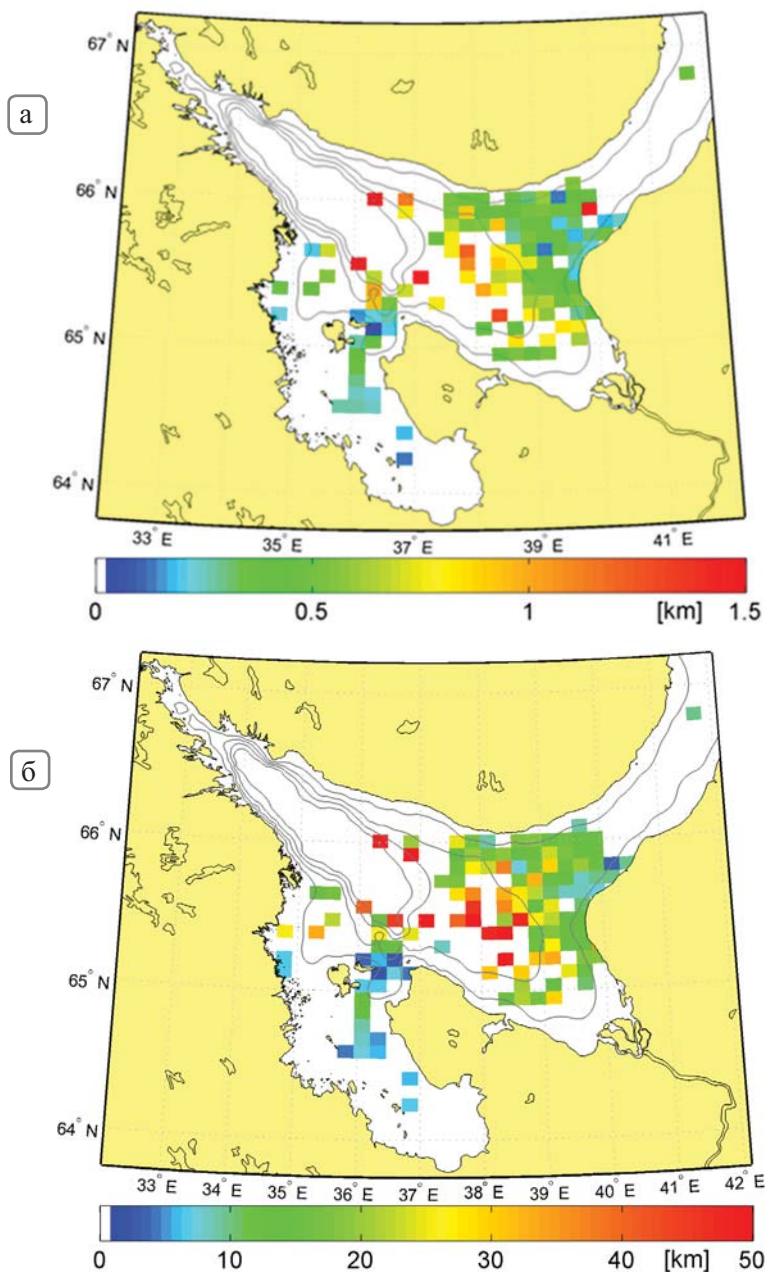


Рис. 3.16. Пространственная изменчивость проявлений ВВ за теплый период 2007, 2009–2013 гг. (*a*), длины лидирующей волны в пакете (*a*), длина гребня (*б*) по данным РЛИ за 2007, 2010, 2012–2013 гг.

достигали 2.55 км, длина фронта лидирующей волны – до 176 км, протяженность пакета 11.6 км. Они двигались по направлению из Горла, преимущественно в юго-западном направлении, покрывая значительную часть моря. Предполагается, что пакеты ВВ, возникая регулярно в южной части Горла, движутся через все море, трансформируясь при распространении, и окончательно разрушаются в мелководной зоне севернее Соловецкого архипелага. В отдельных случаях [Kozlov et al., 2014] наблюдались системы последовательных пакетов ВВ, пробегающих все море с финальным разрушением в шельфовой зоне у входа в Западную Соловецкую салму. При этом расстояние между цугами составляло 30–40 км, а сами цуги – из 3–9 волн. ВВ внутри цуга имели длины от 1.4 до 2.5 км и охватывали значительные акватории моря. На основании моделирования было показано (Родионов и др., 2014), что наблюдаемые крупномасштабные пакеты ВВ в Бассейне могут быть источником ИВВ вблизи пролива Западная Соловецкая салма, т.е. на расстоянии около 200 км от зоны их генерации.

В районе наиболее частых проявлений ВВ западнее мыса Зимнегорский отмечаются пакеты протяженностью от 110 до 800 м,двигающиеся в юго-западном, западном и северо-восточном направлениях. Они отмечаются преимущественно в фазу ослабления приливных течений, распространяются от небольшой области над подводным желобом и возникают, по-видимому, в результате взаимодействия приливного потока с этой неоднородностью рельефа дна. Из-за этой особенности донного рельефа в каждый приливный цикл наблюдаются средние и мелкие волновые пакеты, которые распространяются в южном, юго-западном и юго-восточном направлениях, а иногда – к Зимнему берегу пролива.

В Двинском заливе волновые пакеты двигаются во всех направлениях. Преобладают группы от 2 до 5 волн длиной 200–1300 м при длине гребня от 3 до 70 км и средней площади 40 км², чаще всегодвигающиеся от стокового фронта, образуемого рекой Северная Двина. В области, прилегающей к Соловецким островам, площади пакетов еще меньше, так как цуги волн содержат в себе не более 2–3 волн; там же часто встречались солитоны.

Проявления ВВ на границе Бассейна и Горла регистрировались в сизигию чаще (28 раз), чем в квадратуру (10 раз). Причем часто они отмечались в прилив и как бы «исходили» из одних и тех же районов, что подтверждает преимущественно приливный характер их образования. В качестве областей интенсивной генерации КВВ следует указать зоны структурного и стокового термохалинных фронтов и неглубокие районы шельфа около проливных зон с наличием вблизи них неровностей дна.

За весь период спутникового мониторинга (2007, 2009–2013 гг.) средняя длина зарегистрированных проявлений ВВ составляла 550 м, ширина фронта — 18 км, площадь пакета из трех волн составила 31 км². Представления о статистических характеристиках проявлений ВВ для всего моря по месяцам (по 2010 г.) и в целом за год при использовании РЛИ разного разрешения (по данным 2010 и 2012 гг.) можно получить из табл. 3.8.

Видно, что средние характеристики ВВ близки в разные месяцы и годы. Стоит отметить, что ключевые черты в характеристиках поверхностных проявлений ВВ на РЛ снимках Белого моря сохранялись из года в год, испытывая незначитель-

ные внутрисезонные колебания, как и общее количество зарегистрированных проявлений.

Таблица 3.8

Внутригодовая (на примере 2010 г.) и межгодовая (на примере 2010 и 2012 гг.) изменчивость статистических характеристик ВВ, зарегистрированных по данным спутниковых радиолокационных снимков

Дата	Площадь, км ²	Длина пакета, км	Кол-во волн в пакете, шт	Длина гребня, км	Максимальная длина волны в пакете, км	Минимальная длина волны в пакете, км
	Среднее (мин.–макс.)	Среднее (мин.–макс.)	Среднее (мин.–макс.)	Среднее (мин.–макс.)	Среднее (мин.–макс.)	Среднее (мин.–макс.)
Май, 2010	31.34 (3.91–143.57)	1.41 (0.49–3.85)	3 (1–8)	19.62 (8.02–43.11)	0.54 (0.31–1.06)	0.44 (0.24–0.91)
Июнь, 2010	58.91 (2.69–853.67)	1.93 (0.34–11.58)	3 (1–9)	19.58 (4.96–89.01)	0.64 (0.23–2.55)	0.46 (0.16–1.51)
Июль, 2010	30.96 (1.11–328.02)	1.37 (0.30–6.87)	3 (1–5)	16.22 (2.10–168.94)	0.55 (0.13–1.96)	0.35 (0.10–1.65)
Август, 2010	40.19 (1.18–260.81)	1.57 (0.28–4.77)	3 (1–9)	20.61 (3.61–176.38)	0.54 (0.10–1.68)	0.41 (0.09–0.85)
Сентябрь, 2010	8.72 (0.85–40.52)	0.68 (0.13–1.68)	2 (1–4)	10.56 (4.77–24.09)	0.38 (0.08–0.78)	0.36 (0.06–0.70)
Итог за 2010	34.02 (0.85–853.67)	1.39 (0.13–11.58)	3 (1–9)	17.31 (2.10–89.01)	0.54 (0.08–2.55)	0.41 (0.06–1.65)
Итог за 2012	27.97 (0.17–275.33)	1.22 (0.11–6.92)	3 (1–24)	15.20 (1.55–73.77)	0.44 (0.11–1.90)	0.30 (0.07–1.80)

Впервые на основании многолетнего комплексного мониторинга с использованием спутниковых наблюдений выявлено широкое распространение короткопериодных ВВ на акватории Белого моря, а также получены их статистические характеристики.

Выделены типовые районы регистрации КВВ:

- участки шельфа вблизи фронтальных зон с ярко выраженной стратификацией вод, в частности на границе Бассейна и Горла, в Двинском заливе, севернее Соловецких островов;
- участки шельфа с глубинами 30–50 м, как правило, около проливных зон, где при наличии активной динамики сохраняется стратификация вод и присутствуют значительные неровности дна: подводный желоб на границе Бассейна и Горла, районы Западной и Восточной Соловецких салм.

Выделены районы, где проявление КВВ носит случайный характер:

- Бассейн и Кандалакшский залив (глубоководные участки моря, где приливный поток слабо взаимодействует с дном, большинство КВВ приходят туда из других районов);
- центральная часть Горла и Онежского залива (мелководные участки шельфа, воды которых полностью перемешаны под влиянием приливных процессов).

Регулярность наблюдений КВВ в определенную фазу волны M_2 и зависимость количества их проявлений от фазы луны подтверждают вывод о преимущественно приливном характере их образования. Чаще всего КВВ наблюдались в виде пакетов по 2–4 волны с длиной гребня лидирующей волны 16 км. Средняя длина зарегистрированных КВВ 500 м, период – 12 мин, высота – 2.3 м.

Районами активной генерации КВВ в Белом море являются зоны фронтов, как структурных, так и стоковых, а также области около проливных зон (с глубинами 30–50 м) с резкими неровностями дна. Вблизи этих зон в отдельных районах ежегодно отмечались ИВВ, обладающие значительной нелинейностью.

По данным спутникового мониторинга, подтвержденным результатами моделирования [Kozlov et al., 2014], установлено, что короткопериодные волны могут распространяться более чем на 200 км от района генерации и существовать в течение 3–5 циклов волны M_2 , пересекая всю акваторию Бассейна.

3.3. Типовые характеристики короткопериодного внутреннего волнения на акватории Белого моря на основе климатических данных

По данным мониторинговых контактных и дистанционных наблюдений было определено, что короткопериодные ВВ широко распространены в Белом море. Установлено, что их характеристики существенно различаются на различных по характеру стратификации вод и рельефа дна участках шельфа, выявлены районы их постоянных поверхностных проявлений.

Однако учащенные внутри приливного цикла измерения, выполняемые в рамках исследований короткопериодной изменчивости гидрофизических полей с помощью судовой подсистемы наблюдения, не охватывают всей акватории моря. Выводы же из результатов наблюдений спутниковой подсистемы об отсутствии ВВ в отдельных районах моря требуют подтверждения, так как проявления волн на поверхности моря очень зависят от характеристик ветра (среднего значения и пульсаций) над акваторией и концентрации поверхностно активных веществ. Соответственно в рамках судовых мониторинговых наблюдений следует предусмотреть проведение работ в районах моря, где отсутствуют предварительные сведения о характеристиках ВВ. Для полноценного планирования исследований, в частности расстановки систем буйковых станций, целесообразно иметь типовые оценки геометрических (λ) и кинематических (C) характеристик короткопериодных ВВ этих акваторий моря.

Для определения ожидаемых характеристик короткопериодных ВВ возможно использование упрощенных модельных представлений и климатических оценок стратификации вод.

На основании измерений установлено, что наблюдаемые в Белом море волны хорошо описываются дисперсионным соотношением для первой моды ВВ. Скорость волны для случая, когда толщина слоев много меньше длины волны, определяется соотношением

$$C = \sqrt{g \frac{\Delta\rho}{\rho} \frac{d * (D - d)}{d + (D - d)}}, \quad (3.4)$$

где $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$, ρ_1 и ρ_2 – плотность верхнего и нижнего слоев, $\rho = (\rho_2 + \rho_1)/2$; d – толщина верхнего слоя, D – глубина места. Длина волны может быть найдена как $\lambda = c \cdot T$, где T – период волны.

В качестве допущения зададим $T = 12$ мин, как среднее значение периода зарегистрированных в ходе мониторинга короткопериодных ВВ. Сведения о толщине слоев и параметрах стратификации вод получаются на основе расчетов по международному уравнению состояния морской воды УС-80. Уравнение позволяет рассчитывать плотность как функцию от температуры, солёности и давления.

Сведения по температуре и солёности на стандартных горизонтах выбираются из базы климатических данных. В базе они собраны по месяцам на сетке $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ и охватывают акваторию всего Белого моря. Непосредственно для расчетов характеристик ВВ использовались данные (температура и солёность) за июль и август из базы ЕСИМО (http://data.oceaninfo.info/atlas/Beloe/1_1.html), когда наиболее выражена сезонная стратификация вод, а также данные полигонных наблюдений и суточных СТД-сканирований, выполненных в 2000–2012 гг. Результаты контактных наблюдений усреднялись за период измерений (обычно 2 приливных цикла), а из данных базы ЕСИМО были отброшены квадраты с квазиоднородной стратификацией вод (в мелководных районах) или с небольшим количеством данных по вертикали, не позволяющих использовать их для расчетов. Результаты расчетов на рис. 3.17 и 3.18 показывают типовые оценки характеристик для наиболее распространенной первой вертикальной моды.

Длины волн варьируются от 93 до 720 м (рис. 3.17). Наименьшие значения отмечаются в шельфовых районах моря и Горле, где стратификация слабо выражена за счет приливного перемешивания. Исключение составляют прибрежные районы с сильным влиянием на стратификацию пресного стока рек. В глубоководной части Бассейна и Кандалакшского залива значения максимальны, и, кроме того, для июля и августа климатические оценки мало различаются. Оценки по натурным данным в целом не противоречат климатическим оценкам, однако весьма различны в разные годы (см. результаты для полигона № 1, табличная врезка в рис. 3.17). Они отражают одну из особенностей гидрологии моря – разнообразие стратификации вод по акватории моря, а также ее значимую межгодовую изменчивость.

Для шельфовых районов моря, в которых выполнялись контактные наблюдения, характерное теоретическое значение длины коротких волн составляет 150–

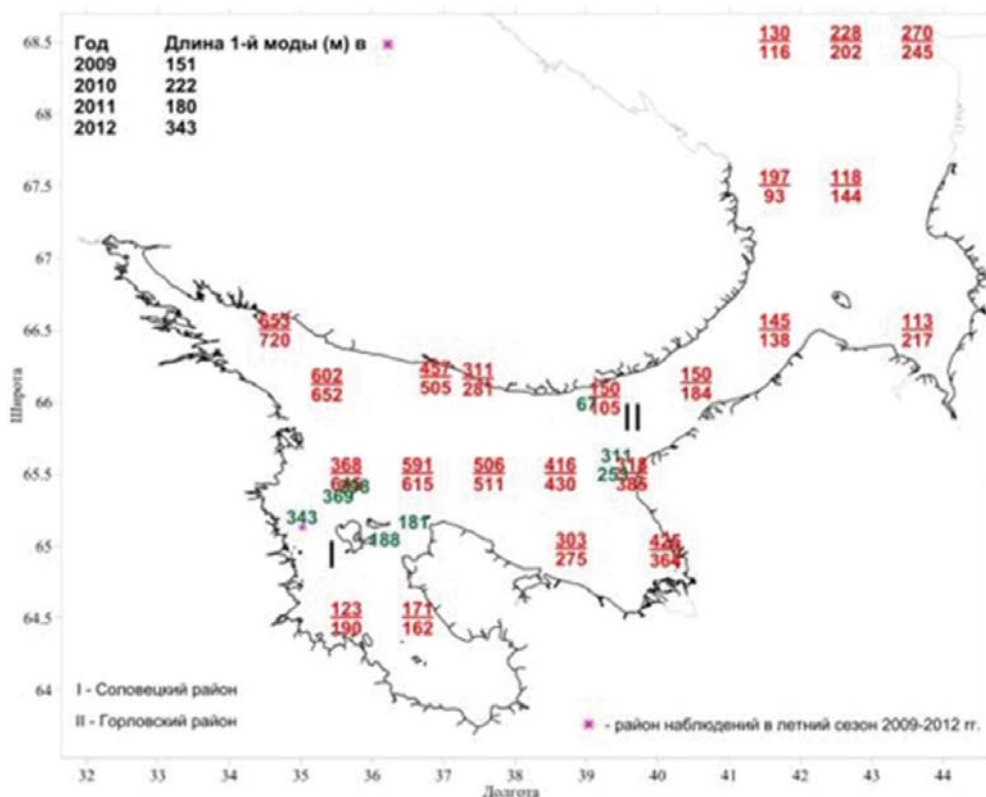


Рис. 3.17. Длина волны (в метрах) первой моды периода 12 мин по климатическим данным (красным: верхняя цифра – июнь, нижняя – август), а также по результатам полигонных измерений 2012 г. (зеленые цифры) и в районе, обозначенном звездочкой (в табличной врезке)

350 м. Это значение длины волны оказалось близким к длинам короткопериодных волн, найденным путем совместного анализа контактных и спутниковых наблюдений в 2012 г.

На рис. 3.18 показаны оценки фазовой скорости короткопериодных ВВ. Они колеблются от 13 до 100 см/с. Отметим, что в данном случае групповая скорость практически совпадает с фазовой из-за пренебрежимо малого, вследствие характерных размеров ВВ, влияния эффекта Кориолиса. Типичные значения фазовой скорости в глубоководной части моря 60–70 см/с, а в шельфовых районах – порядка 30–50 см/с, т.е. близки к скоростям приливных течений. Это означает, что в шельфовых районах короткопериодные волны могут быть крайне неустойчивы.

В заключение сформулируем некоторые выводы:

- климатические данные ЕСИМО могут быть использованы для грубой оценки типовых характеристик короткопериодных ВВ, однако они не учитывают межгодовую изменчивость стратификации вод и локальные особенности акватории весьма не однородного Белого моря;

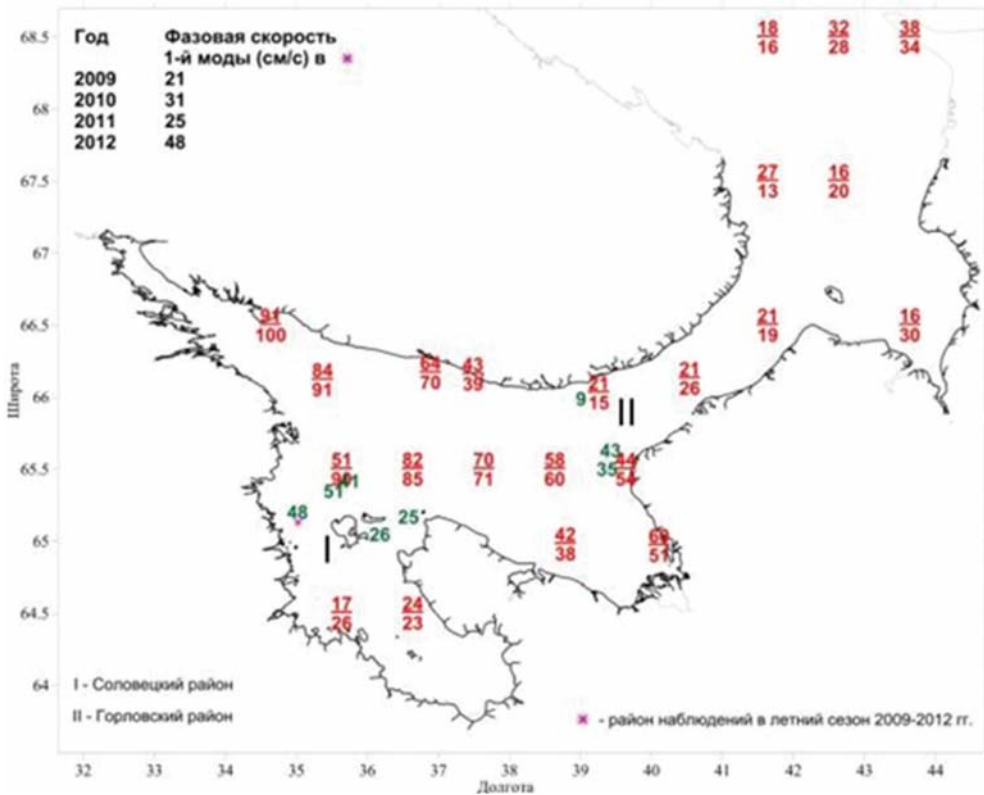


Рис. 3.18. Фазовая скорость (в см/с) первой моды периода 12 мин по климатическим данным (красным: верхняя цифра – июнь, нижняя – август), а также по результатам полигонных измерений 2012 г. (зеленые цифры) и в районе, обозначенном звездочкой (в табличной врезке)

- типовые климатические оценки характеристик ВВ согласуются с результатами контактных наблюдений и являются полезным инструментом для планирования натурных экспериментов;
- характеристики ВВ в пределах акватории Белого моря, рассчитанные по данным контактных наблюдений, показывают их широкую пространственную и межгодовую изменчивость.

ГЛАВА 4

Субмезомасштабные вихревые структуры и фронтальная динамика

4.1. Особенности проявлений, распределения и динамики субмезомасштабных вихревых структур

Под вихревой структурой независимо от ее размера, места и причины формирования обычно понимают относительно обособленное динамическое образование с более или менее круговым движением вод [Нелепо и др., 1980]. Основной особенностью данных структур является изменение течений, температуры, солёности и гидрохимических характеристик с пространственным масштабом, соответствующее диаметру вихря. На картах распределения океанологических полей они проявляются наличием замкнутых изолиний температуры, солёности, плотности и т.д. По данным дистанционных наблюдений [Гинзбург, 1992] они разделяются на цепочки сдвиговых вихрей, одиночные спиралевидные вихри открытого океана, вихри за островами, вихри из-за неоднородностей береговой линии, вихри в месте встречи (расхождения) течений, грибовидные течения, присоединенные вихри. Общим для всех этих структур является сдвиговая природа образования.

Согласно [Гидрометеорология..., 1991], считается, что один из основных механизмов, формирующих локальную изменчивость гидрофизических полей в Белом море, связан с образованием вихрей при сдвиговой неустойчивости приливного течения. В той же работе приводятся отрывочные сведения о регистрации вихрей диаметром единицы километров и временем существования несколько часов. Однако до настоящего времени не было сведений об особенностях пространственной изменчивости характеристик субмезомасштабных вихрей на акватории Белого моря. Подобные оценки возможны только при привлечении спутниковых данных, например радиолокационного зондирования морской поверхности [Лаврова, 2005; Каримова, 2012]. Однако современная спутниковая техника не позволя-

ет оценить вертикальную толщину наблюдаемых структур, а также точно определить время существования исследуемых вихревых структур. Применение же традиционных контактных методов исследования в связи с малым временем жизни и небольшими размерами образований позволяет осветить весьма ограниченные акватории.

Поэтому для исследования пространственно-временной изменчивости характеристик субмезомасштабных вихрей в рамках программы мониторинга на акватории всего Белого моря была разработана методика, сочетающая результаты контактных и дистанционных наблюдений.

Контактные наблюдения выполнялись (рис. 1.12) с 2006 по 2014 г. Они состояли из повторяющихся микрополигонных океанографических съемок (рис. 1.11) в разных районах моря. По этим данным определялось наличие вихря и его пространственно-временная изменчивость под влиянием прилива. Всего на 14 полигонах было проведено 46 съемок.

Дистанционные наблюдения для исследования пространственной изменчивости распределения проявлений субмезомасштабных вихрей на акватории всего моря выполнялись с использованием спутниковых РЛ-изображений за летние сезоны 2009–2012 гг. В 2009–2011 гг. использовались данные ENVISAT ASAR в С-диапазоне и режимах съемки WSM и IMP. В 2012 г. использовались снимки RADARSAT-1 в режиме съемки SGF (Path Image) и RADARSAT-2 в режиме Fine Quad-Pol.

На предварительном этапе работы, для определения пределов субмезомасштаба, оценен бароклинный радиус Россби для акватории Белого моря в летний период по данным климатического атласа ЕСИМО (http://data.oceaninfo.info/atlas/Beloe/1_1.html). Результаты расчетов для августа в виде цифр для соответствующих квадратов моря приведены на рис. 4.1, а. Значения радиуса Россби (L_R) варьировались в пределах 1–8 км. Наименьшие из них отмечаются в мелководных слабостратифицированных Двинском и Онежском заливах и Горле. В глубоководной части Бассейна и Кандалакшского залива значения радиуса максимальны и мало различаются по месяцам. Проведенные для сравнения расчеты радиуса по данным натурных наблюдений на полигоне № 1 вблизи пролива Западная Соловецкая салма за 2009–2012 гг. (см. рис. 4.1, а) дают значения 1.4–2.8 км. Они не противоречат климатическим оценкам, но отражают одну из особенностей гидрологии моря – разнообразие стратификации вод по площади и ее значительную межгодовую изменчивость.

На большей части полигонов изменение направлений приливных течений приводило к изменениям в распределении характеристик гидрологических полей. Вихревые структуры по замкнутым изолиниям температуры и солености на картах были обнаружены в трех районах: южнее и северо-западнее Соловецких островов и в центральной части Двинского залива. Все полигоны располагались в районах со значительными положительными неровностями дна – банками. Появление вихрей в большинстве случаев отмечалось в одну и ту же фазу приливного цикла.

Все зафиксированные структуры имели циклонический тип завихренности и охватывали приповерхностные слои, но не всегда четко отражались на поверхност-

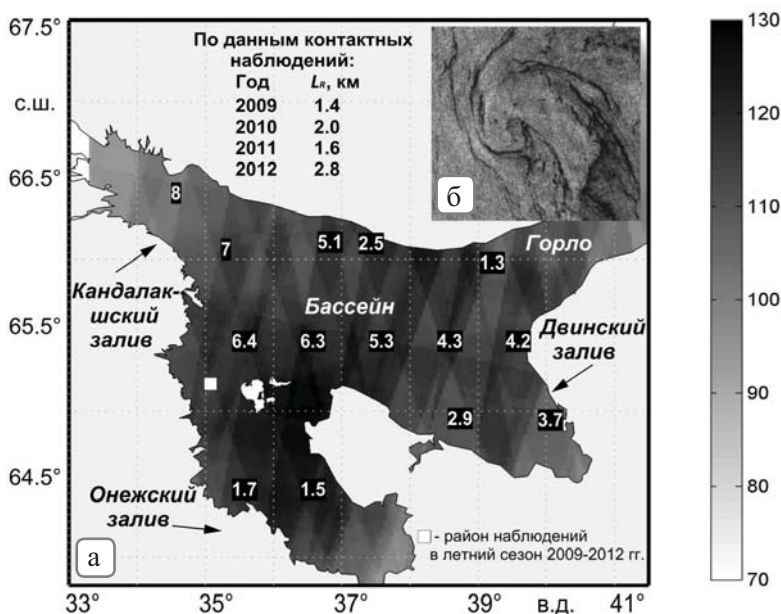


Рис. 4.1. Карта (а) покрытия акватории Белого моря РЛИ за теплый период 2009–2012 гг. Белые цифры – значения бароклинного радиуса Россби (в км) по климатическим данным за август, в таблице – значения радиуса по данным наблюдений в районе, обозначенном белым квадратом. На врезке (б) представлен фрагмент PCA снимка Envisat ASAR от 04.08.2010 (08:23 UTC), относящийся к Бассейну Белого моря с примером проявления вихревой структуры. © CSA

ном горизонте. Их границы определялись по куполообразному подъему изотерм и изохалин, что отражалось в плоскости карты пониженными значениями температуры и повышенными – солёности. Горизонтальный размер вихря (L) определялся как средний диаметр перпендикулярных друг другу осей замкнутой в пределах полигона изотермы. Вертикальный размер вихря (h) определялся как слой воды, в котором прослеживались замкнутые изотермы, ассоциируемые с вихревым движением. Время жизни вихря в районе съёмки (T) определялось как разность во времени между повторяющимися съёмками. Характеристики зарегистрированных вихрей приведены в табл. 4.1.

В качестве примера проявления вихревой структуры в контактных данных приведем результаты наблюдений на полигоне № 9 в 2009 г. (рис. 4.2) в районе банки на границе пролива Восточная Соловецкая салма и Онежского залива. По данным съёмки было установлено, что распределение температуры и солёности в районе банки имеет квазидвухслойную структуру и испытывает значительную изменчивость под влиянием приливного потока. В условиях полной воды, когда приливное течение было направлено преимущественно на юг, над вершиной банки наблюдалось пятно холодных (рис. 4.2, а) и солёных вод в форме внутрикноклинного циклонического вихря диаметром 2–2.5 км. В условиях малой воды над вершиной банки значительных аномалий в температуре (рис. 4.2, б) и солёности не наблюдалось, а максимальные градиенты плотности формируются над южными склонами

банки. При выполнении микрополигонных съемок 4 раза за приливный цикл было установлено, что образовавшаяся вихревая структура прослеживается у банки не более 3–4 ч, а затем «срывается» с вершины банки и движется в направлении доминирующего потока. Подобная картина наблюдалась и на полигоне № 1.

Таблица 4.1

Статистика вихревых структур по данным контактных наблюдений

Полигон, год	L , км	h , м	Направление вращения	T , ч	Фаза прилива (количество съемок с вихрем)
№ 9, 2006	1.8	18	Циклоническое	>4	Прилив (1)
№ 9, 2007	2.0	16	Циклоническое	>3	Прилив (1)
№ 9, 2009	2.2	11	Циклоническое	>3	Прилив (1)
№ 1, 2010	2.0	17	Циклоническое	>3	Прилив (1)
№ 1, 2012	2.4	15	Циклоническое	>4	Прилив (1)
№ 1, 2013	1.6	18	Циклоническое	>4	Прилив (1)
№ 14, 2014	2.4 2.9	17 14	Циклоническое	12–18	Прилив и отлив (2)

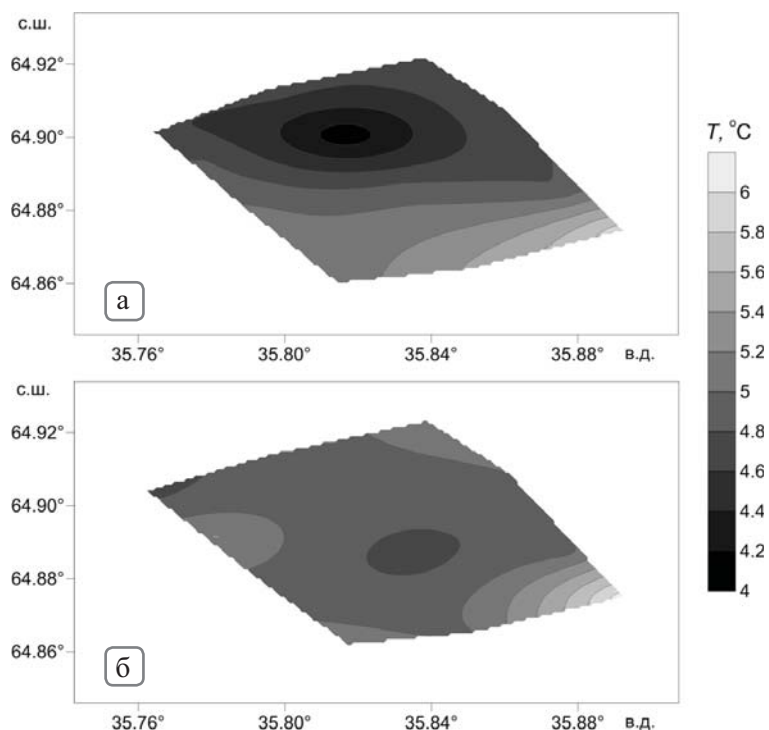


Рис. 4.2. Распределение температуры на горизонте 10 м по данным микрополигонных океанографических съемок на полигоне № 9, выполнявшихся в прилив (а) и отлив (б) 24 июня 2009 г.

Отдельно стоит рассмотреть случай на полигоне № 14, располагавшемся в 10 км к юго-востоку от стоковой фронтальной зоны. Здесь микрополигонные съемки выполнялись трижды: с 10:40 до 13:40 26.07.20014 г., с 14:30 до 17:30 26.07.2014 г., с 8:00 до 11:20 27.07.2014 г.

В районе отмечалась ярко выраженная двухслойная структура вод. Пикноклин располагался на глубинах от 8 до 17 м. По результатам двух из трех съемок в пределах полигона четко прослеживалась циклоническая вихревая структура.

Во время первой съемки зафиксированы следующие характеристики вихревой структуры: диаметр (по оси X – 2700 м, по оси Y – 2200 м), вихрь прослеживался до глубины 17 м, глубина слоя с наибольшим диаметром 16 м. Ограничивали область вихря изотерма 6.2 °С и изохалина 26.5 ‰.

Во время второй съемки вихрь трансформировался и смещался к югу. Он обладал следующими характеристиками: диаметр (по оси X 4600 м, по оси Y 1200 м), глубина слоя с наибольшим диаметром 9 м, прослеживался он до глубины 14 м. Ограничивали вихрь изотерма 6.9 °С и изохалина 26.3 ‰.

На третьей съемке, выполнявшейся через 13 ч после второй, полностью вихрь в пределах полигона уже не прослеживался.

За 6 часов, в течение которых удалось пронаблюдать вихревую структуру, она заметно уменьшалась по вертикальным размерам. Вероятно, изменение характеристик в центре связано с тем, что вихревая структура не только всплывала, но и разрушалась.

По данным спутниковых РЛ-изображений исследовано пространственное распределение проявлений субмезомасштабных вихрей. Определены координаты центров вихрей, диаметр, тип вращения. Покрытие акватории по годам было не очень равномерным, что связано с имеющимся количеством снимков в архиве.

Всего получен 221 РЛ-снимок (60 – 2009 г., 111 – 2010 г., 37 – 2011 г., 13 – 2012 г.). За исследуемый период для всех районов Белого моря частота покрытия в среднем составила более 100 снимков (рис. 4.1, *а*).

Визуализация вихревых структур на РЛИ обусловлена тем, что на поверхности воды они проявляются как темные или светлые (относительно фона) нитевидные полосы, закручивающиеся в спирали (см. рис. 4.1, *б*). Размеры каждого вихря определялись по расстоянию между периферийными нитевидными полосами, попадающими в границы воображаемого эллипса, центр которого соответствовал области сходимости этих нитей.

Вихревые образования фиксировались на всей акватории моря. Всего зарегистрировано 162 вихря; их распределение по акватории с учетом знака вращения представлено на рис. 4.3, *а*, а на рис. 4.3, *б* показано распределение их по размерам. Число вихревых проявлений увеличивается с мая по июль, при этом в июне и июле их количество составило более 65 %. В мае вихревые образования практически не наблюдались на акватории (всего 2 %). Остальная часть вихрей пришлась на август (около 19 %) и сентябрь (около 14 %). Вихри являются распространенным явлением на акватории Двинского залива и Бассейна Белого моря, а также в проливах вокруг островов Соловецкого архипелага.

Примерно половина зафиксированных проявлений вихрей относятся к акватории Бассейна. Наибольшее число вихрей в этом районе отмечается у северно-

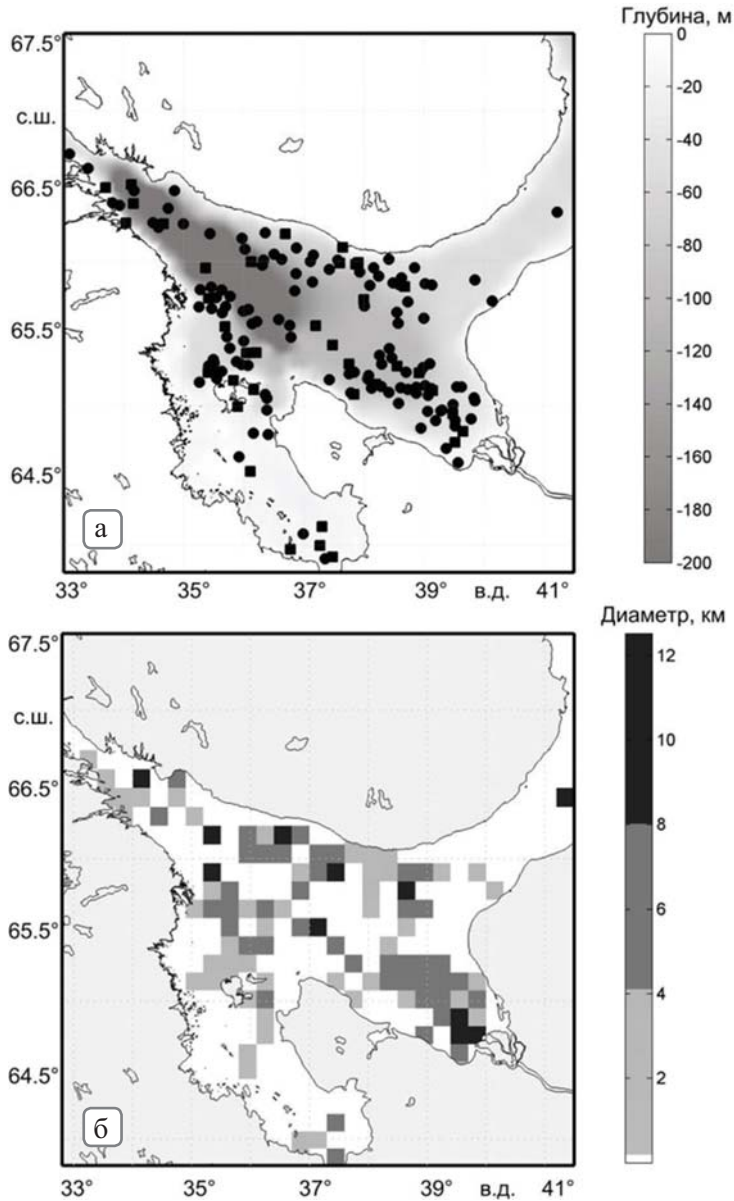


Рис. 4.3. Пространственное распределение проявлений вихревых структур на РЛИ акватории Белого моря в 2009–2012 гг., совмещенное с картой глубин (а). Квадратами и кружками обозначены положения антициклонических и циклонических вихрей соответственно. Пространственное распределение средних диаметров вихрей в км по акватории Белого моря (на квадрат единицы площади) (б)

го берега вблизи структурного фронта и севернее Соловецких островов. Структурный фронт отделяет стратифицированные воды от слабостратифицированных вод, поступающих из Горла вдоль берега в Бассейн. Положение фронтального раз-

дела весьма изменчиво в пространстве [Зимин и др., 2014а; Kozlov et al., 2014], что приводит к развитию вихревых структур диаметром преимущественно от 3 до 8 км. Севернее Соловецких островов вихревые структуры детектируются над свалом глубин, причем их размер уменьшается по мере приближения к островам. В мористых районах над свалом наблюдаются вихри до 8–10 км в диаметре, а около архипелага – до 2 км. По результатам контактных наблюдений, выявивших повторяющийся характер внутритропикноклинных вихрей в одни и те же фазы приливного цикла над неровностями дна, можно предполагать, что основной причиной возникновения этих вихрей является трансформация приливного потока под влиянием изменений рельефа.

Четверть проявлений вихревых структур приходится на Двинский залив. Преимущественно они имеют размер от 5 до 8 км, хотя несколько раз были зарегистрированы вихри диаметром более 10 км. Вероятно, образование наиболее крупных вихрей связано со сдвигом скоростей на периферии стокового фронта р. Северная Двина. Подобные явления отмечались в других морях [Gurova, Chubarenko, 2012; Redondo et al., 2013]. Можно предположить, что генезис остальных вихрей вызван возмущениями на стоковом фронте под влиянием ветра и приливных процессов. Отметим, что 80 % зарегистрированных вихрей наблюдались в период сизигийных приливов. Вихри циклонического типа при этом тяготеют к восточной части залива, антициклонические – к северной и центральной части залива.

По 15 вихрей зарегистрировано в Кандалакшском и Онежском заливах. Более крупные вихри отмечались в Кандалакшском заливе.

Проявления 6 циклонических вихрей зарегистрированы в Горле. Они резко различаются по размерам, на южной границе их диаметр составляет от 2 до 8 км, в центральной части – более 10 км.

Статистические характеристики зарегистрированных проявлений вихревых структур представлены в табл. 4.2 и 4.3. В зависимости от типа все образования разделены на циклоны (Zn) и антициклоны (Az).

Таблица 4.2

Статистика размеров вихрей по годам

Год	Число вихрей Az	Число вихрей Zn	Средний размер, км	Всего вихрей
2009	4	26	5.8	30
2010	27	90	4.5	117
2011	2	2	6.9	4
2012	5	6	3.1	11
Итого	38	124	4.7	162

Из табл. 4.2 видно, что количество зарегистрированных вихрей прямо пропорционально обеспеченности снимками. Количество проявлений вихрей циклонического вращения практически всегда преобладает над количеством вихрей с антициклоническим вращением. По годам средний диаметр вихря испытывает зна-

чительные вариации. Причем наименьшие его значения отмечены в 2012 г., когда использовались снимки с более высоким разрешением. В среднем размер зарегистрированных антициклонических вихрей больше чем циклонических.

Таблица 4.3

Выборочные статистики пространственного масштаба вихрей по типам вращения

Диаметр, км	Az	Zn	Всего
Среднее	5.6	4.4	4.7
Медиана	5.1	4.1	4.2
Мода	2.1	5	5
Минимум	0.9	1.1	0.9
Максимум	13.2	10.6	13.2

В целом по акватории средний диаметр вихревого образования составляет чуть меньше 5 км (табл. 4.3), что примерно соответствует среднему значению бароклинного радиуса Россби. Отметим, что, как и значения радиуса Россби, наиболее крупные вихри отмечались в открытой части Бассейна (до 13 км), а самые маленькие – в прибрежной зоне около Карельского берега и Соловецких островов (0.9 км).

Выполненное обобщение показывает, что субмезомасштабные вихри являются распространенным явлением на акватории Двинского залива и Бассейна Белого моря, а также в проливных зонах вокруг островов Соловецкого архипелага. По спутниковым данным были детектированы одиночные вихри и вихревые структуры разнообразных форм: спиральные, грибовидные, дипольные. Интересно, что некоторые характеристики субмезомасштабных вихрей, установленные по их проявлениям на поверхности Белого моря, наблюдались в районах Мирового океана, различающихся по гидрологическим и морфометрическим условиям. В частности, это касается того, что количество вихрей циклонического вращения может преобладать над количеством вихрей с антициклоническим вращением.

Схожий вывод был получен при исследовании мелкомасштабных вихревых структур по данным спутниковой радиолокации в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря [Митягина, Лаврова, 2009]. При этом в теплый сезон чаще наблюдались изолированные циклонические вихри диаметром 2–6 км, тогда как в холодный сезон были выявлены вихревые структуры разного знака вращения с размерами 4–30 км, имеющие более продолжительное время жизни по сравнению с вихрями теплого периода и тенденцию объединяться в кластеры.

Статистический анализ субмезомасштабных вихрей, выполненный для Балтийского, Черного и Каспийского морей [Каримова, 2012], показал также, что в среднем размер зарегистрированных антициклонических вихрей больше, чем циклонических. Наблюдаемая в открытых и прибрежных водах северного полушария асимметрия между антициклоническими и циклоническими спиральными вихрями в сумезомасштабном режиме [Munk et al., 2000] остается дискуссионной с учетом имеющихся примеров обратной закономерности. Так, в море Бофорта боль-

шинство детектированных мелкомасштабных вихрей были антициклонического вращения [D'Asaro, 1988], которые развивались внутри существующего в летний период антициклонического круговорота поверхностных вод. Предполагается, что благоприятными причинами доминирования циклонических субмезомасштабных вихрей (в северном полушарии) являются фоновая циклоническая завихренность и вращающий момент придонного трения. Второй фактор, очевидно, важен на шельфе и в прибрежных водах.

Как установлено в ходе натуральных исследований в районе проливов Курильских островов, возможна ситуация, когда число циклонических вихрей больше и они крупнее антициклонических вихрей вследствие асимметричной адвекции вращающегося приливного потока, который переносит первые от берега, а вторые в сторону берега [Nakamura et al., 2012]. Существенным моментом является также зависимость поверхностных проявлений от типа вихрей в условиях многообразных механизмов их генерации и активности. Кроме уже отмеченных механизмов формирования вихрей, связанных с топографическими эффектами, обтеканием островов и неустойчивостью фронтальных разделов, следует упомянуть возможность их генерации при разрушении мезомасштабных структур и поля потенциальной завихренности ветровым воздействием [Thomas et al., 2008]. Вместе с короткопериодными внутренними волнами субмезомасштабные вихри являются промежуточным звеном между мезомасштабной динамикой и трехмерной турбулентностью в микромасштабе и играют важную роль в локальном водообмене и перемешивании. Полученная статистика дает ключевые предпосылки для районирования акватории Белого моря по особенностям появления субмезомасштабных вихревых процессов и служит основанием для совершенствования существующих гидродинамических моделей моря.

Многолетние наблюдения за пространственно-временной изменчивостью субмезомасштабных вихревых структур показали, что:

- это распространенное явление на акваториях Двинского залива и Бассейна в районах фронтов и свала глубин;
- наиболее часто они регистрируются в июне и июле в период сизигийных приливов;
- обладают преимущественно циклоническим характером вращения, диаметром от 2 до 6 км;
- над банками около Соловецких островов их образование отмечается в определенную фазу прилива;
- в шельфовых районах они имеют характерное время жизни от 3 до 6 ч и прослеживаются в верхнем 10–20-метровом слое.

4.2. Динамика фронтальных разделов

Исследования фронтальной динамики базировались на сочетании контактных данных, получаемых на разрезах, пересекающих фронтальные зоны различного происхождения, и спутниковых данных о характеристиках ТПМ.

Контактные данные включали в себя повторяющиеся в разные фазы приливного цикла СТД-измерения на разрезах (положение разрезов показано на рис. 1.12 в разд. 1.3) вдоль южной границы Горла (2009, 2012, 2014 гг.), на границе Бассейна и Западной Соловецкой салмы (2013 г.) и на границе Бассейна и Двинского залива (2014 г.). По ним оценивались вертикальная термохалинная структура вод и их мезомасштабная изменчивость.

Для изучения пространственно-временной изменчивости проявлений фронтальных разделов на внутрисезонном и синоптическом интервалах изменчиво-

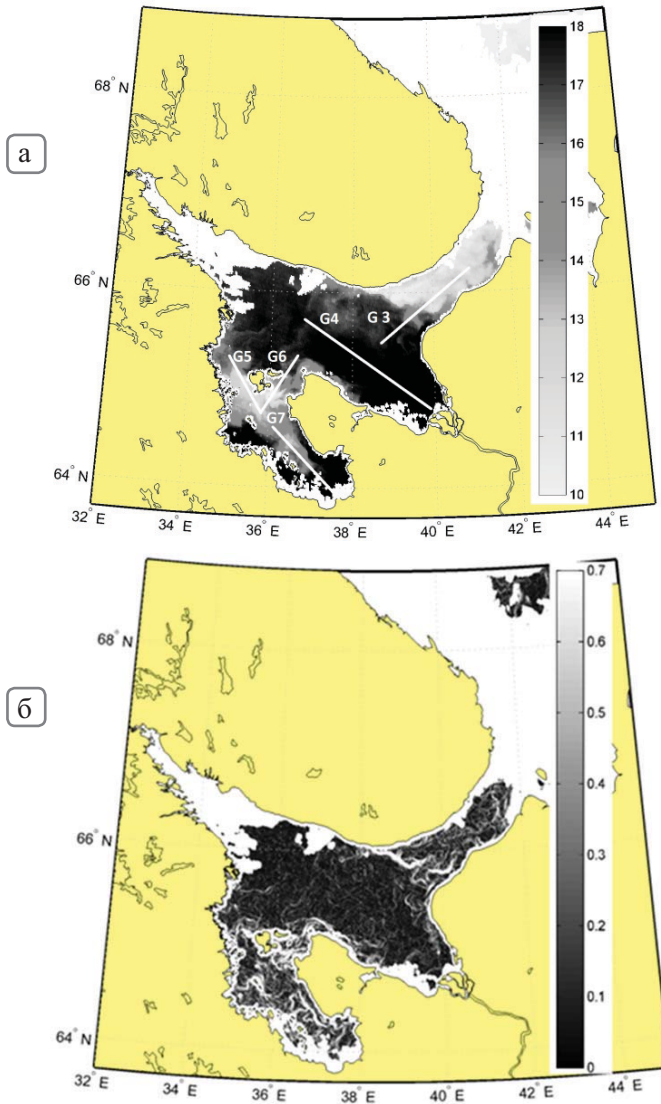


Рис. 4.4. Карты ТПО (а) и ее горизонтального градиента (б), рассчитанные по данным MODIS Terra от 4.08.2010 г. На карту ТПО нанесены разрезы (G3-G7), с которых снимались характеристики фронтальных разделов во фронтальных зонах

сти 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 % акватории моря. Покрытие данными большей части моря за 5 мес составляло от 50 до 90 измерений на квадратный километр. Поэтому отследить изменчивость характеристик ТПМ в течение 5 мес на всей акватории моря удавалось только при осреднении получаемой информации. Осреднение ТПМ выполнялось по декадам, месяцам и в целом за рассматриваемый сезон.

Для анализа изменчивости пространственного положения фронтов использовался совместный анализ карт ТПМ (рис. 4.4, *а*) и ее градиентов (рис. 4.4, *б*). 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, определяли линию фронта для каждой из 14 декад, причем для отдельных декад положение некоторых фронтов не было определено из-за облачности. Положение фронтов определялось также в среднем по месяцам и за теплый сезон.

Как правило, внутри фронтальной зоны прослеживается несколько фронтов. Для их количественного описания в течение теплого сезона (ширины, фронтального градиента, среднего градиента во всей фронтальной зоне) использовались характеристики с разрезов (рис. 4.4, *а*).

Фронтальная и вихревая динамика анализировались с учетом сведений об интенсивности и изменчивости гидрометеорологических процессов, которые были получены на основе анализа факсимильных приземных карт погоды за май–сентябрь 2010 г.

Изменчивость положения основных фронтов по спутниковым данным

На основании всех полученных данных составлена карта (рис. 4.5) средних градиентов ТПО за теплый период года. На ней хорошо выделяются области повышенных градиентов: юго-западный район Горла, прибрежная зона Зимнего берега и Двинского залива, Онежский залив, а также район вокруг Соловецких островов. Они соответствуют фронтальным зонам. Ярко выраженных высокоградиентных областей не прослеживается в Бассейне, Кандалакшском заливе и Воронке.

В поле градиентов ТПО нашли отражение все четыре упомянутые ранее зоны фронтов: стоковые Северной Двины и Онеги, структурные Горла и Соловецких островов.

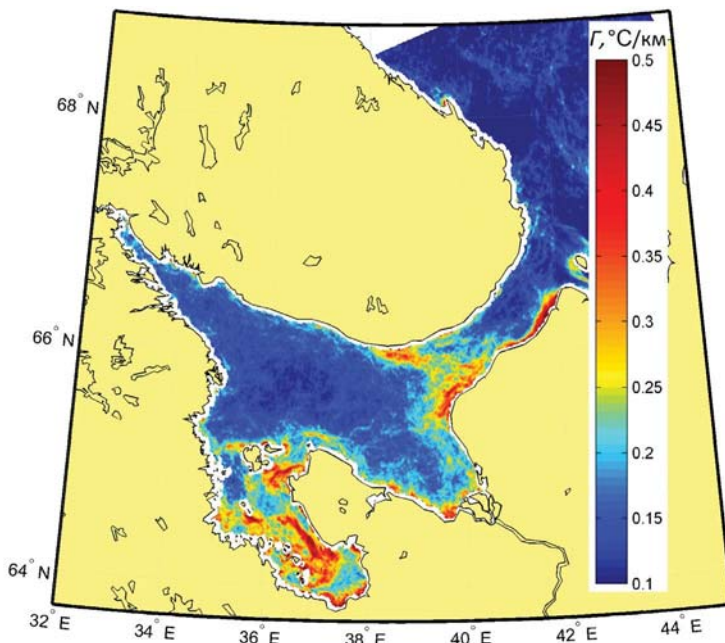


Рис. 4.5. Средненное значение градиента ТПО за период с мая по сентябрь 2010 г.

Фоновый градиент температуры поверхности моря в среднем составил менее $0.01\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. При этом средний градиент в областях фронтальных зон равнялся около $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, средний градиент на фронте – $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Наиболее интенсивными с точки зрения значений градиента (до $0.59\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$) были районы Онежского залива и Горла. Наименее интенсивно в градиенте ТПО было отображено положение зоны стокового (соленосного) фронта в Двинском заливе ($0.11\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$).

Карта градиентов ТПО (рис. 4.5) показывает многофронтальность рассматриваемых зон. Особенно наглядно это проявляется на южной границе Горла и в Онежском заливе, где ширина фронтальных зон колеблется от 40 до 60 км и включает в себя 4–6 фронтов. Самая обширная по площади и протяженная фронтальная зона, хотя местами не так ярко выраженная, связана с Двинским течением и проявляется в Двинском заливе и восточной границе Горла. Количество фронтальных разделов внутри этой зоны в зависимости от района колеблется от 1 до 5.

Среднее расстояние между фронтами внутри фронтальных зон составляет от нескольких километров до нескольких десятков километров. Наиболее близко друг к другу градиентные зоны и связываемые с ними фронты располагаются в Горле. Самые значительные меандры по охватываемой площади отмечаются у фронтов в Двинском заливе.

Около Соловецких островов фронтальная зона представляет собой весьма сложную двойную структуру. В районе проливов Западная и Восточная Соловецкие салмы и северной части Онежского залива наблюдается зона с низкими значениями температур на поверхности. Образование этой зоны связано с интенсивным

приливным перемешиванием в проливах и на мелководье. Южнее этой области, в районах, где интенсивность приливного потока ослабевает, перемешивание становится менее интенсивным и поверхностный слой опять занимают теплые воды. В результате область структурного фронта в данном районе включает в себя два фронтальных раздела северный и южный. Она является буфером из нестратифицированных вод, разделяющих воды Бассейна и Онежского залива.

Положение фронтов внутри стоковой зоны р. Онеги характеризуется значительной неоднородностью и разнообразием структурных элементов, образующих фронтальную зону.

Результаты выделения положения основного фронтального раздела внутри каждой фронтальной зоны по сочетанию карты ТПО и градиентов за сезон и по декадам для каждого месяца приведено на рис. 4.6.

Из рис. 4.6, *а* видно, что фронт располагается поперек пролива Горла ломаной линией и интенсифицируется около берегов. Особенно сложно однозначно идентифицировать его положение около Зимнего берега, где он взаимодействует со стоковым фронтом р. Северная Двина. Декадное положение фронта (рис. 4.6, *б–е*) показывает его меандрирующий характер. Несмотря на значительную локальную изменчивость его положения по декадам, все колебания фронта прослеживаются около его климатического положения на южной границе Горла.

Наиболее интенсивная пространственная динамика характерна для Двинского стокового фронта (рис. 4.6) в части, прилегающей к Летнему берегу. В течение мая его граница сдвигается к западу более чем на 70 км. Столь значительная изменчивость положения фронтальных разделов в Двинском заливе может являться источником развития интенсивного вихреобразования.

Во фронтальной зоне около Соловецких островов северный и южный фронты имеют обозначения чисто условные. Вследствие бланкирования данных спутниковых наблюдений в прибрежной 5-километровой зоне проследить положение фронта севернее архипелага не всегда возможно. Соответственно северный фронт можно разделить на фронтальные разделы Западной и Восточной Соловецких салм. В отдельные декады в Западной Соловецкой салме северный и южный разделы могут смыкаться, образуя фронт, направленный вдоль пролива.

Стоковый фронт в южной вершине Онежского залива имеет дугообразную форму и прижат к Лямецкому берегу. Его положение может за декаду изменяться более чем на 25 км и соответственно сильно отклоняться от среднего (рис. 4.6).

Проведенный анализ показывает, что интенсивная динамика фронтов происходит внутри месячных интервалов (рис. 4.7, *а*), в то время как среднемесячные положения фронтальных линий (рис. 4.7, *б*) близки к их средним за лето (см. рис. 4.6, *а* для сравнения) за исключением зоны Онежского стокового фронта. Из сравнения месячных (рис. 4.7, *б*) и декадных (рис. 4.7, *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

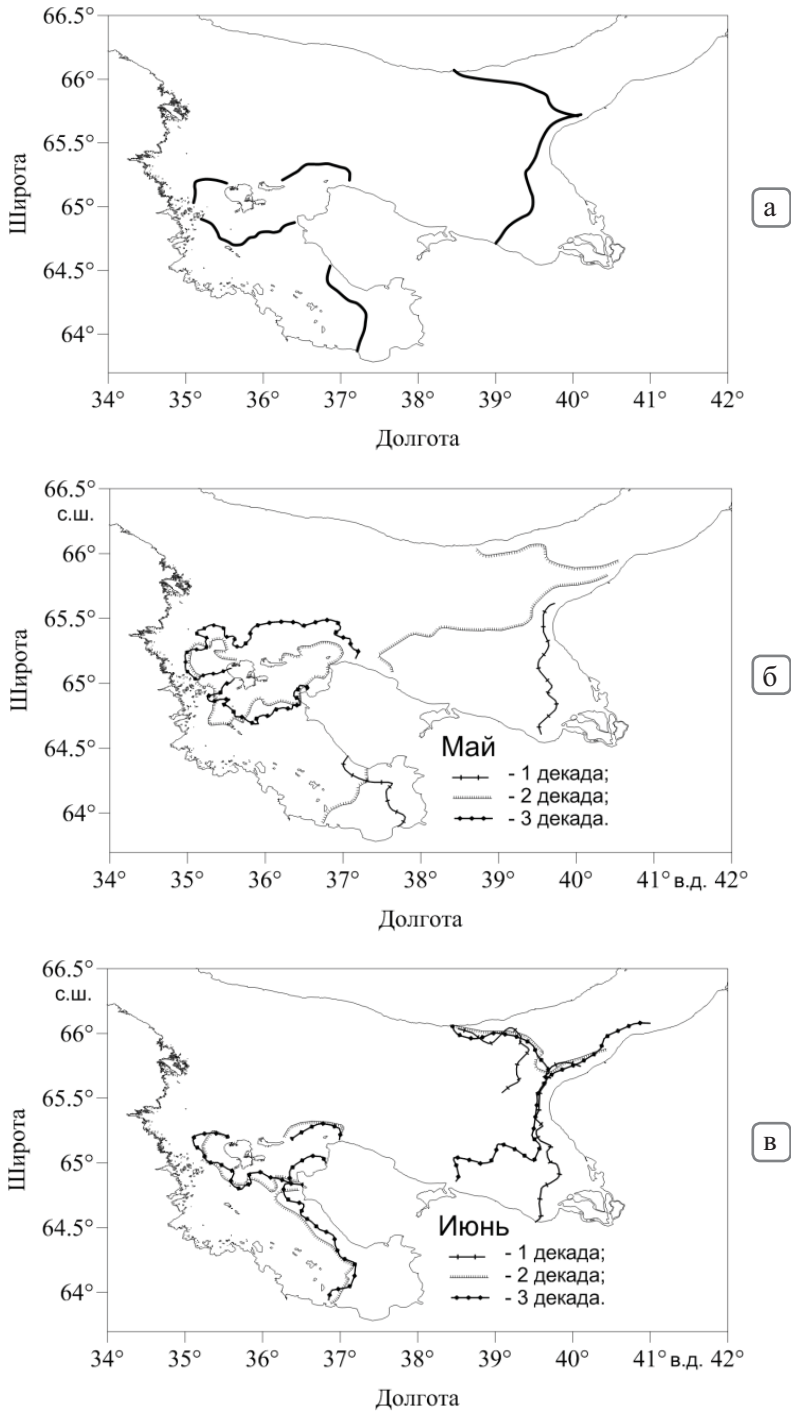


Рис. 4.6. Схемы расположения основных фронтов по данным спутниковых наблюдений в Белом море за теплый сезон (а) и с мая по сентябрь (б-е) с разделением по декадам за 2010 г.

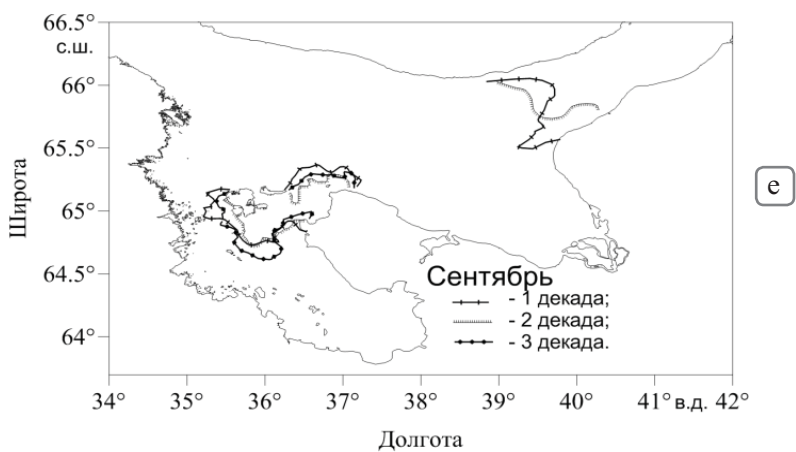
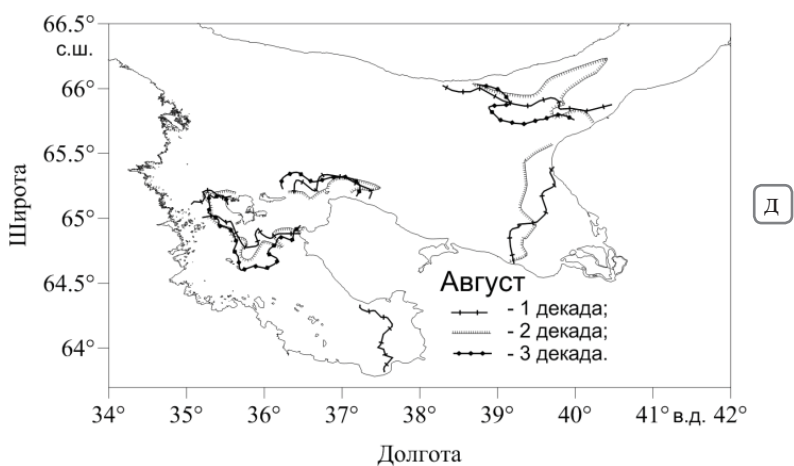
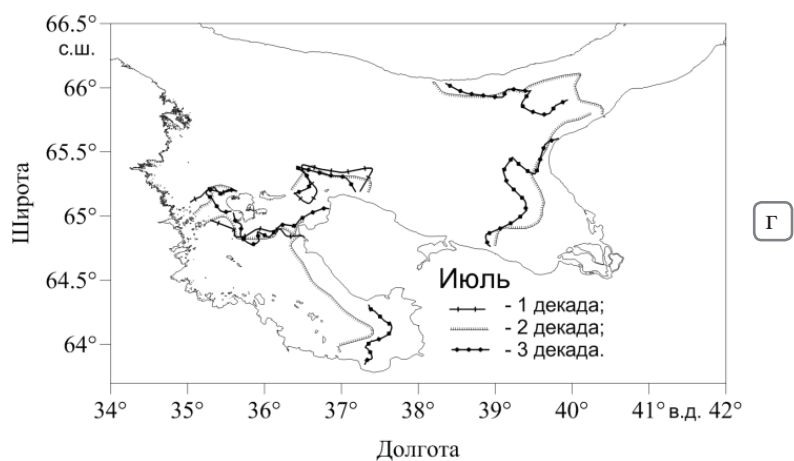


Рис. 4.6 (окончание).

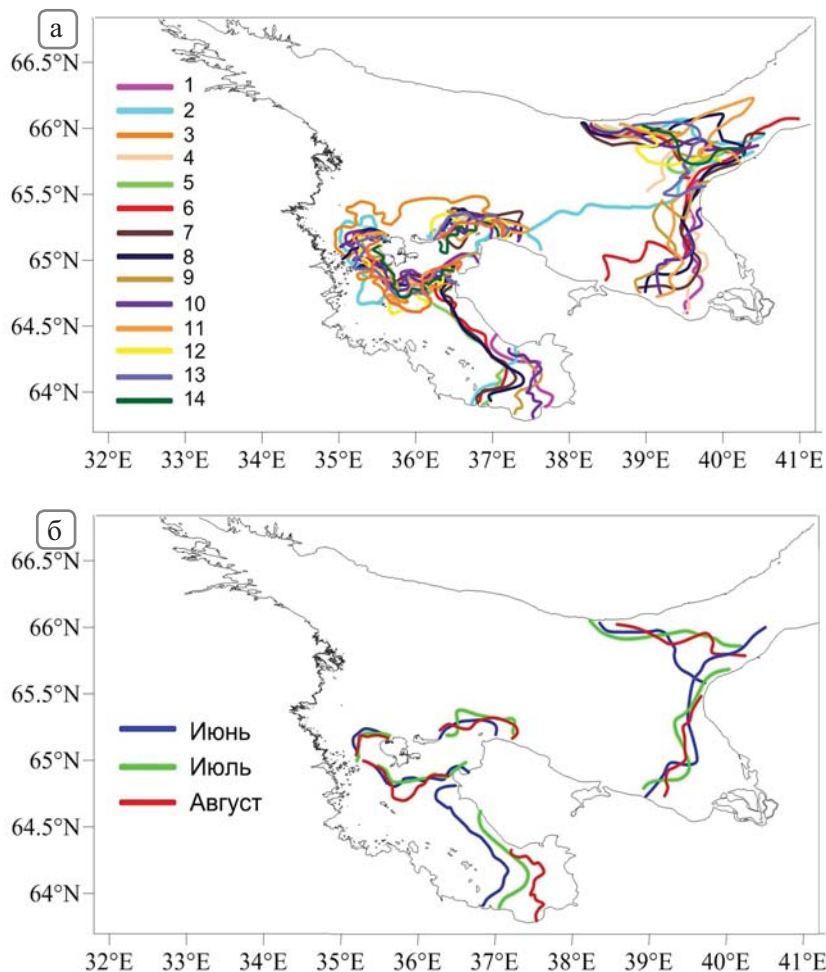


Рис. 4.7. Сезонная изменчивость положения фронтальных разделов на поверхности Белого моря: *а* – положения для каждой из 14 декад (с 1 декады мая по 2 декаду сентября); *б* – положения по среднемесячным данным за июнь (синяя линия), июль (зеленая линия) и август (красная линия)

на фоне сезонного хода речного стока и инсоляции. 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. врезку рис. 1.2), характеристики и позиция Горловского фронта трансформируются. Как показано далее, это взаимодействие двух фронтальных разделов существенно зависит от ветровых условий и фазы прилива.

В крайних морях характеристики шельфово-приливного фронта, очевидно, зависят от силы приливного потока; соответственно позиция такого фронта испытывает смещения внутри сизигийно-квадратурного цикла [Sharples, Simpson, 1996]. В Белом море скорости приливных течений в сизигию в 2–3 раза превыша-

ют скорости течения в квадратуру [Гидрометеорология..., 1991]. Следовательно, полумесячное неравенство прилива может существенно влиять на изменчивость фронтальных разделов Белого моря, однако этот эффект еще не изучен ввиду недостатка натурных 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. 4.8. Фронты начинают формироваться в начале мая, причем стоковые раньше шельфовых. Наиболее четко они выражены в середине лета (на картах ТПМ отмечаются максимальные градиенты температу-

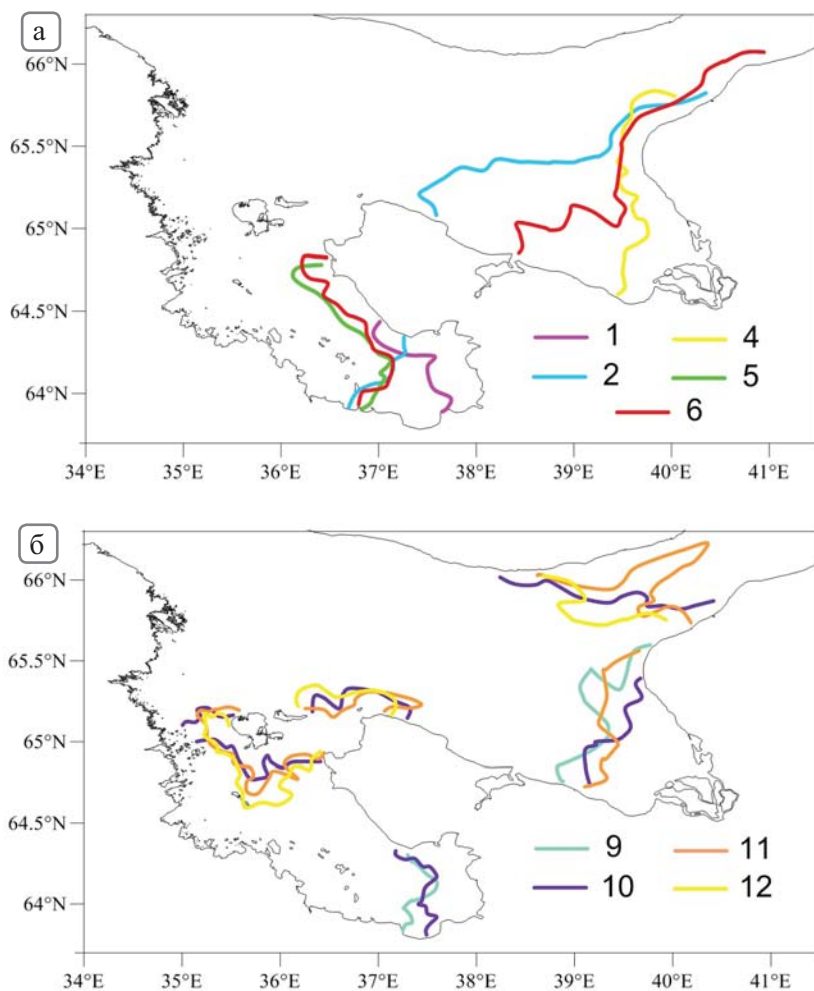


Рис. 4.8. Изменчивость положения фронтальных линий по спутниковым данным о ТПМ: *а* – Двинский и Онежский фронты в мае и июне; *б* – все фронты в конце июля и августе. Цифры на линиях указывают номер декады, начиная с первой декады мая

ры), а в сентябре фронтальные разделы размываются. Двинский и Онежский фронты испытывают наибольшую поступательную подвижность в конце весны и начале лета, что, очевидно, связано с пиковыми значениями речного стока (рис. 4.8, *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.

Шельфово-приливные фронты, хотя и проявляют динамическую активность в начале теплого сезона, однако еще не сформированы окончательно в этот период. В конце июля и августе все фронты испытывают локальную изменчивость относительно своего климатического положения (рис. 4.8, *б*). Декадная динамика фронта сильно зависит от воздействия ветра, что можно показать на примере поведения Горловского фронта. Из рис. 4.8, *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.

Более подробную информацию об изменчивости характеристик внутри каждой из выделенных фронтальных зон можно получить из анализа результатов наблюдений на разрезах.

Структура и динамика фронтов на южной границе Горла

Судовые наблюдения

Приливные течения в юго-западной части Горла могут достигать 100–120 см/с [Пантюлин, 2012]. Это приводит к значительным горизонтальным смещениям масс воды [Гидрометеорология..., 1991], 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. 1.13). СТД-измерения выполнялись на сетке гидрологических станций в периоды отливного (направленного в Горло) и приливного течений, а их результаты приведены на рис. 4.9.

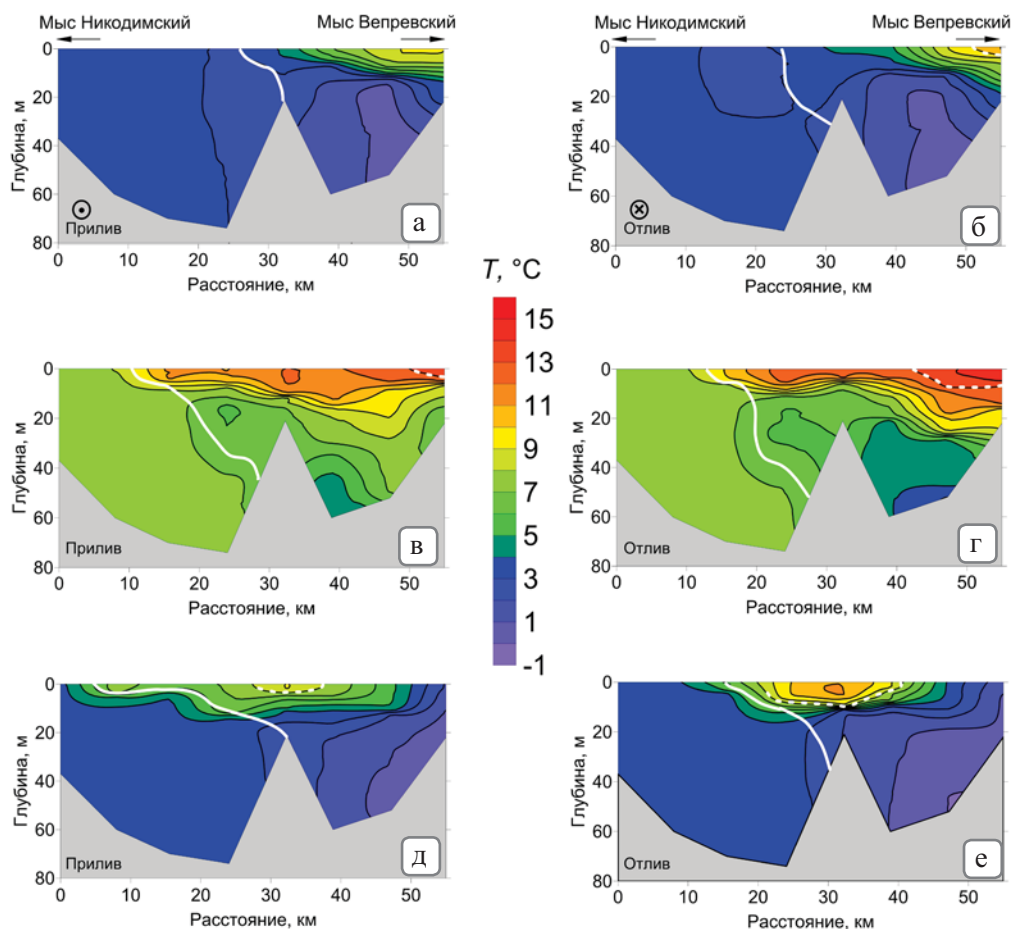


Рис. 4.9. Распределение температуры на разрезах, выполненных в зоне Горловского фронта в июне 2014 г. (а, б), августе 2012 г. (в, в), июле 2009 г. (д, е). Фрагменты а, в, д соответствуют течениям в прилив (течения направлены из пролива), а фрагменты б, в, е – в отлив

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. 4.9). 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. 4.9). Она является проявлением прибрежного течения, прослеживаемого в первую очередь по солености (от 18 до 25 ‰), грани-

цы 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. 4.9, *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 $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, то в прилив он становился в 2 раза больше.

В 2012 г. в конце июля работы проводились также в условиях маловетренной погоды. В плоскости разреза отчетливо наблюдаются два фронтальных раздела (рис. 4.9, *в, г*). Горловский фронт имел выраженный наклон в плоскости разреза с максимальным градиентом ТПМ до $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Фронтальный раздел, ассоциируемый 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 приливно-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 1.5 раза до значений градиента $1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ 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. 4.9, *д, е*) при прохождении над районом работ атмосферного фронта со свежими и сильными ветрами (8–12 м/с) северо-восточного направления. Из-за 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 $0.15\text{--}0.4\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Как видно из сопоставления рис. 4.9, *д* и рис. 4.9, *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 $1.2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$) и горизонтальных (до $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ на поверхности моря) градиентов температуры. На рис. 4.9, *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 вих-

реобразные меандры приливного происхождения на фронте стоковой линзы отмечались в Адриатическом море [Dazzi et al., 1979].

Спутниковые наблюдения

Сложности в географической идентификации положения фронта по ТПМ связаны с тем, что в данной зоне на небольшом расстоянии наблюдается не единственный фронтальный раздел, а целая система фронтов. В качестве примера можно привести результаты наблюдений ТПМ вдоль разреза G3 в начале июля 2010 г. На разрезе (рис. 4.10) видно, что ширина фронтальной зоны, отделяющей холодные воды Горла от теплых поверхностных вод Бассейна, составляет около 50 км. Общее повышение температуры в ней равняется 5 °С. Средний градиент во фронтальной зоне составляет порядка 0.105 °С/км. Внутри фронтальной зоны отмечаются 3 отдельных фронтальных раздела с градиентом 0.2–0.3 °С/км. Расстояние между ними составляет от 6 до 12 км. Образование сложной перемежающейся структуры фронтальной зоны может связываться как с адвективными процессами, вызываемыми воздействием ветра и прилива, так и с действием вихревых структур. Существование последних в данном районе не раз отмечалось по данным спутниковых радиолокационных изображений [Зимин и др., 2014а].

Сравнительные характеристики изменчивости фронтальной зоны в течение всего летнего сезона вдоль разреза G3 приведены в табл. 4.4. Средняя ширина фронтальной зоны составляет 45 км, максимальной ширины она достигает в середине лета во 2–3-й декаде июля. Средний перепад температуры во фронтальной зоне составляет 4.5 °С, максимум около 7 °С отмечается в конце июля – августе, минимальный перепад около 3 °С отмечается в мае и сентябре.

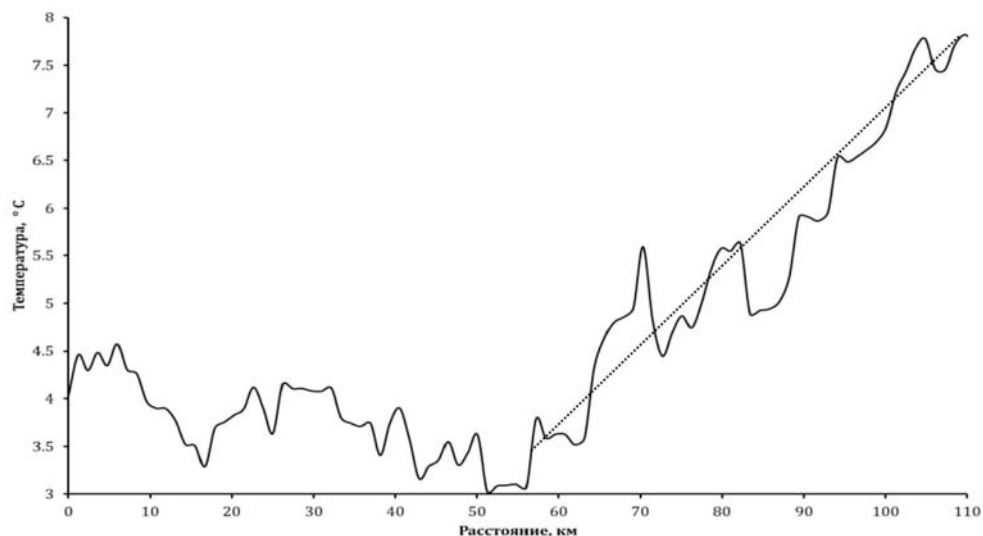


Рис. 4.10. Распределение ТПМ на разрезе G3 через фронтальную зону Горла по данным за первую декаду июля 2010 г.

**Сравнительные характеристики термической структуры
горловой фронтальной зоны**

Декада, месяц	Ширина фронтальной зоны, км	Среднезональный градиент, °С/км	Характер структуры, число основных фронтальных разделов	Фронтальный градиент средний (max–min), °С/км
2, май	39.3	0.088	Ступенчатый, 3	0.225 (0.127–0.283)
1, июнь	52.6	0.073	Ступенчатый, 2	0.310 (0.232–0.387)
2, июнь	48.9	0.096	Перемежающийся, 5	0.204 (0.144–0.284)
3, июнь	41.7	0.099	Перемежающийся, 5	0.273 (0.145–0.458)
1, июль	48.8	0.105	Ступенчатый, 3	0.280 (0.245–0.315)
2, июль	56.1	0.110	Перемежающийся, 5	0.332 (0.200–0.589)
3, июль	57.2	0.120	Перемежающийся, 6	0.337 (0.223–0.487)
1, август	36.4	0.140	Ступенчатый, 2	0.303 (0.301–0.306)
2, август	40.3	0.170	Ступенчатый, 3	0.381 (0.292–0.526)
3, август	38.3	0.091	Перемежающийся, 3	0.134 (0.126–0.147)
1, сентябрь	40.4	0.075	Перемежающийся, 3	0.123 (0.121–0.126)
2, сентябрь	47.7	0.074	Ступенчатый, 2	0.129 (0.120–0.138)

Структура фронтальной зоны в половине случаев имеет «перемежающийся» характер, для которого характерно чередование холодных и теплых участков различной интенсивности, разделенных фронтами. В подобном случае внутри фронтальной зоны отмечается от 3 до 6 фронтальных разделов, средняя ширина которых около 6 км с локальными градиентами от 0.12 до 0.59 °С/км.

В других случаях структура фронтальной зоны располагала ступенчатым характером. В подобных случаях внутри фронтальной зоны выделялись 2–3 ступеньки протяженностью 10–20 км с достаточно равномерным распределением температуры. Средняя ширина фронтальных разделов составляла около 4 км, градиент 0.25 °С/км.

Фронтальная зона начинает формироваться в мае, на начальных стадиях она имеет ступенчатую структуру. Перепад температур составляет 3.9 °С. Основной фронтальный раздел между холодными водами Горла и теплыми водами Бассейна внутри зоны можно провести по изотерме 4 °С. В районе разреза G3 перепад температуры достигает 0.28 °С/км. Фронт максимально приближается к Бассейну у Терского берега (рис. 4.6, б), а удаляется около Зимнего. Между ними наблюдается область, где фронт направлен вдоль оси пролива. Неравномерное положение фронта в пространстве объясняется взаимодействием питающего течения из Баренцева моря, стержень которого прижат к Терскому берегу, и стокового течения из Белого моря, прижатого к Зимнему берегу. Область фронта, формирующаяся под влиянием стокового течения, у Зимнего берега значительно шире, так как в мае–июне на-

блюдается максимум стока р. Северная Двина [Филатов, Тержевик, 2007]. Слабые и умеренные ветры западных румбов не создавали значительных возмущений в положении фронтального раздела.

В июне ширина фронтальной зоны возрастает почти до 50 км, а перепад температур повышается до 4.7 °С. В ТПМ фронтальная зона проявляется как раздел между холодными водами Горла температурой 2–3 °С и прогретыми поверхностными водами Бассейна температурой в 8–9 °С. Внутри фронтальной зоны выделяются два резких фронтальных раздела. Наиболее резкий из них располагается в области изолинии 5 °С. Декадная динамика фронта сильно зависела от воздействия ветра. Например, в первую декаду июня при ветрах восточных румбов фронт уходит на юго-запад в Бассейн и размывается там; во второй и третьей декаде при постоянном северном ветре наблюдается диаметрально противоположная ситуация – фронт идет вдоль Зимнего берега в глубь Горла (рис. 4.6, в). В последней декаде июня структурный фронт смыкается со стоковым фронтом.

В июле ширина фронтальной зоны в области разреза увеличилась до 55 км, а перепад температуры до 6.8 °С. В целом фронтальная зона продолжала смещение от границы Бассейна на север, интенсивнее всего эта тенденция прослеживалась у Зимнего берега. Внутри фронтальной зоны наблюдалось до 6 фронтальных разделов. Наиболее ярко выраженный раздел проходил по изотерме 11 °С, он активно изменял свое положение по декадам (рис. 4.6, з).

В первой декаде под влиянием умеренных северо-восточных ветров происходило формирование ступенчатой структуры внутри фронтальной зоны. Во второй и третьей декаде над Горлом погода обуславливалась влиянием прохождения атмосферных фронтов разного знака, вследствие чего наблюдались сильные ветра переменных направлений. В этот период фронтальные разделы на поверхности моря интенсивно маневрировали, стали образовываться отдельные «рваные» вихреподобные области с резкими градиентами (рис. 4.6, з).

В августе ширина фронтальной зоны сокращается до 40 км, а перепад температуры сохраняется неизменным (7 °С). Количество фронтальных разделов внутри зоны сокращается до 2–3, но сами они достигают наивысшей интенсивности. В первую декаду августа под влиянием ветров северных направлений фронтальная зона смещается в сторону Бассейна, а градиенты во фронтах увеличиваются. Во вторую декаду августа при устойчивых южных ветрах в центральной части фронта возникает меандр размером 45 км, вытянутый вдоль оси пролива. В третью декаду августа ослабление потока солнечной радиации и интенсивные юго-восточные и северо-восточные ветра способствуют ослаблению фронтальных градиентов во всей фронтальной зоне и меандрированию положения фронтальных разделов у Терского берега.

В сентябре фронтальная зона постепенно размывается. Увеличивается ее ширина, и перепад температуры уменьшается до 3.3 °С. Фронтальные разделы прослеживались не так явно, как в предыдущие месяцы, так как начинает сказываться осеннее выхолаживание поверхностных вод. Положение наиболее ярко выраженного фронтального раздела проходит по изотерме 9 °С. Положение фронта весьма изменчиво, в первой декаде фронт имеет S-образную форму, противоположную обычному расположению фронта, его среднее положение находится на траверзе

мыса Вепревский, часть фронта, которая ближе к Терскому берегу, уходит в Горло, а часть, которая ближе к Зимнему, выходит в Бассейн. Во второй декаде фронт оказывается вытянутым вдоль Зимнего берега на 15 км, затем поворачивает в Горло и перпендикулярно его оси прослеживается до Терского берега.

Стоит отметить, что по данным спутниковых наблюдений под влиянием ветра прослеживается интенсивная динамика фронтальных разделов на синоптическом масштабе изменчивости, приводящая к образованию значительного числа языков и меандров.

Структура и динамика фронтов Двинского и Онежского залива

Судовые наблюдения

Значительная мезомасштабная динамика положения стокового фронтального раздела наблюдалась по данным разреза, выполненного летом 2014 г. на границе Бассейна и Двинского залива у мыса Зимнегорский (положение разреза см. на рис. 1.13). Разрез был ориентирован из глубоководной части Бассейна к берегу (рис. 4.11) и выполнялся дважды на фоне умеренного ветра западного направ-

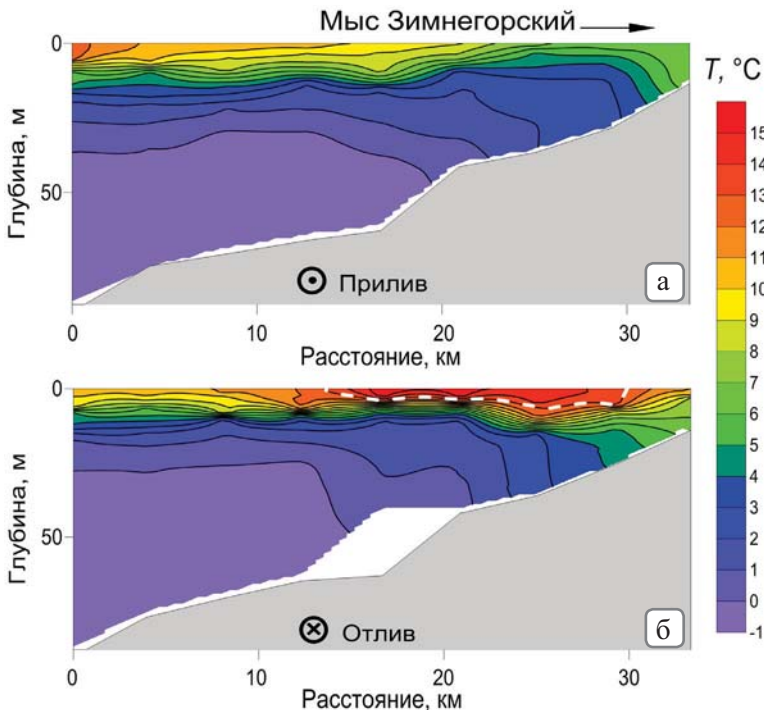


Рис. 4.11. Распределение температуры на разрезе в Двинском заливе, выполненном 24.07.2014 г. (а) и 25-26.07.2014 г. (б)

ления. Из-за взаимодействия прилива и ветра скорость юго-восточных течений в прилив достигала 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. 4.11). При измерениях, выполненных в прилив (рис. 4.11, *a*), 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. 4.11, *b*). Между 14 и 28-м 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 [Зимин и др., 2015а].

Спутниковые наблюдения

Основные фронты, образующиеся под влиянием стока рек, располагаются в вершинах одноименных заливов и прижаты к их правым берегам. Фронтальные зоны по спутниковым данным прослеживались с мая по август (рис. 4.6). Они имели сложную структуру и состояли из 2-3 фронтальных разделов.

В качестве примера можно привести результаты наблюдений ТПМ вдоль оси Двинского залива в третьей декаде июня 2010 г. (рис. 4.12). На разрезе G4 четко видна ступенчатая структура фронтальной зоны. Она начинается около устья Северной Двины и простирается на запад почти на 80 км, отделяя теплые воды залива от холодных вод Бассейна. Общее повышение температуры в ней около 5 °С, средний градиент 0.07 °С/км. Внутри фронтальной зоны отмечались два отдельных фронтальных раздела, первый из них простирался от устья Северной Двины до 20-го км, далее почти 40 км наблюдалась зона с относительно однородным распределением температуры, затем прослеживался еще один фронтальный раздел шириной 20 км. Градиент температуры во фронтальных разделах в 2 раза превышал средний во фронтальной зоне.

Аналогичная картина изменчивости ТПМ от устья вдоль оси залива, только меньших пространственных масштабов, наблюдалась в Онежском заливе.

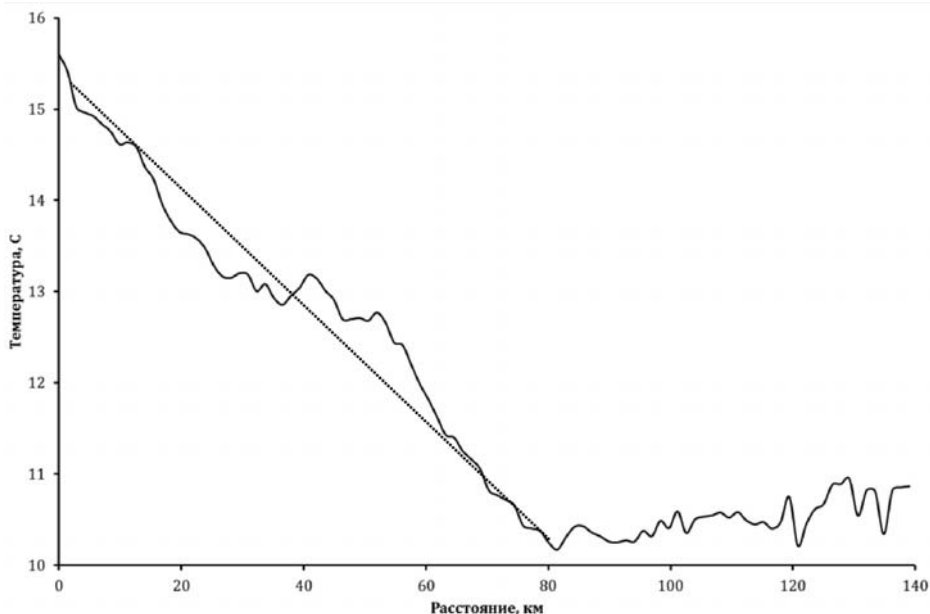


Рис. 4.12. Распределение ТПМ на разрезе G4 (от устья до Бассейна) через фронтальную зону р. Северная Двина по данным за третью декаду июня 2010 г.

Представление об изменчивости характеристик фронтальных зон в течение летнего сезона в Двинском и Онежском заливах можно получить из табл. 4.5, 4.6. Сезонный ход прослеживался в характеристиках обеих фронтальных зон. Лучшее всего он отражался в среднем фронтальном градиенте температуры в Онежском заливе. Наибольшая интенсивность фронтальных разделов в обоих заливах отмечалась в июле. Средняя ширина фронта на поверхности в Двинском заливе около 14 км, в Онежском около 9 км. В Двинском заливе ширина фронтальной зоны в среднем составляла 95 км, в Онежском – менее 40 км, что связано с объемом стока рек. Средний перепад температуры через фронтальную зону был 5.1 °С в Двинском заливе и 4.7 °С в Онежском. Средний зональный градиент в Онежском заливе выше почти в 2 раза.

Обе описываемые фронтальные зоны отличались значительной пространственной динамикой (рис. 4.7, а). Главным фактором, создававшим широкие и динамичные фронтальные зоны, в мае и начале июня являлись распресненные и более теплые воды рек Северной Двины и Онеги (около 13–14 °С), которые двигались из устьев на север и запад. В каждом из заливов в мае выделялось по три фронтальных раздела.

В Двинском заливе раздел, охватывающий наибольшую площадь, проходил по изотерме 5 °С. Он ограничивал весь залив и образовывал «язык» вдоль Зимнего берега в северном направлении.

В Онежском заливе стоковые воды находились в его южной части. Диапазон температур прогретых речных вод составлял от 9 до 14 °С. Внешняя граница

(фронт) речных вод проходила по изотерме 8 °С. В конце мая – начале июня фронтальный раздел под влиянием ветра и с изменением объемов стока реки прижимался к Онежскому берегу и распространялся вдоль него.

Таблица 4.5

**Сравнительные характеристики термической структуры
Двинской фронтальной зоны**

Декада, месяц	Ширина фронтальной зоны, км	Среднезональный градиент, °С/км	Характер структуры, число основных фронтальных разделов	Фронтальный градиент средний (max–min), °С/км
1, май	93.0	0.062	Ступенчатый, 3	0.194 (0.135–0.277)
2, май	143.0	0.066	Перемежающийся, 3	0.155 (0.121–0.181)
3, май	101.1	0.052	Перемежающийся, 3	0.183 (0.115–0.207)
2, июнь	81.6	0.072	Ступенчатый, 2	0.163 (0.158–0.163)
3, июнь	81.8	0.069	Ступенчатый, 2	0.133 (0.123–0.143)
1, июль	103.0	0.052	Перемежающийся, 3	0.208 (0.113–0.279)
2, июль	84.3	0.070	Перемежающийся, 3	0.152 (0.123–0.268)
3, июль	86.2	0.050	Ступенчатый, 2	0.137 (0.136–0.137)
1, август	114.6	0.051	Ступенчатый, 3	0.128 (0.112–0.222)
2, август	71.0	0.068	Ступенчатый, 3	0.181 (0.164–0.272)

Таблица 4.6

**Сравнительные характеристики термической структуры
Онежской фронтальной зоны**

Декада, месяц	Ширина фронтальной зоны, км	Среднезональный градиент, °С/км	Характер структуры, число основных фронтальных разделов	Фронтальный градиент средний (max–min), °С/км
1, май	51.2	0.052	Перемежающийся, 3	0.147 (0.124–0.174)
2, май	39.0	0.091	Перемежающийся, 3	0.156 (0.116–0.176)
1, июнь	40.4	0.083	Ступенчатый, 3	0.220 (0.196–0.308)
2, июнь	41.0	0.116	Перемежающийся, 3	0.227 (0.204–0.272)
3, июнь	40.4	0.146	Перемежающийся, 3	0.233 (0.209–0.258)
1, июль	37.9	0.198	Ступенчатый, 2	0.230 (0.220–0.230)
2, июль	41.5	0.177	Ступенчатый, 3	0.287 (0.208–0.402)
3, июль	49.4	0.084	Ступенчатый, 3	0.183 (0.169–0.290)
1, август	52.0	0.083	Перемежающийся, 3	0.134 (0.109–0.286)

В июне (рис. 4.6, *в*) вследствие большего прогрева разница между морскими и стоковыми речными водами снизилась, в то же время по климатическим данным примерно в 2 раза уменьшились объемы расходов рек. Границы фронтов смещались на юг к вершинам заливов, а их положение вдоль правых берегов заливов определялось стоковыми течениями.

В Двинском заливе отмечалось два ступенчатых фронтальных раздела (табл. 4.5). Фронтальный раздел, связанный стоковым течением, вдоль Зимнего берега заходил далеко в Горло. Фронтальный раздел, связанный с течением в Двинском заливе, проходил по изотерме $11\text{ }^{\circ}\text{C}$, в глубине Горла – по изотерме $5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Во второй половине июня под влиянием умеренных юго-восточных ветров внешняя граница фронтальной зоны интенсивно смещалась вдоль Летнего берега на запад. На временном интервале в несколько суток максимальные значения скорости продвижения фронта достигали 0.3 м/с , при этом ширина фронта увеличивалась, а интенсивность градиента в ней уменьшалась от 0.16 до $0.12\text{ }^{\circ}\text{C/км}$. Несомненно, столь значительная изменчивость положения фронтальных разделов является источником развития вихревой субмезомасштабной изменчивости.

В Онежском заливе были зарегистрированы три фронтальных раздела (табл. 4.6). Вследствие установившихся устойчивых юго-восточных ветров внешняя граница из южной части залива смещалась на север, вдоль Онежского берега, проходя по изотерме $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Под влиянием прогрева в течение месяца постепенно перепад температуры во фронтальных разделах уменьшался.

В июле (рис. 4.6, *з*) в обоих заливах наблюдалось развитие той же ситуации, что начала формироваться в конце июня. В каждой фронтальной зоне на поверхности наблюдалось 2–3 фронта. Интенсивность притока речных вод падала, границы фронтов смещались в южном направлении к вершинам заливов. Вытянутые вдоль Онежского и Двинского берегов фронтальные области сокращались по протяженности.

В первой половине июля фронты в центральной части Двинского залива меандрировали, за счет чего наблюдалось усиление градиентов в них. Границы фронтов в Двинском заливе проходили по изотермам от $17\text{ }^{\circ}\text{C}$ (в центральной части залива) до $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ (в Горле).

В июле наблюдался интенсивный прогрев вод Онежского залива, их температура колебалась от 12 до $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, а небольшое снижение до $11\text{ }^{\circ}\text{C}$ отмечалось только в центральной глубоководной части залива. Фронты меняли свое положение, смещаясь к югу, что сопровождалось усилением их интенсивности.

В августе (рис. 4.6, *д*) интенсивность поступления пресных вод по-прежнему сокращалась. Во фронтальных зонах перестали выделяться области, вытянутые вдоль правых берегов заливов. В каждой из фронтальных зон отмечалось по три фронтальных раздела, интенсивность перепада температур в которых стала сокращаться.

Со второй половины августа погода начала меняться. Над морем стали проходить один за другим интенсивные циклоны. В последнюю декаду месяца сведений о стоковых фронтальных разделах получить не удалось, так как усиление ветра привело к быстрому понижению температуры поверхности моря и разрушению фронтальных разделов.

В качестве обобщения отметим, что описанные зоны стоковых фронтов имеют общие черты: низкий средний зональный градиент; максимальный охват по площади акватории наблюдается в июне; имеют несколько фронтальных разделов; фронты быстро меняют свое положение при интенсивном воздействии ветра.

Структура и динамика фронтов около Соловецких островов

Судовые наблюдения

Район вокруг Соловецких островов характеризуется относительно небольшими глубинами и значительными скоростями приливных течений. Остаточные течения формируют циклоническую циркуляцию вод вокруг островов. Диссипация кинетической энергии приливов на мелководье является причиной формирования фронтальных разделов. Фронтальные разделы ограничивают область, связанную с подъемом на поверхность холодных глубинных вод под влиянием приливного перемешивания. Существование фронтальных зон вокруг островов, согласно критерию Симпсона и Хантера, показано было еще в работе [Гидрометеорология..., 1991] с отсылкой на работу А.Г. Кравца, однако в ней упоминается только один фронт севернее Соловецкого архипелага. Хотя по спутниковым данным, как и по расчетам, выделяется два фронтальных раздела.

Результаты измерений температуры на разрезах, выполненных в разные фазы приливного цикла, представлены на рис. 4.13. На большей части разреза в поверхностном слое 0–20 м прослеживалась водная масса верхних слоев Бассейна [Гидрометеорология..., 1991]. Ее индексы по температуре составляли от 7 до 15 °С и солености – от 25.5 до 27 ‰. Максимальная температура и минимальная соленость в поверхностных водах наблюдались на станциях, ближайших к глубоководной части Бассейна. Эта водная масса южнее 55-й мили разреза, т.е. в проливе Западная Соловецкая салма, занимала всю толщу вод. Ниже, на горизонтах 20–50 м на большей части разреза залегала промежуточная водная масса Бассейна [Гидрометеорология..., 1991] с температурой от –0.5 до 5 °С и соленостью 27–28.7 ‰. Далее 55-й мили разреза промежуточная водная масса не прослеживалась. В глубоководной части Бассейна на глубинах 70 м и более наблюдались холодные и соленые воды. Это глубинные воды Бассейна [Гидрометеорология..., 1991] с характерными индексами по температуре –1.4° С и солености 29.8 ‰. Они прослеживались к северу только до 10-й мили разреза. Положение фронтального раздела хорошо видно по данным измерений как в поле температуры, так и в поле солености. Область фронта, где изотермы выходят на поверхность и упираются в дно, располагалась между 40 и 50-й милями разреза. В фазу прилива, соответствующую росту уровня, фронт детектировался в северной части пролива Западная Соловецкая салма, а в отлив он смещался мористее. Разность положений в прилив и отлив составила около 6 миль, или около 11 км. Изменение положения фронтальной зоны отмечалось и в поле температуры поверхности моря по данным спутника MODIS Terra и Aqua за 10:00, 10:15, 18:05, 22:40 UTC 20 августа и 12:00 UTC 21 августа 2013 г.

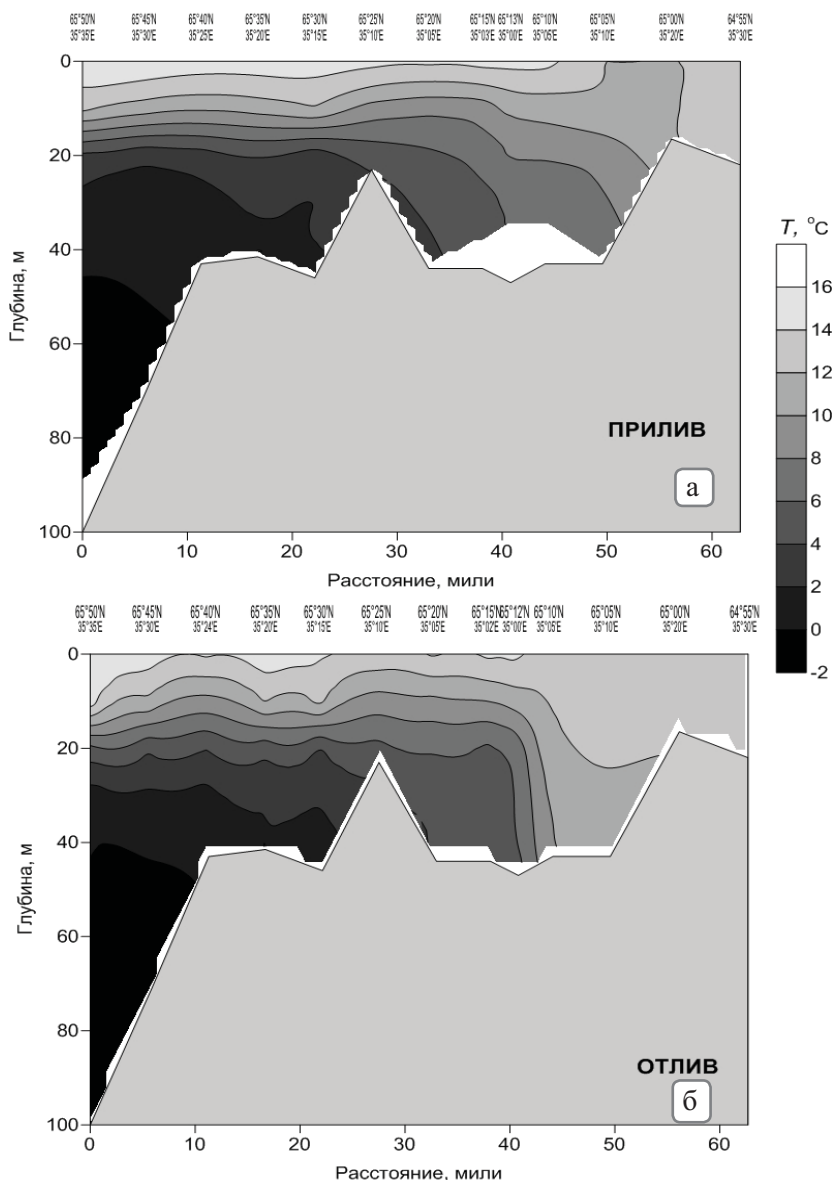


Рис. 4.13. Распределение температуры на гидрологических разрезах, выполненных поперек шельфа от котловины Белого моря к Онежскому заливу 17.08.2013 (а) и 18–19.08.2013 (б), в разные фазы приливного цикла

Спутниковые наблюдения

Структурная зона вокруг Соловецких островов ограничивает слабостратифицированные холодные воды, окружающие архипелаг от теплых в верхних слоях стратифицированных вод Бассейна (с севера) и Онежского залива (с юга). Структурная

зона состоит соответственно из двух основных фронтальных разделов, условно называемых северным и южным относительно Соловецких островов (рис. 4.6, а). Причем северный фронт в отдельные периоды времени распадался на два участка – западный и восточный.

Стоит отметить, что в некоторые периоды времени северный и южный фронты смыкались в Западной Соловецкой салме. Около западного берега пролива образовывалась зона теплых вод. Развитие фронтальной зоны вдоль пролива связано с развитием зоны дивергенции приливного потока при его взаимодействии с мелководьем Карельских шхер.

Представление об изменчивости фронтов в течение летнего сезона по усредненным данным разрезов ТПМ G5 и G6 можно получить из табл. 4.7. В характеристиках фронтальных зон прослеживался четко выраженный сезонный ход. Фронты начинали формироваться в мае, а разрушались в сентябре. Наибольшие градиенты на фронтах отмечались в первой декаде августа. Всегда четче прослеживались северный и южный фронты в Соловецкой фронтальной зоне.

Таблица 4.7

**Сравнительные характеристики термической структуры
Соловецкой фронтальной зоны**

Декада, месяц	Часть фронтальной зоны	Ширина фронта средняя, км	Фронтальный градиент средний, °С/км
2, май	Северная	12.1	0.094
	Южная	14.0	0.071
3, май	Северная	12.9	0.115
	Южная	15.0	0.101
2, июнь	Северная	12.0	0.185
	Южная	11.0	0.123
3, июнь	Северная	9.9	0.176
	Южная	10.9	0.156
1, июль	Северная	10.0	0.210
	Южная	11.0	0.190
2, июль	Северная	12.1	0.199
	Южная	9.9	0.193
3, июль	Северная	11.5	0.265
	Южная	9.9	0.168
1, август	Северная	11.1	0.324
	Южная	9.1	0.306
2, август	Северная	12.1	0.307
	Южная	8.9	0.289

Продолжение табл. 4.7

Декада, месяц	Часть фронтальной зоны	Ширина фронта средняя, км	Фронтальный градиент средний, °С/км
3, август	Северная	13.7	0.124
	Южная	13.0	0.113
1, сентябрь	Северная	13.9	0.110
	Южная	14.0	0.105
2, сентябрь	Северная	14.0	0.102
	Южная	13.9	0.083

В мае хорошо выраженные фронтальные разделы в ТПМ начинали проследиваться лишь в конце месяца, их условно можно было провести вдоль изотермы 4 °С. В июне граница между холодными и теплыми поверхностными водами приобретала выраженный характер. Ее можно было провести вблизи изотермы 7 °С.

В июле картина фронтальной зоны была сформирована окончательно. С севера и юга Соловецких островов отчетливо прослеживались неперемешанные поверхностные воды температурой от 13 до 20 °С. Перемешанные воды характеризовались диапазоном температур от 8 до 11 °С. Граница между двумя типами вод проходила по изотерме 12 °С. Аналогичная июлю картина наблюдалась в августе. Отличием являлось лишь то, что ТПМ поднялась в среднем на 1 °С.

В сентябре наблюдались процессы выхолаживания. В результате температурные градиенты на фронтах понижались, и они становились менее четкими.

По данным наблюдений ветер не оказывал значительного влияния на пространственную динамику фронтальной зоны. Она испытывала незначительные вариации на южном фронтальном разделе.

* * *

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 смещение 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 речно-

го 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 Двинском заливе в разные годы свидетельствуют о значительной мезомасштабной (приливной и ветровой) изменчивости характеристик фронтальных разделов в Белом море. Это проявляется в усилении (ослаблении) 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.

4.3. Субмезомасштабные структуры и процессы во фронтальных зонах

Взаимосвязь фронтальной динамики и субмезомасштабных вихрей

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. 4.14). Вихри размером от 1 до 12 км характеризовались преимущественно циклоническим типом вращения [Зимин и др., 2016]. 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 параграфе 4.2, построим область, относящуюся к каждой из четырех фронтальных зон моря и оконтуренную так, что все идентифицированные на снимках фронты данной зоны (см. рис. 4.7, а) принадлежат этой области. Эти четыре области, характеризующие пространственную изменчивость Горловского, Двинского, Соловецкого и Онежского фронтальных разделов, а также все поверхностные проявления вихрей, относящиеся к данным 2010 г., показаны на рис. 4.14, а.

Более полно проследить связь положения вихревых образований и фронтов удалось с использованием месячных композитных карт, построенных аналогичным описанному выше способу. Результаты сопоставления количества вихревых структур и положения фронтальных разделов сведены в табл. 4.8. Она иллюстрирует связь мезомасштабной динамики фронтальных разделов в Белом море с особенностями положения субмезомасштабных вихрей по месяцам.

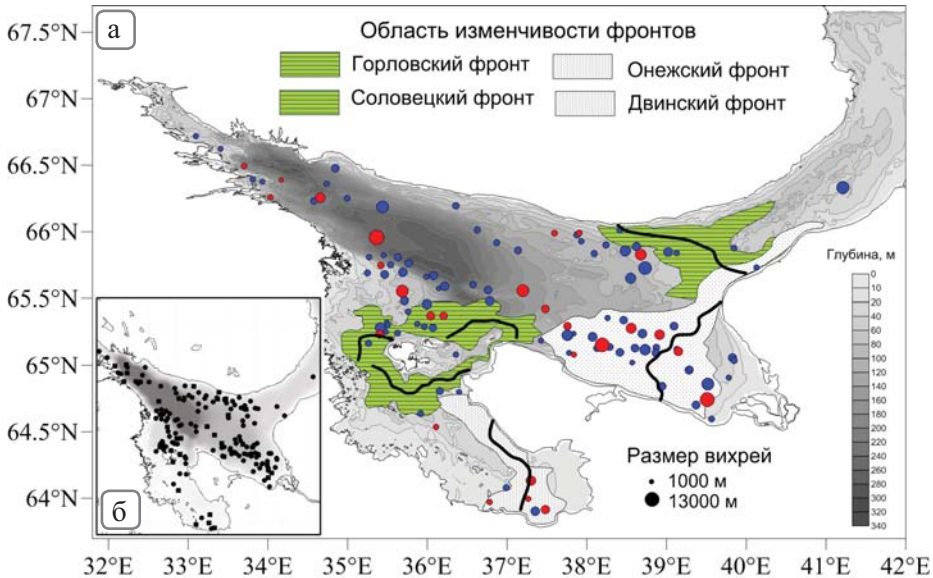


Рис. 4.14. Область изменчивости поверхностных фронтов, среднее за сезон положение фронтов и субмезомасштабные вихри в Белом море по спутниковым данным: *а* – композитная карта с данными 2010 г. Синим (красным) цветом обозначен циклонический (антициклонический) тип вращения вихря, черным – среднее положение фронтов; *б* – позиции вихрей по данным 2009–2012 гг.

Таблица 4.8

Сезонный ход количества зарегистрированных вихрей разного знака вращения по различным участкам акватории и всему морю за май–сентябрь 2010 г.

Район моря	Количество субмезомасштабных вихрей, зарегистрированных за месяц, циклонического/антициклонического вращения				
	май	июнь	июль	август	сентябрь
Фронтальная зона:					
Горловская		5/0	5 /3	1/0	
Соловецкая		3/1	1/0	7/3	3/0
Двинская	1/0		10/4	1/0	
Онежская			3/4		
Всего на акватории моря	1/0	29/5	25/14	16/5	19/4

Рассмотрение рис. 4.14 и табл. 4.8 обнаруживает ряд сопрягающихся особенностей фронтальной и вихревой активности. Во-первых, значительное число вихрей (более 60 %) 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 разд. 4.2, проявлял самую большую (по сравнению с остальными фронтами моря) пространственную и временную изменчивость. В-третьих, вихри, относящиеся к Горловскому и Соловецкому 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 метеорологических условий. Отметим, что по данным за 2009–2012 гг. малые вихри часто проявляются вокруг Соловецких островов (рис. 4.14, б). Остальные (нефронтальные) вихревые образования приходятся на Кандалакшский залив и Бассейн моря (рис. 4.14). 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 [Munk et al., 2000; Eldevik, Dysthe, 2002; Thomas et al., 2008; Chen et al., 2008; Vadin et al., 2009; Костяной и др., 2010; Зацепин, 2011] 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) и 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 р. Северная Двина [Солянкин и др., 1994; Инжебейкин, 2001]. Нестационарные субмезомасштабные вихри (размером 2–4 км) в поверхностном слое Белого моря регистрировались также в ходе летних экспедиционных работ (см. разд. 4.1) [Зимин и др., 2016]. 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 [Зимин и др., 2015a]. Можно упомянуть, что (суб)мезомасштабные вихри, генерированные бароклинной неустойчивостью соленостных фронтов или ветровым воздействием, детектировались в прибрежных водах некоторых морей [Gurova, Chubarenko, 2012; Schaeffer et al., 2011; Зацепин, 2011].

Следует подчеркнуть роль прилива, являющегося существенным фактором мезомасштабной изменчивости в Белом море, в процессе вихреобразования. По мнению авторов работы [Ионов, Шилов, 1996], 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 приливно-отливными процессами. Этот вывод основан на сопоставлении неоднородностей в поле ТПМ в разные фазы приливного цикла, а также на совпадении зон максимальных течений приливной гармоник 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 [Кравец, 1981; Семенов, Лунева, 1999]. В контексте данного обсуждения следует упомянуть результаты численного моделирования динамики шельфового приливного фронта в Северном море [Hill et al., 1993; Vadin et al., 2009], 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 прогрева шельфовой зоны [Vadin et al., 2009]. Другой случай бароклинной неустойчивости фронтов приливного перемешивания, исследованный с помощью спутниковых снимков в Охотском море, приведен в работе [Жабин, Дубина, 2012]. Ее 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 размером 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 [Shapiro et al., 2003; Лукашин и др., 2003]. Эти особенности указывают на интенсивный трансфронтальный обмен между Горлом и Бассейном, который реализуется либо через фронтальную неустойчивость [Shapiro et al., 2003], либо благодаря эффекту «приливного поршня», который гипотетически действует более энергично в сизигию, когда течения заметно сильнее [Лукашин и др., 2003].

Как 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, связан-

ные 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. 4.14, заключается в том, что генезис большинства субмезомасштабных вихрей связан с возмущениями положения фронтов и характеристик фронтальных разделов под влиянием структурообразующих процессов.

Взаимосвязь фронтальной динамики и короткопериодных внутренних волн

Аналогично вышеизложенному выполним сопоставление проявлений ВВ и положений фронтальных зон. 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 и положении фронтов в 2010 г. Положения фронтов лидирующих волн в пакетах ВВ показаны на рис. 4.15, *а*. Согласно представленной карте, сочетающей проявления ВВ и положения фронтов, первые можно разбить на группы. К первой группе можно отнести крупные структуры ВВ в центральной части Бассейна, которые распространялись из Горла, преимущественно в юго-западном направлении (рис. 4.14, *б*). Возможный механизм генерации предполагает их образование в результате разрушения бароклинного прилива непосредственно в зоне взаимодействия Горловского термохалинного фронта с сильным приливным потоком [Зимин и др., 2014а]. В эту группу регулярных волн будем относить короткопериодные ВВ приливного происхождения с очевидным очагом их генерации.

В другую группу проявлений отнесем волны, которые приурочены к областям изменчивости поверхностных фронтов. Гребни волн этой группы представлены на рис. 4.14, *в*. В отличие от волн первой группы размеры гребней здесь меньше, а выявить преобладающее направление распространения пакетов не удастся. Большая часть поверхностных структур приходится на зоны Горловского и Двинского фронтов. Около десятка пакетов можно видеть в области Соловецкого фронта, среди которых некоторые убегают 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. 4.14, *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 (см. рис. 4.15, *в*), требуют отдельного рассмотрения. Распределение проявлений носит хаотичный характер, что затрудняет определение

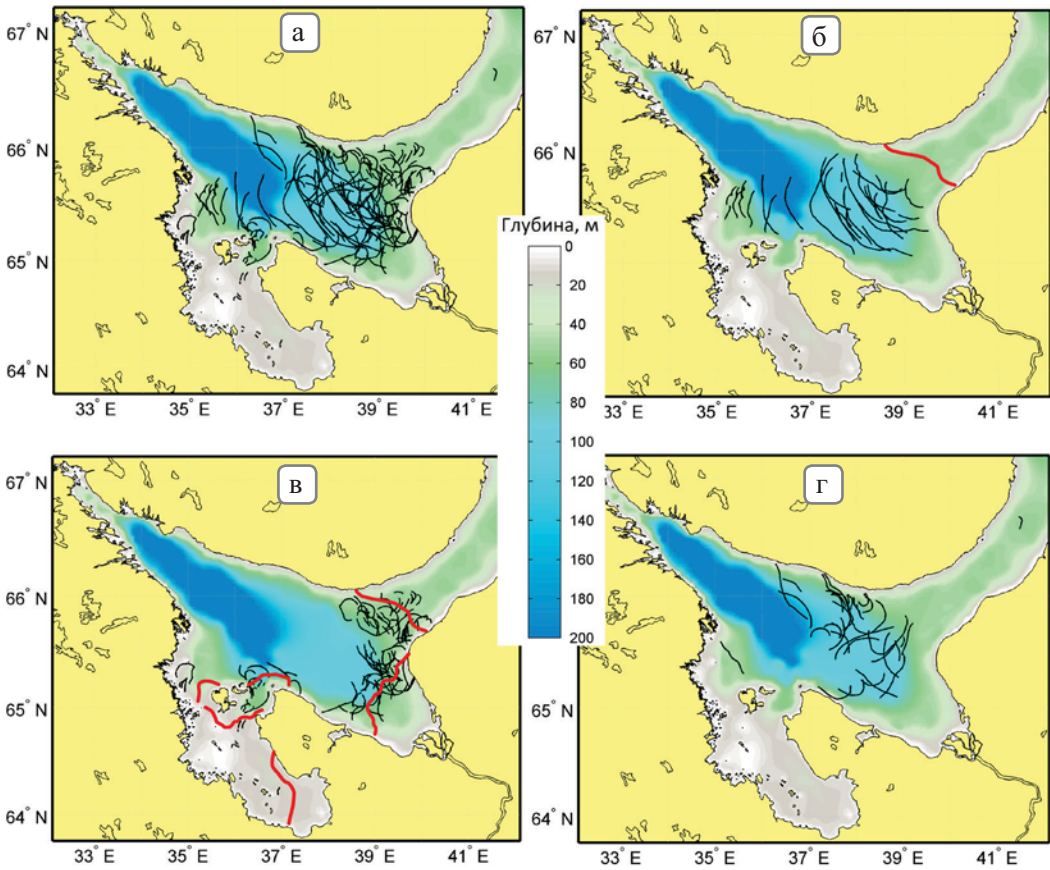


Рис. 4.15. Проявления короткопериодных внутренних волн по РЛ данным 2010 г. Показаны позиции гребней лидирующих волн в пакетах: *а* – все данные, *б* – регулярные волновые пакеты из Горла, *в* – фронтальные волновые пакеты, *г* – нерегулярные волны. Красными линиями отмечены положения фронтальных линий (в среднем за сезон)

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, – дезинтеграция внутреннего прилива. В юго-западной части Горла термохалинная стратификация крайне неоднородна и изменчива (см. разд. 4.2). 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 [Зимин, 2013а; Зимин и др., 2014а; Зимин и др., 2015а]. При взаимодействии сильного приливного потока с небольшими неоднородностями рельефа, над которыми в приливный 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 райо-

не Двинского залива можно отождествить с некоторыми из структур на рис. 4.15, *в*. Однако на большей части Двинского залива приливные течения заметно слабее, их значительного влияния на вертикальную изменчивость стратификации не отмечалось [Гидрометеорология..., 1991].

Известно, что ВВ могут вызываться воздействием осцилляций атмосферного давления и ветрового напряжения на неглубоко залегающий пикноклин [Коняев, Сабини, 1992]. Эволюция таких ВВ приводит к генерации короткопериодных составляющих, которые могут отображаться на РЛ-снимках. Некоторые наблюдения показывают, что горизонтально-неоднородное поле плотности также влияют на генерацию и распространение короткопериодных ВВ [Сабинин и др., 1982]. Исследования ВВ в неприливных морях выявили, что их зарождение может быть связано с возникновением и релаксацией прибрежного апвеллинга, стгонно-нагонными явлениями, инерционными колебаниями, внутренними сейшмами, вихрями различных масштабов, осцилляциями гидрологических фронтов и пр. [Лаврова и др., 2011]. 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 [Лаврова и др., 2008, 2009]. 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. 4.15, *в* и 4.15, *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 STD записях регулярно в зависимости от фазы прилива [Зимин, 2013а; Зимин и др., 2014б; Зимин и др., 2015б]. Это дает основание считать, что приливные течения являются основным источником генерации таких волн в этом районе. Наконец, поверхностные проявления ВВ, показанные на рис. 4.15, *г*, могут быть следствием различных механизмов, 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. 4.16. На фрагменте 4.16, *а* 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. 4.16, *б*, полученного в ходе анализа спутниковой информации, следует, 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

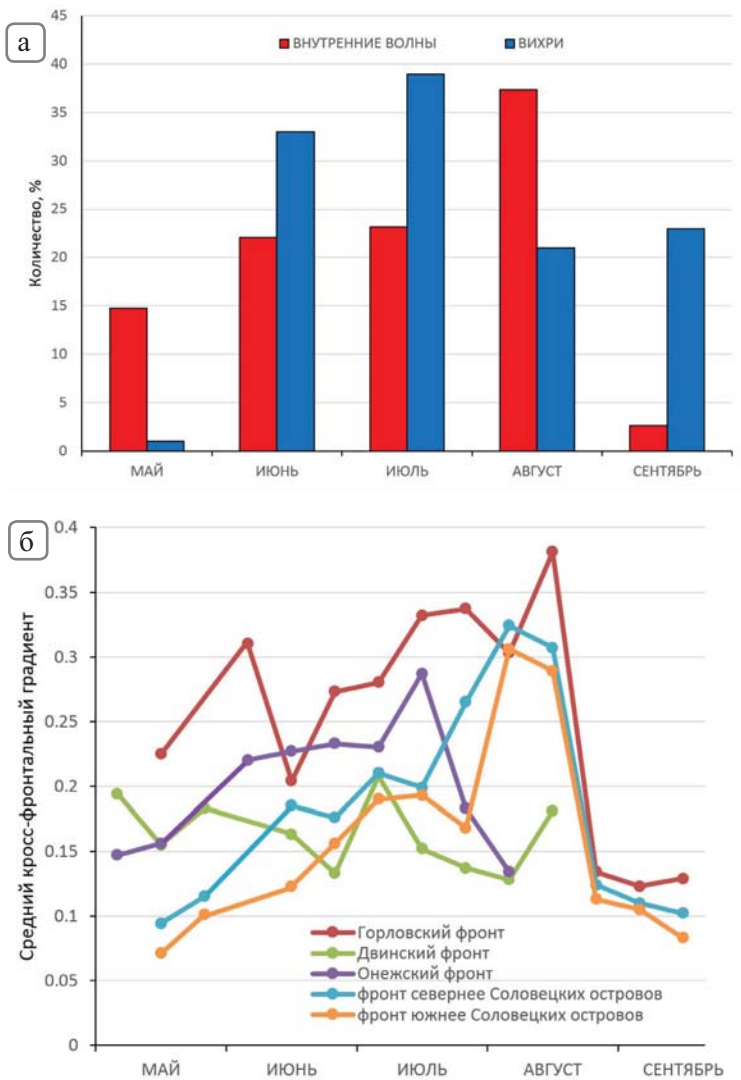


Рис. 4.16. Сезонный ход поверхностных проявлений вихрей, короткопериодных внутренних волн и градиентов ТПМ на фронтах в Белом море по спутниковым данным 2010 г.: *а* – относительное количество вихрей и волн; *б* – средний кросс-фронтальный градиент ТПМ по декадным оценкам

верхнего слоя еще не достиг своего максимума. Другими словами, вихри в тонком пикноклине благоприятнее развиваются весной и в 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, эти обстоятельства способствуют более эффективной генерации короткопериодных ВВ.

* * *

На РЛ-снимках 2010 г. вихри и внутренние волны были детектированы в большом количестве, 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 механизмы 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 остается дезинтеграция бароклинных приливных и инерционных движений, которая также активно проявляется во фронтальных зонах.

ГЛАВА 5

Влияние субприливной изменчивости на особенности турбулентного обмена

5.1. Особенности горизонтального турбулентного обмена

Основные закономерности физических, химических и биологических процессов, протекающих в Белом море, часто исследуются с использованием моделей, которые основаны на решении гидродинамических уравнений [Семенов, 2004; Каган, Тимофеев, 2005; Каган и др., 2013; Тержевик, Филатов, 2007; Чернов, Толстиков, 2014]. Результаты моделирования сильно зависят от применяемых коэффициентов обмена (турбулентной вязкости, температуропроводности, диффузии). Для их получения используются параметризации, например [Melor, Yamada, 1982] или постоянные значения. При этом часто они задаются из соображений устойчивости численной схемы [Пермяков и др., 2007] или как параметры, которыми можно добиться достаточно хорошего согласия полученных решений и результатов наблюдений [Каган, Тимофеев, 2005]. Например, в моделях, используемых для изучения характеристик приливных ВВ Белого моря [Семенов, 2004; Каган, Тимофеев, 2005], заданные значения горизонтальной вязкости и диффузии различаются в десятки раз. Соответственно достоверность используемых в моделях коэффициентов обмена для Белого моря не очевидна.

Значения коэффициентов горизонтального обмена можно оценить по данным измерений, например, путем осреднения по пространству или времени произведений отклонений составляющих скорости течения или переносимой физической величины [Монин, Озмидов, 1981]. Стоит подчеркнуть, что в Белом море доминирует влияние турбулентности, возбуждаемой приливными процессами, которая играет значимую роль в перемешивании вод и формировании особенности горизонтальной и вертикальной структуры вод во многих районах моря [Гидрометеорология..., 1991; Стунжас, Бородин, 2004]. Турбулентность на масштабах прилива

(мезотурбулентность) квазидвумерна, т.е. ее размеры по горизонтали существенно больше, чем по вертикали, что отличает ее от мелкомасштабной турбулентности, которая более однородна, особенно в области самых мелких возмущений [Монин, Озмидов, 1981]. Однако эмпирическая база для параметризации как вертикального, так и горизонтального турбулентного обмена на масштабах прилива и меньше в Белом море отсутствует.

Поэтому одними из задач работы, проводившейся на акватории Белого моря, было получение статистических характеристик и изучение географических особенностей распределения горизонтальных компонент коэффициента турбулентной вязкости на масштабах приливного цикла, а также оценка влияния на них субмезомасштабных процессов.

В качестве исходных данных использовались результаты учащенных наблюдений за скоростями и направлениями течений, выполненных на полигонах, расположенных в Бассейне, Двинском и Онежском заливах, проливах Горло, Западная и Восточная Соловецкие салмы (рис. 1.12). Обработывались наблюдения за течениями, охватывавшие не менее двух приливных циклов волны M_2 и полученные на полигонах № 1 (в 2009–2013 гг.), № 2 (в 2012 г.), № 3 (в 2012, 2014 гг.), № 4–8 (в 2012 г.), № 10–11 (в 2011 г.), № 13–14 (в 2014 г.).

Расчеты выполнялись с дискретностью по вертикали 2–4 м с шагом по времени 2 мин за период приливного цикла волны M_2 (12 ч 28 мин). Основной проблемой при расчетах коэффициентов был выбор границы разделения скорости на среднюю и турбулентную составляющие. В период работ на полигонах волнение не превышало 2–3 баллов, что позволило не учитывать эффекты, связанные с влиянием поверхностного волнения. Однако в Белом море хорошо выражены пики энергии, соответствующие приливным гармоникам преимущественно M_2 , а также S_2 , M_4 , M_6 [Гидрометеорология..., 1991]. В схожей ситуации [Коротенко, Сенчев, 2011] было показано, что в качестве порогового значения для определения временного масштаба средней скорости резонно выбирать значения в диапазоне от 10 до 30 мин. Временной масштаб осреднения исходных данных по проекциям скорости для расчета пульсаций течений, выбранный нами, составлял 28 мин, которые были получены путем расчета скользящего среднего для исходных рядов. При этом из последующего рассмотрения удалялись 14 мин в начале и конце представленной выборки. Полученные средние использовались для оценки пульсации скорости путем их вычитания из исходных рядов. Это позволило исключить из расчета воздействие приливных гармоник. Результаты по возможности усреднялись для исключения ошибок за два приливных цикла, в зависимости от длины ряда наблюдений. Для изучения изменчивости характеристик горизонтального обмена по площади моря выполнялось их осреднение по глубине на всю рассматриваемую толщу вод.

Для расчета инвариантных статистических характеристик турбулентности применялся алгоритм тензорного статистического анализа по методу Эртеля [Тимофеев, Панов, 1962].

Передача количества движения характеризуется направленностью. Поэтому коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости (турбулентного обмена) рассматриваются в качестве векторных величин, являющихся составляющими тензо-

ра турбулентного обмена, характеризующего перенос количества движения турбулентными пульсациями, который является симметричным. Геометрический смысл симметричного тензора – поверхность второго порядка (тензорный эллипсоид), который дает наглядное представление о коэффициентах обмена в любых направлениях. В данном случае рассматривается только проекция на плоскость, т.е. обмен в горизонтальной плоскости. По значениям коэффициентов обмена (турбулентной вязкости) можно судить об интенсивности турбулентного перемешивания в направлении долготы и широты.

На первом этапе находились пульсации скорости для каждой из горизонтальных компонент:

$$u'_{\varphi i} = u_{\varphi i} - \overline{u_{\varphi}} \text{ и } u'_{\lambda i} = u_{\lambda i} - \overline{u_{\lambda}},$$

где $\overline{u_{\varphi}}$ и $\overline{u_{\lambda}}$ – средние значения меридиональной и широтной компонент скорости за приливный период.

Группируя полученные отклонения u'_i от средней составляющей скорости \overline{u} по знаку этих отклонений (положительному или отрицательному), который сохраняется в течение промежутка времени Δt , получаем некоторое число групп, которое представляет собой число элементарных вихрей, наблюдавшихся в течение всего промежутка времени измерений. В таком случае составляющие турбулентного обмена примут вид

$$\eta_{jk} = \frac{1}{2} \overline{\rho l_j^* u'_k}, \quad (5.1)$$

где $l_j^* = 2l_j = \int_t^{t+\Delta t} u' dt = \Delta t u_j^{(*)}$ – путь смещения; l_j^* представляет собой максимальное значение свободного пути пробега рассматриваемой макромассы воды, где $u_j^{(*)}$ – среднее значение скорости в интервале времени $[t; t + \Delta t]$.

Выбирая за координатные оси географические координаты, при этом направив ось x на север, ось y на восток, уравнение эллипсоида турбулентного обмена представим в следующем виде:

$$A_{\varphi} x^2 + A_{\lambda} y^2 + 2A_{\varphi\lambda} xy = 1, \quad (5.2)$$

где A_{φ} – коэффициент турбулентного обмена в направлении меридиана, равный $\overline{\rho l_{\varphi}^* u'_{\varphi}}$; A_{λ} – коэффициент турбулентного обмена в направлении параллели, равный $\overline{\rho l_{\lambda}^* u'_{\lambda}}$; коэффициенты зависят от ориентации эллипсоида обмена по отношению к избранной системе координат φ, λ . Значения коэффициентов $A_{\varphi}, A_{\lambda}, A_{\varphi\lambda} = \lambda\varphi$, полагая $\rho = 1$, находим из выражений

$$A_{\varphi} = \frac{t}{2N_{\varphi}} \sum_1^{2N_{\varphi}} \frac{(\sum_1^{n_{\varphi}} u'_{\varphi})^2}{n_{\varphi}}; \quad (5.3)$$

$$A_{\lambda} = \frac{t}{2N_{\lambda}} \sum_1^{2N_{\lambda}} \frac{(\sum_1^{n_{\lambda}} u'_{\lambda})^2}{n_{\lambda}}. \quad (5.4)$$

$$A_{\varphi\lambda} = \frac{t}{2N_{\varphi}} \sum_1^{2N_{\varphi}} \frac{(\sum_1^{n_{\varphi}} u'_{\varphi} \sum_1^{n_{\varphi}} u'_{\lambda})}{n_{\varphi}}; \quad (5.5)$$

$$A_{\lambda\varphi} = \frac{t}{2N_\lambda} \sum_1^{2N_\lambda} \frac{(\sum_1^{m_\lambda} u'_\lambda \sum_1^{m_\lambda} u'_\varphi)}{n_\lambda}; \quad (5.6)$$

$$A_{\varphi\lambda-\lambda\varphi} = \frac{A_{\varphi\lambda} + A_{\lambda\varphi}}{2}, \quad (5.7)$$

где n – количество отклонений в каждой знакопеременной группе; $2N$ – число групп по каждой из составляющей пульсаций в отдельности; t – период осреднения пульсаций.

При построении эллипсоида обмена уравнение (5.2) приводится к каноническому виду. Определяется угол поворота главных осей эллипсоида обмена по отношению к избранной системе координат φ, λ :

$$\operatorname{tg} 2\alpha = \frac{2A_{\varphi\lambda}}{A_\varphi - A_\lambda}. \quad (5.8)$$

В качестве примера результатов расчета приведем данные 2011 г. (табл. 5.1), когда работы выполнялись на трех полигонах на границе Бассейна и Западной Соловецкой салмы в кратчайшие сроки и охватывали район с «бассейновым» (полигоны № 1, 10) и «горловским» (полигон № 11) типом стратификации вод.

Таблица 5.1

Оценки характеристик горизонтального турбулентного обмена по данным наблюдений в 2011 г.

Полигон, год	Глубина, м	A_φ , м ² /с	A_λ , м ² /с	α , град.
№ 1, 2011	10	10.38	1.40	172
	13	17.28	0.71	173
	16	18.80	1.17	169
	19	11.42	1.39	170
№ 10, 2011	10	7.49	1.53	198
	13	5.66	1.77	206
	16	2.13	0.90	200
	19	10.76	0.62	171
№ 11, 2011	10	21.33	21.03	148
	14	23.54	15.75	147
	18	22.64	11.56	145

Из табл. 5.1 видно, что средние за приливный цикл значения коэффициентов турбулентной вязкости изменяются от единиц до десятков м²/с. Причем интенсивность горизонтального обмена возрастает по мере смещения в узкую часть пролива. Стоит отметить, что самые малые значения коэффициентов обмена наблюдаются

ся на полигонах с относительно слабыми течениями и хорошо выраженной стратификацией в слое пикноклина (полигон № 10). Максимальные же значения отмечаются в районах со слабой стратификацией и наиболее сильными течениями, в узкой части пролива (полигон № 11). Из табл. 5.1 видно, что оценки испытывают значительную изменчивость. С приближением ко дну моря масштаб явления уменьшается и турбулентность ослабевает. Интенсивнее развита турбулентность в направлении параллельно береговой черте. Поэтому в проливе Западная Соловецкая салма и около него наблюдается четко выраженная анизотропия турбулентного обмена. Наибольшие вихри образуются в горизонтальной плоскости преимущественно вдоль направления течения. В приповерхностной области по направлению течения турбулентность развита значительно сильнее, чем поперек него.

Наглядное представление об изменчивости характеристик горизонтального обмена на акватории моря дают карты эллипсов турбулентного обмена для горизонта 12 м по данным наблюдений в 2012 г., совмещенные с количеством проявлений субмезомасштабных вихревых структур (рис. 5.1) и короткопериодных внутренних волн (рис. 5.2). Отметим, что направлению малой полуоси эллипса обмена соответствуют максимальные значения коэффициента горизонтального турбулентного обмена.

Из рис. 5.1 и 5.2 видно, что почти везде эллипсы турбулентного обмена вытянутые, т.е. обладают анизотропией. Анизотропия обмена доминирует на большинстве полигонов, так как все они преимущественно расположены вблизи проливных зон. Близкий к изотропному турбулентный обмен отмечен на полигоне № 8,

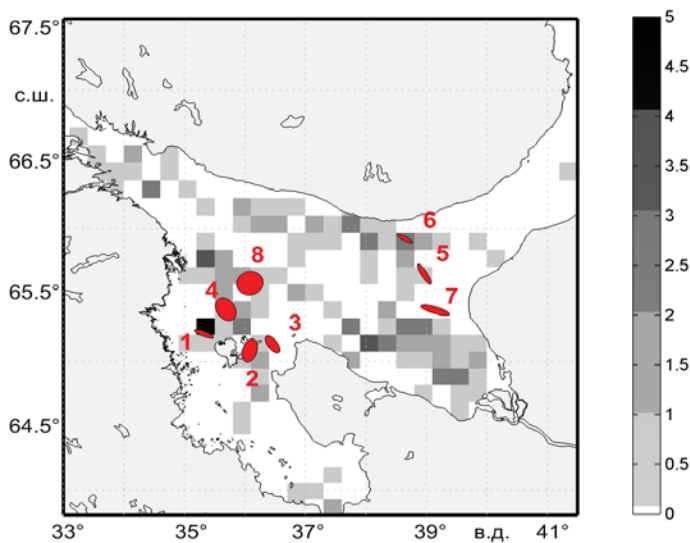


Рис. 5.1. Эллипсы горизонтального турбулентного обмена (обозначены красным) с номерами соответствующих полигонов, выполненных в июле–августе 2012 г., совмещенные с частотой встречаемости проявлений субмезомасштабных вихревых структур (обозначены серым) по данным РЛИ за 2009–2012 гг. Шкала справа показывает количество вихрей (шт.) зарегистрированных в квадрате с заданной площадью

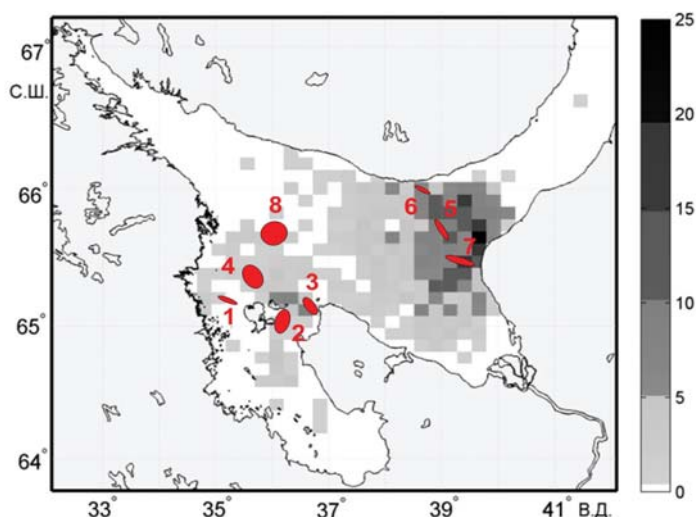


Рис. 5.2. Эллипсы горизонтального турбулентного обмена (обозначены красным) с номерами соответствующих полигонов, выполненных в июле–августе 2012 г., совмещенные с частотой встречаемости проявлений короткопериодных внутренних волн (обозначены серым) по данным РЛИ за 2009–2012 гг. Шкала справа показывает количество волн, зарегистрированных в квадрате с заданной площадью

который располагался ближе всех к центральной части Бассейна. Как правило, на полигонах малая ось обмена направлена параллельно береговой черте, а большая – перпендикулярно потоку. На карте также выделяются районы с повышенной интенсивностью горизонтального обмена (у Терского и Карельского берега), которым соответствуют наименьшие по размеру эллипсы. Они совпадают с районами, где чаще всего встречались проявления субмезомасштабных вихрей (рис. 5.1) (полигоны № 1 и 6) или короткопериодных ВВ (рис. 5.2) (полигоны № 3 и 7). В районах, где проявления вихрей и ВВ встречаются редко (рис. 5.1 и рис. 5.2), турбулентный обмен является наименьшим по сравнению с другими районами (полигон № 8).

Результаты расчетов оценки горизонтального турбулентного обмена для всей толщи вод, охваченной измерениями, приведены в табл. 5.2. Наиболее интенсивный горизонтальный обмен наблюдается в районе Горла, где значения коэффициента горизонтального обмена на порядок превышают аналогичные значения, полученные для остальной акватории. В главе 4 область полигона и район юго-западнее были отмечены по спутниковым данным как одна из основных областей встречаемости субмезомасштабных вихревых образований на акватории моря. Чуть меньшие оценки коэффициентов обмена получены в узких частях проливов Западная и Восточная Соловецкие салмы, где также наблюдались значительные среднеквадратичные отклонения скорости течения.

Отметим, что интенсивность турбулентного обмена на полигонах около Терского берега и в узкой части Западной Соловецкой салмы (на полигонах № 6 и 11) была настолько высока, что не давала формироваться четко выраженной стратификации вод. Они соответствовали районам с «горловским» типом стратификации.

**Средние в слое оценки характеристик горизонтального турбулентного обмена
(коэффициента турбулентной вязкости)
по данным наблюдений за 2009–2014 гг.**

Год	Номер полигона	Слой измерений, м	Характеристики эллипса		
			A_{ϕ} , м ² /с	A_{λ} , м ² /с	α , град.
2009	1	3–18	3.96	1.47	160
2010	1	8–14	10.03	8.87	168
2011	1	10–19	16.34	9.17	171
2011	10	3–38	6.70	1.40	193
2011	11	3–33	20.51	16.95	145
2012	1	3–31	7.35	2.20	157
2012	2	6–35	3.95	6.61	150
2012	3	4–45	10.05	26.88	92
2012	4	3–34	0.64	1.74	183
2012	5	4–38	7.19	15.18	243
2012	6	3–35	30.84	20.89	241
2012	7	4–36	11.08	15.27	78
2012	8	5–36	1.27	1.21	215
2013	1	4–44	2.24	3.07	208
2014	3	10–35	13.06	12.63	146
2014	13	5–44	0.80	18.66	104
2014	14	11–64	0.43	0.36	301

Наиболее низкие значения коэффициентов отмечаются в мелководной части Бассейна на полигонах, выполненных к северу от Соловецких островов и в центральной части Двинского залива. В данном случае значения горизонтального коэффициента были на 1–2 порядка ниже, чем в проливных зонах. В этих районах практически не наблюдались ярко выраженные короткопериодные колебания гидрофизических полей. Полигоны, в которых наблюдались низкие значения горизонтального обмена, находились в районах с хорошо выраженной стратификацией.

В связи со значительной изрезанностью берегов на большей части полигонов во все годы наблюдалась значительная анизотропия эллипса турбулентного обмена. Наиболее ярко она проявлялась в проливных зонах. Среднее отношение длин осей эллипса составило около 1.5. С удалением от берега степень анизотропии эллипсов обмена убывает, и он становится практически изотропным в центральной части Двинского залива (полигон № 14) и в Бассейне (полигон № 8). В целом по акватории (табл. 5.2) повышенная интенсивность горизонтального обмена соответ-

ствуется районам наибольшей встречаемости мезомасштабных вихрей, зарегистрированных по РЛИ, что дает основание считать их фактором, усиливающим обмен в отдельных районах моря.

Межгодовая изменчивость процессов обмена в Белом море хорошо прослеживается по полигону № 1, располагавшемуся в мористой части пролива Западная Соловецкая салма, измерения на котором выполнялись ежегодно с 2009 по 2013 г. Среднее значение турбулентного обмена в направлении меридиана составляет $9 \text{ м}^2/\text{с}$, вдоль параллели – $2 \text{ м}^2/\text{с}$. Исходя из этого, можно выделить два года (2010 и 2011), когда обмен превосходил средние оценки, и два года (2009 и 2013), когда он был значительно ниже. Причем значения турбулентного обмена в направлении меридиана, т.е. вблизи направления потока основного приливного течения в данном районе, могут различаться в несколько раз. В этом же направлении по данным наблюдений распространялись пакеты ИВВ с высотами более 10 м (см. разд. 3.1), которые чаще всего регистрировались на данном полигоне в 2010 и 2011 гг. Наблюдавшиеся эпизодически отличия от цуговой структуры объяснялись тем, что ИВВ претерпевали обрушение. В 2009 и 2013 гг. высоты и количество ИВВ, зарегистрированных на данном полигоне, были значительно меньше. На основании этого можно сделать предположение о роли ИВВ как еще одного непостоянного фактора, усиливающего горизонтальный обмен в зоне пролива Западная Соловецкая салма.

Анализ натуральных данных с применением принятых в настоящей работе методов позволил получить количественные представления об особенностях мезомасштабной турбулентности в Белом море, а именно:

- установлено, что значения коэффициентов горизонтальной турбулентной вязкости, учитывающие влияние субприливных процессов, могут меняться в разных районах моря от 1 до $3 \cdot 10^2 \text{ м}^2/\text{с}$ за приливный цикл;
- обнаружена анизотропия горизонтального турбулентного обмена в прибрежных и проливных районах Белого моря;
- показано, что максимальные коэффициенты горизонтального обмена наблюдаются в районах повышенной субмезомасштабной вихревой активности или частых проявлений короткопериодных внутренних волн;
- в присутствии обрушающихся ИВВ горизонтальный обмен в целом за приливный цикл усиливается примерно в 1.5–2 раза.

5.2. Особенности вертикального турбулентного обмена

Проходящие внутренние волны вызывают значительное изменение стратификации. Даже не испытывая обрушения, внутренняя волна приводит к значительной интенсификации перемешивания, смещению и перестройке термоклина. Из вышесказанного следует, что влияние ВВ может оказаться определяющим для про-

цессов вертикального обмена в шельфовой зоне. Для районов Северного Ледовитого океана, где проводились подобные оценки, считается, что вертикальное турбулентное перемешивание усиливается вблизи континентальных склонов, крупномасштабных нерегулярностей топографии дна и в районах проливов [Каган и др., 2010]. Один из принятых способов параметризации влияния мелкомасштабных процессов сводится к выводу подходящих выражений для диапикнической диффузии. Влияние диапикнической диффузии можно учесть надлежащим увеличением коэффициента фоновой вертикальной турбулентной диффузии. Однако оценок вклада короткопериодных ВВ в вертикальный обмен для различных районов акватории Белого моря нет.

Поэтому одной из задач специализированного мониторинга, проводившегося на акватории Белого моря, было получение статистических характеристик и изучение географических особенностей распределения фонового вертикального обмена (коэффициента диапикнической диффузии) на масштабах приливного цикла для оценки вклада короткопериодных ВВ в процесс перемешивания.

В качестве исходных данных использовались результаты учащенных наблюдений за скоростями течений, температурой и соленостью на полигонах, расположенных в Бассейне, Двинском заливе, на границах проливов Горло, Западная и Восточная Соловецкие салмы (рис. 1.12). Обрабатывались наблюдения за течениями и профилем плотности, охватывавшие не менее приливного цикла волны M_2 , полученные на полигонах № 1 (в 2009–2013 гг.), № 2 (в 2012 г.), № 3 (в 2012, 2014 гг.), № 4–5 и 7–8 (в 2012 г.), № 10 (в 2011 г.), № 13–14 (в 2014 г.).

Для вычисления использовались данные, интерполированные на равномерную вертикальную сетку с шагом 0.5 м.

Коэффициент диапикнической диффузии оценивался по формуле Осборна [Osborn, 1980]:

$$K(z) = 0.2 \frac{\varepsilon(z)}{N(z)^2}, \quad (5.9)$$

где $N(z)$ – частота Вайсяля–Брента, переменная по вертикали (но средняя за приливный цикл); $\varepsilon(z)$ – скорость диссипации турбулентной энергии, которая оценивалась по значениям среднеквадратичного сдвига горизонтальной скорости по показаниям датчиков течения, аналогично тому, как это было сделано в работе [Green et al., 2008]:

$$\varepsilon(z) = 7.5\nu \left(\frac{du}{dz} \right)^2, \quad (5.10)$$

где ν – кинематический коэффициент молекулярной вязкости воды; u – горизонтальная компонента скорости; z – вертикальная координата.

Расчет проводился для слоя, в котором преимущественно наблюдалось прохождение внутренних волн толщиной от 6 до 35 м (глубины варьировали в зависимости от полигона), с двумя различными по времени шагами. В первом случае расчет был проведен с шагом 2 мин без осреднения исходной информации, для того чтобы учесть эффекты, связанные с ВВ, а во втором случае – после осреднения данных за 2 часа, чтобы полностью исключить проявления короткопериодных ВВ. Ре-

зультаты обоих расчетов усреднялись за приливный цикл с целью оценить вклад короткопериодных процессов, связанных с ВВ, в вертикальный турбулентный обмен за период приливного цикла. При наличии данных расчеты повторялись для 2–3 приливных циклов M_2 , затем данные усреднялись.

По результатам расчета значения коэффициентов изменяются от 10^{-4} до 10^{-2} m^2/c , в среднем составляя $1.2 \cdot 10^{-2}$ m^2/c . Их значения в большинстве случаев понижались с глубиной. Однако характер вертикальной изменчивости мог значительно различаться в зависимости от масштаба осреднения исходных данных (рис. 5.3). На полигонах № 1 (в 2010, 2011, 2012 гг.), № 3, 5, 7 (2012 г.), № 3, 13 (2014 г.) наблюдался подповерхностный максимум коэффициента диффузии при расчетах без осреднения исходной информации (рис. 5.3, а). При этом максимум $K(z)$ наблюдался сразу под пикноклином. На данных с осреднением 2 ч столь значительных колебаний интенсивности вертикального обмена не прослеживалось. На остальных полигонах на общее понижение коэффициентов обмена, отмечавшееся независимо от масштаба осреднения исходных данных, накладывались небольшие несогласованные колебания (рис. 5.3, б).

Отметим, что подповерхностный рост коэффициентов отмечается только на полигонах, где чаще всего фиксировались короткопериодные ВВ больших амплитуд преимущественно в районах вблизи фронтальных зон (рис. 5.4). Количественно оценить их вклад можно, сравнивая средние для рассматриваемых слоев оценки вертикального обмена для разных масштабов осреднения, приведенные в табл. 5.3. Максимальные коэффициенты наблюдались в районе около проливных зон, минимальные – в Бассейне и центральной части Двинского залива независимо от масштаба осреднения. Это говорит о том, что в прибрежных районах моря интенсивность вертикального турбулентного обмена в разы больше, чем в центральных районах моря.

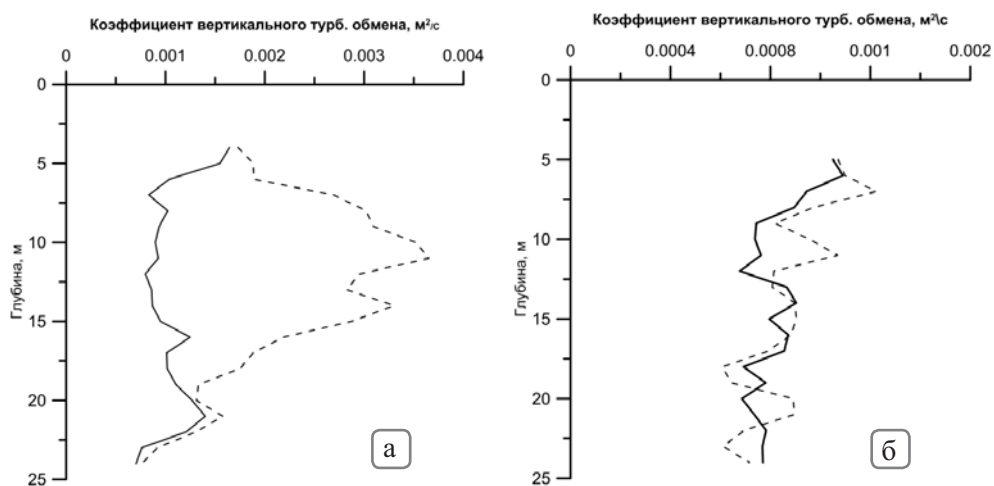


Рис. 5.3. Вертикальная изменчивость за приливный цикл коэффициента диапикнической диффузии по данным наблюдений на полигоне № 1 в 2011 г. (а) и полигоне № 4 в 2012 г. (б). Жирной линией показаны результаты расчетов, выполненных по данным с интервалом осреднения 2 ч, пунктирной – 2 мин

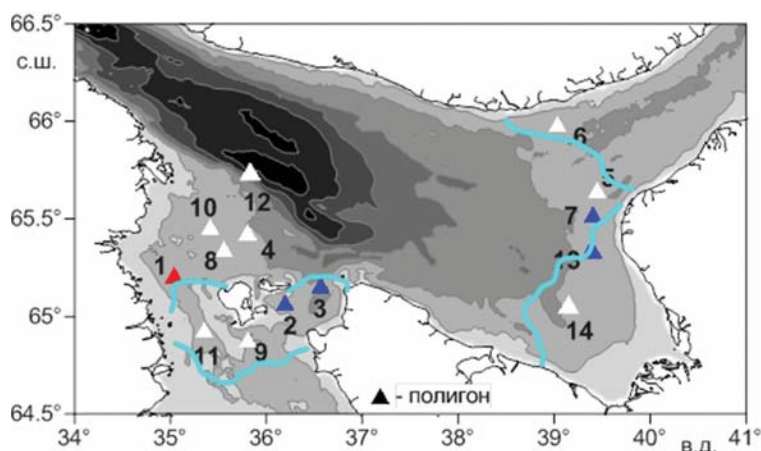


Рис. 5.4. Карта полигонов с оценками вклада внутренних волн в вертикальный обмен. Красные треугольники – полигоны, где обмен за счет учета эффектов, связанных с ВВ, был недооценен более чем на 40 %, синие – 10 %. Голубым цветом показано среднее положение фронтальных разделов

Таблица 5.3

Средние в слое оценки характеристик вертикального перемешивания, дополненные статистикой о ВВ по данным наблюдений за 2009–2014 гг.

Год	Номер полигона	Слой, м	Коэффициент диапикнической диффузии, $\text{м}^2/\text{с} \cdot 10^{-4}$		Число КВВ за цикл M_2	Число КВВ за цикл M_2 высотой >5 м
			Период осреднения 2 ч	Период осреднения 2 мин		
2009	1	4–15	9.7	10.5	33	5
2010	1	8–14	12.1	21.5	46	13
2011	1	4–24	15.9	23.5	40	5
	10	4–38	7.5	7.7	12	0
2012	1	3–27	8.5	10.4	57	3
	2	6–35	11.8	13.1	81	2
	3	5–35	16.5	19.9	68	5
	4	4–25	8.2	8.4	12	0
	5	4–30	11.6	11.7	12	0
	7	2–26	15.1	19.8	57	2
	8	4–25	5.4	6.0	11	0
2013	1	4–24	9.2	10.0	48	1
2014	3	5–35	17.0	20.9	36	8
	13	5–24	9.0	10.8	21	4
	14	3–32	3.0	3.0	7	0

Если сравнивать масштабы осреднения, видно, что значения $K(z)$, рассчитанные по данным, учитывающим проявление ИВВ, по рассматриваемой толще вод в 1.5–2 раза превышают полученные по осредненным значениям. Данный результат подтверждает тот факт, что КВВ оказывают значительное влияние на динамику течений и на процессы перемешивания вод в Белом море. Из табл. 5.3 видно, что решающее значение оказывает наличие не короткопериодных волн, а волн значительных амплитуд. Если их пять и более за приливный цикл, то они приводят к существенному усилению обмена. В качестве районов, где такой учет необходим, стоит выделить относительно неглубокие районы на границе Бассейна и Горла, Бассейна и Соловецких салм (см. рис. 5.4). Исходя из спутниковых данных о проявлениях ВВ на поверхности такой учет необходим также в северо-восточной части Бассейна и на границе Двинского залива и Бассейна, т.е. в районах около фронтальных зон и резких изменений рельефа дна.

Из вышесказанного можно сделать вывод, что без учета эффектов, связанных с ИВВ, вертикальный турбулентный обмен недооценен. Некорректная оценка вертикального потока массы может привести к ошибке при оценке характеристик объемного переноса вод через проливы, получаемых на основе модельных оценок.

На основе результатов наблюдений получены оценки вертикального турбулентного обмена в различных районах Белого моря, как учитывающие присутствие в данных короткопериодных явлений, так и не учитывающие, что позволило сделать следующие выводы:

- значения коэффициентов диапикнической диффузии меняются от 10^{-4} до 10^{-2} м²/с и убывают с глубиной;
- интенсивность вертикального обмена в мористых районах Бассейна и центральной части Двинского залива в 3–4 раза меньше, чем в шельфовых районах;
- районы, где часто регистрируются короткопериодные ВВ, характеризуются повышенной интенсивностью вертикального обмена;
- под влиянием ИВВ вертикальный обмен под пикноклином усиливается в 2 раза.

Заключение

На основе обширного массива высокоразрешающих спутниковых и контактных наблюдений за 2006–2014 гг. проведено комплексное исследование субмезомасштабной изменчивости гидрофизических полей в Белом море. Впервые получены численные оценки внутриприливной изменчивости гидрофизических полей, тонкой структуры вод и особенностей пространственно-временной изменчивости характеристик короткопериодных ВВ, субмезомасштабных вихрей, синоптической и мезомасштабной фронтальной динамики, а также процессов перемешивания для акватории Белого моря в условиях современного меняющегося климата.

В основе исследования лежит разработанная совокупность методов целенаправленного сочетания разнородных спутниковых данных и учащенных контактных наблюдений и их совокупного анализа. Она позволяет оценивать изменчивость характеристик гидрофизических полей и ассоциируемых с ней процессов и явлений на масштабах от сотни метров до десяти километров и от единиц минут до приливного периода на акватории всего моря в теплый сезон.

Установлены закономерности изменчивости гидрофизических полей на масштабах приливного цикла в разных по гидрологическим условиям районах Белого моря:

- в центральной глубоководной части моря наиболее интенсивные колебания температуры (до 1.5 °С) и солёности (до 0.7 ‰) имеют полусуточный период и выделяются на границе промежуточных и глубинных вод;
- в неглубоких стратифицированных районах моря вблизи фронтальных зон под влиянием прилива возникают значительные изменения вертикальной структуры вод, основной вклад в которые вносят короткопериодные колебания термохалинных характеристик (до 10.2 °С по температуре и до 2.8 ‰ по солёности), соответствующие прохождению пакетов нелинейных ВВ и имеющие максимальный размах до половины глубины моря в слое между поверхностными и промежуточными водами;
- в районах шельфовых фронтальных зон приливные колебания приводят к чередованию нестратифицированного и стратифицированного типов вертикальной структуры вод; в период наличия стратификации в слое скачка отмечаются короткопериодные колебания незначительной интенсивности (около 0.8 °С и до 0.2 ‰);

- в относительно мелководных заливах с мощным речным стоком на фоне плавных и слабовыраженных полусуточных вариаций характеристик термодинамики и галоклина эпизодически отмечаются значительные изменения положения слоя скачка, приводящие к колебаниям до 4.8 °С по температуре и до 0.8 ‰ по солености, соответствующие прохождению одиночных ВВ или малых вихревых структур.

Выявлены закономерности изменчивости гидрофизических полей и тонкой структуры вод на масштабах меньше приливного цикла в разных по гидрологическим условиям районах Белого моря:

- выделяются три характерных максимума изменчивости: 5–6 ч, 1–2 ч и 8–50 мин;
- максимальный вклад в изменчивость суммарно в интервалах от 8 до 50 мин и от 1 до 2 ч (по температуре и солености до 40 % от общей изменчивости в общую дисперсию ряда; по течениям – до 20 %) отмечается в области пикноклина в районах моря с хорошо выраженной стратификацией вод вблизи фронтальных зон;
- средняя толщина слоя, охваченного выраженными колебаниями на субприливных масштабах, составляет 15 м, величина колебаний по температуре – 5 °С, по солености – 1 ‰;
- большая часть тонкой структуры вод формируется под влиянием процессов, связанных с адвекцией, не удовлетворяющей условиям изопикничности;
- кинематический эффект внутренних волн оказывает значительное влияние на трансформацию тонкой структуры вод в верхнем 30-метровом слое.

Найдены физико-географические закономерности распределения характеристик короткопериодных внутренних волн:

- волны встречаются регулярно: в южной части Горла, в Двинском заливе, вокруг Соловецких островов (около фронтов и неровностей дна);
- волны встречаются эпизодически: в центральной части Бассейна и Онежском заливе (большинство волн приходят туда из других районов);
- волны не встречаются в северо-западной части Бассейна, Кандалакшском заливе, кутовых частях Двинского и Онежского заливов;
- короткопериодные внутренние волны встречаются чаще в виде трехволновых пакетов со средними характеристиками: длина волны 500 м, период 11 мин, высота 2.5 м;
- максимальные по площади пакеты волн отмечаются в Бассейне;
- средние характеристики внутренних волн в течение теплого сезона в одни и те же месяцы слабо меняются из года в год;
- максимальное количество короткопериодных внутренних волн отмечается в августе;
- вблизи фронтальных разделов и неровностей дна (положительных и отрицательных) внутренние волны появляются регулярно с приливной периодичностью, а количество их максимально в сизигию;

- около приливных фронтальных разделов в неглубоких районах моря с выраженной двухслойной структурой вод высота внутренних волн регулярно превышает 10 м.

Найдены физико-географические закономерности распределения характеристик субмезомасштабных вихрей:

- субмезомасштабные вихри чаще всего встречаются на акваториях Двинского залива и Бассейна в районах фронтов и свалов глубин;
- субмезомасштабные вихри наиболее часто имеют циклонический тип вращения, диаметр 2–6 км;
- антициклонические вихри регистрируются в 3 раза реже циклонических, но их диаметры в среднем больше;
- средние характеристики вихрей в одни и те же месяцы слабо меняются из года в год;
- максимальное количество субмезомасштабных вихрей наблюдается в июне–июле;
- над неровностями дна (банками) около Соловецких островов образование субмезомасштабных вихрей отмечается в определенную фазу прилива, они проявляются в верхнем 10–20-метровом слое и прослеживаются в течение 3–4 ч.

Установлены особенности локальной фронтальной динамики:

- интенсивная синоптическая динамика фронтов происходит внутри месячных интервалов, в то время как среднемесячные положения фронтальных линий близки к их средним за лето и не отражают особенности сезонного хода фронтальной динамики;
- фронты, в первую очередь стоковые, испытывают наибольшие перемещения в первой половине теплого сезона под влиянием 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, преимущественно у приливных, размерами до нескольких десятков километров;
- значительная мезомасштабная динамика характеристик фронтальных разделов, возникающая под воздействием прилива и ветра, проявляется в усилении (ослаблении) значений вертикального и горизонтального градиентов температуры в несколько раз, в колебаниях глубины залегания термоклина (пикноклина) до 20 м и в смещениях фронтальных разделов на дистанцию до 15 км.

Показана роль фронтов в динамике короткопериодных волн и субмезомасштабных вихрей:

- значительное число субмезомасштабных вихрей и короткопериодных внутренних волн (около 65 %) детектируются во фронтальных зонах или вблизи этих зон;
- субмезомасштабные вихревые структуры регистрируются преимущественно внутри зон стоковых (Двинская, Онежская) и на периферии структурных (Горловская, Соловецкая) фронтальных зон;

- повышение вихревой активности происходит на пике трансформации стоковых фронтов в неглубоком пикноклине;
- циклическая динамика фронта приливного перемешивания в Горле является источником регулярных проявлений значительных по размерам гребней короткопериодных внутренних волн, которые могут распространяться на 200 км от района генерации и существовать в течение 3–5 циклов волны M_2 , пересекая всю акваторию Бассейна;
- мезомасштабная динамика фронтальных разделов в Белом море, проявляющаяся в языках и меандрах, способствует эффективной генерации хаотично распространяющихся короткопериодных внутренних волн разных направлений;
- максимальное число короткопериодных внутренних волн детектируется, когда фронты на поверхности четко сформированы.

Установлены особенности турбулентного обмена в Белом море на масштабах приливного цикла, учитывающие влияние субприливных явлений:

- установлено, что значения коэффициентов горизонтальной турбулентной вязкости, учитывающие влияние субприливных процессов, могут меняться в разных районах моря от 1 до 30 m^2/c за приливный цикл;
- значения коэффициентов диапикнической диффузии меняются от 10^{-4} до $10^{-2} m^2/c$;
- прослеживается анизотропия горизонтального турбулентного обмена в прибрежных и проливных районах Белого моря;
- максимальные коэффициенты горизонтального обмена наблюдаются в районах повышенной встречаемости субмезомасштабных вихрей или короткопериодных внутренних волн;
- интенсивность вертикального обмена в мористых районах Бассейна и центральной части Двинского залива в 3–4 раза меньше, чем в районах около фронтальных зон;
- под влиянием интенсивных короткопериодных внутренних волн вертикальный и горизонтальный обмен под пикноклином усиливается в 2 раза.

Литература

- Абузяров З.К.* Оперативное океанографическое обслуживание / З.К. Абузяров, И.О. Ду-манская, Е.С. Нестеров. М.: Гидрометцентр РФ, 2009. 287 с.
- Алексанин А.И.* Проблемы автоматического обнаружения вихрей океана по спутнико-вым ИК-изображениям / А.И. Алексанин, А.А. Загуменнов // Исследование Земли из космоса. 2011. N 3. С. 65–74.
- Бабков А.И.* Гидрология Белого моря / А.И. Бабков. СПб.: Зоологический институт РАН, 1998. 96 с.
- Басович А.Я.* Влияние интенсивных внутренних волн на ветровое волнение (кинемати-ческая модель): глава в монографии «Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность» / А.Я. Басович, В.В. Баханов, В.И. Таланов; под ред. Е.Н. Пелиновского. Горький, 1982. С. 8–30.
- Баханов В.В., Таланов В.И.* Трансформация нелинейных поверхностных волн в поле неоднородных течений: глава в монографии «Приповерхностный слой океа-на. Физические процессы и дистанционное зондирование» / В.В. Баханов, В.И. Та-ланов; под ред. Е.Н. Пелиновского, В.И. Таланова. Ниж. Новгород: ИПФ РАН, 1999. Т. 1. С. 81–106.
- Белое море. Биологические ресурсы и проблемы их рационального использования. Ч. I. СПб., 1995. 250 с.
- Бондур В.Г.* Регистрация из космоса и моделирование коротких внутренних волн в при-брежных зонах океана / В.Г. Бондур, Ю.В. Гребенюк, Е.Г. Морозов // Докл. РАН. 2008. Т. 418, N 4. С. 543–548.
- Волженский М.Н.* Опыт верификации оперативной модели для мониторинга гид-рофизических полей Белого моря / М.Н. Волженский, А.А. Родионов, А.В. Зимин, Е.В. Семенов, Н.Н. Филатов, М.Б. Булатов // Фундаментальная и прикладная гид-рофизика. 2009. N 3. С. 33–41.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып. 1. Гидро-метеорологические условия / Под ред. Б.Х. Глуховского. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 240 с.
- Гинзбург А.И.* Нестационарные вихревые движения в океане / А.И. Гинзбург // Океано-логия. 1992. Т. 32, N 6. С. 997–1003.
- Государственная программа Российской Федерации «Социально-экономическое разви-тие Арктической зоны Российской Федерации на период до 2020 года». [Электрон-ный ресурс] Режим доступа: <http://www.pravo.gov.ru> (дата обращения: 24.04.2014).

- Гордеева С.М.* Практикум по дисциплине статистические методы обработки гидрометеорологической информации / С.М. Гордеева. СПб.: РГГМУ, 2010. 74 с.
- Гордеева С.М.* Влияние климатических изменений термохалинной структуры Баренцева моря на интенсивность внутренних приливных волн / С.М. Гордеева, А.С. Саффарай, И.В. Ткаченко // Труды XII Всерос. конф. «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики». СПб.: Нестор-история, 2014. С. 211–213.
- Горшков К.А.* Модуляция коротких ветровых волн в присутствии интенсивных внутренних волн. Эффект модуляции инкремента / К.А. Горшков, И.С. Долина, И.А. Соустова, Ю.И. Троицкая // Изв. РАН. ФАО. 2003. Т. 39, N 5. С. 661–672.
- Дерюгин К.М.* Фауна Белого моря и условия ее существования / К.М. Дерюгин. Исслед. морей СССР. 1928. Вып. 7–8. 511 с.
- Дженюк С.Л.* К оценке океанологической изученности Баренцева и Белого морей / С.Л. Дженюк // Вестн. МГТУ. 2012. Т. 15, N 4. С. 39–748.
- Дубина В.А.* Вихревая структура течений в заливе Петра Великого / В.А. Дубина, П.А. Файман, В.И. Пономарев // Изв. ТИНРО. 2013. Т. 173. С. 247–258.
- Дубина В.А.* Внутренние волны в Японском море: пространственно-временное распределение и характеристики по данным спутникового дистанционного зондирования / В.А. Дубина, Л.М. Митник // Исследование Земли из космоса. 2007. N 3. С. 37–46.
- Плахин Е.А.* Гидрология средиземных морей / Е.А. Плахин. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 264 с.
- Ермаков С.А.* Об эффекте сильной модуляции капиллярно-гравитационной ряби внутренними волнами / С.А. Ермаков, С.Г. Салашин // Докл. РАН. 1994. Т. 337, N 1. С. 108–111.
- Жабин И.А.* Структура фронта приливного перемешивания в районе Шантарских островов (Охотское море) по данным спутниковых наблюдений / И.А. Жабин, В.А. Дубина // Исследование Земли из космоса. 2012. Вып. 2. С. 83–89.
- Журбас В.М.* Формы тонкой термохалинной структуры вод океана. Каталог / В.М. Журбас, Р.В. Озмидов. М.: ИО АН, 1987. 134 с.
- Зацепин А.Г.* Субмезомасштабные вихри на Кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы / А.Г. Зацепин // Океанология. 2011. Т. 51, N 4. С. 592–605.
- Зацепин А.Г.* Поверхностный опресненный слой в Карском море / А.Г. Зацепин, П.О. Завьялов, В.В. Кременецкий, С.Г. Поярков, Д.М. Соловьев // Океанология. 2010. Т. 50, N 5. С. 698–708.
- Зацепин А.Г.* Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря / А.Г. Зацепин, А.Г. Островский, В.В. Кременецкий и др. // Изв. РАН. ФАО. 2014. N 1. С. 16–29.
- Зимин А.В.* Субмезомасштабные вихри в Белом море по данным спутниковых радиолокационных измерений / А.В. Зимин, О.А. Атаджанова, Д.А. Романенков, И.Е. Козлов, Б. Шапрон // Исследование Земли из космоса. 2016. N 1-2. С. 129–135.
- Зимин А.В.* Короткопериодная изменчивость гидрофизических полей и характеристик внутреннего волнения в течение полусуточного приливного цикла в шельфовых районах Белого моря / А.В. Зимин // Океанология. 2013а. Т. 53, N 3. С. 293–303.

- Зимин А.В.* Устройство для измерения глубины залегания термоклина с дрейфующего судна / А.В. Зимин. Патент на полезную модель №127188 от 20.04.2013 г.
- Зимин А.В.* Система измерения глубины залегания слоя скачка в море на ходу судна / А.В. Зимин. Патент на полезную модель № 132886 от 27.09.2013 г.
- Зимин А.В.* Система измерения высот внутренних волн в море на ходу судна / А.В. Зимин. Патент на полезную модель № 135117 от 27.11.2013 г.
- Зимин А.В.* Внутренние волны на шельфе Белого моря по данным натурных наблюдений / А.В. Зимин // *Океанология*. 2012а. Т. 52, N 1. С.16–25.
- Зимин А.В.* Внутренние волны по данным одновременных контактных и спутниковых наблюдений в Белом море / А.В. Зимин, И.Е. Козлов, О.А. Атаджанова. Св. о государственной регистрации базы данных № 2013621214 от 24.09.2013 г.
- Зимин А.В.* Субмезомасштабные вихри по данным спутниковых наблюдений в Белом море / А.В. Зимин, И.Е. Козлов, О.А. Атаджанова. Св. о государственной регистрации базы данных № 2014620713 от 20.05.2014 г.
- Зимин А.В.* Комплексный мониторинг короткопериодных внутренних волн в Белом море / А.В. Зимин, И.Е. Козлов, О.А. Атаджанова, Б. Шапрон // *Исследование Земли из космоса*. 2015б. N 5. С. 51–61.
- Зимин А.В.* Проявления внутренних волн по данным контактных и спутниковых наблюдений в 2010 году / А.В. Зимин, И.Е. Козлов, А.Г. Мясоедов, Ф.Ю. Мохнаткин. Св. о государственной регистрации базы данных № 2012261188 от 19.11.2012 г.
- Зимин А.В.* Короткопериодная изменчивость ГФП / А.В. Зимин, А.В. Моисеев. – Св. о государственной регистрации базы данных № 2015620427 от 03.03.2015 г.
- Зимин А.В.* Экспериментальное исследование связи внутренних волн с радиационной температурой по данным наблюдений в прибрежном районе Белого моря / А.В. Зимин, А.А. Родионов, В.Г. Николаев // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2009. Т. 2, № 4. С. 25–30.
- Зимин А.В.* Короткопериодные внутренние волны на шельфе Белого моря: сравнительный анализ наблюдений в различных районах / А.В. Зимин, А.А. Родионов, Г.В. Жегулин // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2013б. Т. 6, N 3. С. 19–33.
- Зимин А.В.* Исследования короткопериодной изменчивости гидрофизических полей в белом море в июле–августе 2012 года с научно-исследовательского судна «Эколог» / А.В. Зимин, А.А. Родионов, Р.Э. Здоровеннов и др. // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2012в. Т. 5, N 3. С. 85–88.
- Зимин А.В.* Опыт разработки системы мониторинга короткопериодных процессов и субмезомасштабных структур в Белом море и результаты ее апробации летом 2014 года / А.В. Зимин, Д.А. Романенков, О.А. Атаджанова и др. // *Учен. зап. РГГМУ*. 2015а. N 41. С. 116–125.
- Зимин А.В.* Короткопериодные внутренние волны в Белом море: оперативный подспутниковый эксперимент летом 2012 г. / А.В. Зимин, Д.А. Романенков, И.Е. Козлов и др. // *Исследование Земли из космоса*. 2014. N 3. С. 41–55.
- Зимин А.В.* Экспедиционные исследования короткопериодной изменчивости гидрофизических полей Белого моря в августе 2013 г. / А.В. Зимин, Д.А. Романенков, А.А. Родионов и др. // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2014б. Т. 7, N 1. С. 85–92.

- Зимин А.В.* Методика выполнения натуральных экспериментов по исследованию короткопериодных внутренних волн в морях Северо-Европейского бассейна / А.В. Зимин. Св. о государственной регистрации базы данных № 2013621214 от 24.09.2013ж г.
- Инжебейкин Ю.И.* Особенности мезомасштабных вариаций абиотических компонентов экосистемы Белого моря / Ю.И. Инжебейкин // VIII Региональная научно-практическая конференция «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря». Архангельск, 2001. С. 36–39.
- Инжебейкин Ю.И.* Колебания уровня Белого моря / Ю.И. Инжебейкин. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 152 с.
- Ионов В.В.* Особенности распространения речных вод и динамики океанологических фронтов в Белом море по результатам спутниковых ИК-измерений и натурным наблюдениям в летний период / В.В. Ионов, И.О. Шилев // Вестник СПбГУ. 1996. Сер. 7, N 14. С. 53–61.
- Каган Б.А.* Сезонная изменчивость поверхностного и внутреннего M_2 приливов в Северном Ледовитом океане / Б.А. Каган, А.А. Тимофеев, Е.В. Софьина // Изв. РАН. ФАО. 2010. Т. 46, N 5. С. 703–714.
- Каган Б.А.* О влиянии Белого моря на приливы в соседних окраинных морях Северо-Европейского бассейна / Б.А. Каган, Е.В. Софьина, Э.Х.А. Рашиди // Изв. РАН. ФАО. 2013. Т. 49, N 1. С. 97–112.
- Каган Б.А.* Динамика и энергетика поверхностных и внутренних полусуточных приливов в Белом море / Б.А. Каган, А.А. Тимофеев // Изв. РАН. ФАО. 2005. Т. 41, N 4. С. 844–850.
- Каменкович В.М.* Синоптические вихри в океане / В.М. Каменкович, М.М. Кошляков, А.С. Монин. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 264 с.
- Каримова С.С.* Статистический анализ субмезомасштабных вихрей Балтийского, Черного и Каспийского морей по данным спутниковой радиолокации / С.С. Каримова // Исследование Земли из космоса. 2012. N 3. С. 31–47.
- Карлин Л.Н.* Мелкомасштабная структура гидрофизических полей верхнего слоя океана / Л.Н. Карлин, Е.Ю. Ключков, В.П. Кутько. М.: Гидрометеиздат, 1988. 164 с.
- Козлов И.Е.* Характеристики поля короткопериодных внутренних волн в Карском море по данным спутниковых радиолокационных измерений / И.Е. Козлов, В.Н. Кудрявцев, Е.В. Зубкова и др. // Исследование Земли из космоса. 2015. N 4. С. 44–59.
- Козлов И.Е.* Некоторые результаты исследования внутренних волн в Баренцевом море методами радиолокационного зондирования из космоса / И.Е. Козлов, В.Н. Кудрявцев, С. Сандвен // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. С. 60–69.
- Козлов И.Е.* INTERWAVE: Определение характеристик океанских внутренних волн по их проявлениям в спутниковых радиолокационных снимках морской поверхности / И.Е. Козлов, А.Г. Мясоедов. Св. о государственной регистрации программы для ЭВМ №2012660637 от 26.11.2012 г.
- Колдунов А.В.* Спутниковый мониторинг фронтальных зон Белого моря / А.В. Колдунов, А.А. Кузьмина, В.Р. Фукс // Материалы X Междунар. конф. «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря». Архангельск: СГМУ, 2007. С. 31–33.

- Коняев К.В. Волны внутри океана / К.В. Коняев, К.Д. Сабинин. Л.: Гидрометеиздат, 1992. 272 с.
- Коровин В.П. Океанологические наблюдения в прибрежной зоне моря: учебное пособие / В.П. Коровин. СПб.: РГГМУ, 2007. 424 с.
- Коросов А.А. Разработка и применение процедуры комплексного дистанционного зондирования для исследования внутриводных процессов в морях и крупных озерах: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук: 25.00.28 / А.А. Коросов. СПб., 2007. 26 с.
- Коросов А.А. Оценка состояния и тенденции изменения первичной продуктивности Белого моря по данным дистанционного зондирования за последние пять лет: методы и первые результаты / А.А. Коросов, Д.В. Поздняков // Материалы IX Междунар. конф. «Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря». Петрозаводск, 2004. С. 165–171.
- Коротенко К.А. Исследование турбулентности в приливной прибрежной зоне / К.А. Коротенко, А.В. Сенчев // Океанология. 2011. Т. 51, N 3. С. 94–406.
- Корчагин Н.Н. Мезоокеанология / Н.Н. Корчагин, А.С. Монин. М.: РАН, 2004. 176 с.
- Костяной А.Г. Мелкомасштабные вихри Черного моря / А.Г. Костяной, А.И. Гинзбург, Н.А. Шеремент и др. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7, N 1. С. 248–259.
- Кочергин В.П. Мониторинг гидрофизических полей океана / В.П. Кочергин, И.Е. Тимченко. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 279 с.
- Кравец А.Г. Приливы и их моделирование в Белом море: глава в монографии «Проблемы Белого моря» / А.Г. Кравец. Архангельск, 1981. С. 36–38.
- Лаврова О.Ю. Комплексный спутниковый мониторинг морей России / О.Ю. Лаврова, А.Г. Костяной, С.А. Лебедев и др. М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с.
- Лаврова О.Ю. Возможные механизмы генерации внутренних волн в северо-восточной части Черного моря / О.Ю. Лаврова, Митягина М.И., Сабинин К.Д. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. М.: GRANP Polygraph, 2008. С. 128–136.
- Лаврова О.Ю. Проявление внутренних волн на морской поверхности в северо-восточной части Черного моря / О.Ю. Лаврова, М.И. Митягина, К.Д. Сабинин // Исследование Земли из космоса. 2009. N 6. С. 49–55.
- Лаврова О.Ю. Стики как индикаторы вихревой активности в прибрежной зоне: глава в монографии «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов» / Под ред. Е.А. Лупяна, О.Ю. Лавровой. М.: GRANP polygraph, 2005. С. 118–123.
- Лаврова О.Ю. Подспутниковые наблюдения мелкомасштабных гидродинамических процессов в северо-восточной части Черного моря / О.Ю. Лаврова, А.Н. Серебряный, М.И. Митягина, Т.Ю. Бочарова // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10, N 4. С. 308–322.
- Лаврова О.Ю. Исследование особенностей генерации и распространения внутренних волн в бесприливных морях по данным спутниковой радиолокации / О.Ю. Лаврова, М.И. Митягина, К.Д. Сабинин // Докл. РАН. 2011. Т. 436, N 3. С. 407–411.
- Лозовацкий И.Д. Спектральная модель вертикальной структуры гидрофизических полей в океане / И.Д. Лозовацкий // Океанологические исследования. 1987. N 40. С. 23–34.

- Лоция Белого моря. Л.: ГУНиО МО, 1983. 344 с.
- Лукашин В.Н. Результаты комплексных океанографических исследований в Белом море в июне 2000 г. / В.Н. Лукашин, К.Н. Кособокова, В.П. Шевченко и др. // Океанология. 2003. Т. 43, N 2. С. 237–253.
- Май Р.И. Нелинейные баротропные и бароклинные приливные явления в морях Европейской Арктики: автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.28 / Р.И. Май. СПб., 2006. 20 с.
- Май Р.И. Остаточные приливные явления в Белом море / Р.И. Май, В.Р. Фукс // Материалы IX Междунар. конф. «Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря». Петрозаводск, 2005. С. 202–207.
- Митягина М.И. Спутниковые наблюдения поверхностных проявлений внутренних волн в морях без приливов / М.И. Митягина, О.Ю. Лаврова // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7, N 1. С. 260–272.
- Митягина М.И. Спутниковые наблюдения вихревых и волновых процессов в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря / М.И. Митягина, О.Ю. Лаврова // Исследование Земли из космоса. 2009. N 5. С. 72–79.
- Монин А.С. Океанская турбулентность / А.С. Монин, Р.В. Озмидов. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 376 с.
- Монин А.С. Изменчивость Мирового океана / А.С. Монин, В.М. Каменкович, В.Г. Корт. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 362 с.
- Морозов Е.Г. Короткопериодные внутренние волны в арктическом фиорде (Шпицберген) / Е.Г. Морозов, А.В. Марченко // Изв. РАН. ФАО. 2012. Т. 48, N 4. С. 453–460.
- Морозов Е.Г. Внутренние волны в высокоширотном бассейне / Е.Г. Морозов, В.Т. Пака // Океанология. 2010. Т. 50, N 5. С. 709–715.
- Муравьев Е.В. Receiver_LCARD / Е.В. Муравьев, А.В. Зимин, А.А. Родионов. Св. об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2011617575 от 29.09.2011а г.
- Муравьев Е.В. Convertor_txt / Е.В. Муравьев, А.В. Зимин, А.А. Родионов. Св. об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2011617574 от 29.09.2011б г.
- Муравьев Е.В. Detect_WW / Е.В. Муравьев, А.В. Зимин, А.А. Родионов. Св. об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2011617573 от 29.09.2011в г.
- Муравьев Е.В. STD_Scan / Е.В. Муравьев, А.В. Зимин, А.А. Родионов. Св. об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2011619279 от 01.12.2011г г.
- Муравьев Е.В. A_D_C_P / Е.В. Муравьев, А.В. Зимин, А.А. Родионов. Св. об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2012614914 от 31.05.2012а г.
- Муравьев Е.В. GPS_WS / Е.В. Муравьев, А.В. Зимин, А.А. Родионов. Св. об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2012618614 от 21.09.2012б г.
- Муравьев Е.В. БД ЭИ ИО СПб / Е.В. Муравьев, А.В. Зимин, А.А. Родионов. Св. о государственной регистрации базы данных № 2014620281 от 08.05.2014а г.
- Муравьев Е.В. СУБД ЭИ ИО СПб / Е.В. Муравьев, А.В. Зимин, А.А. Родионов. Св. об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2014614227 от 18.04.2014б г.
- Наумов А.Д. Двустворчатые моллюски Белого моря. Опыт эколого-фаунистического анализа / А.Д. Наумов. СПб., 2006. 367 с.
- Назарова Л.Е. Динамика климата водосбора Белого моря / Л.Е. Назарова // Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого

- моря. XII Междунар. конф. с элементами школы для молодых ученых и аспирантов. Петрозаводск, 30 сентября – 4 октября 2013 г. Сборник материалов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2013. С. 239–243.
- Нелепо Б.А.* Синоптические вихри в океане / Б.А. Нелепо. Киев: Наукова думка, 1980. 170 с.
- Озмидов Р.В.* О некоторых особенностях энергетического спектра океанической турбулентности / Р.В. Озмидов // Докл. АН СССР. 1965. Т. 161, N 4. С. 828–832.
- Пантюлин А.Н.* Динамика, структура и водные массы: глава в монографии «Система Белого моря. Том II. Водная толща и взаимодействующая с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера» / А.Н. Пантюлин. М.: Научный мир, 2012. С. 309–379.
- Пермяков М.С.* Оценка горизонтальных коэффициентов турбулентного обмена в северо-западной части Тихого океана / М.С. Пермяков, Т.И. Тархова, А.С. Сергиенко // Океанология. 2007. Т. 47, N 45. С. 696–701.
- Писарев С.В.* Низкочастотные внутренние волны у кромки шельфа Арктического бассейна / С.В. Писарев // Океанология. 1996. Т. 36, N 6. С. 819–826.
- Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. И.В. Лавренова, Е.Г. Морозова. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 363 с.
- Практикум по динамике океана / Под ред. А.В. Некрасова, Е.Н. Пелиновского. Л.: Гидрометеиздат, 1992. 320 с.
- Рогачев К.А.* Субмезомасштабные струи на континентальном шельфе залива Петра Великого (Японское море) / К.А. Рогачев // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7, N 3. С. 186–190.
- Рогачев К.А.* Спутниковые наблюдения регулярных вихрей в заливах Шантарского архипелага, Охотское море / К.А. Рогачев // Исследование Земли из космоса. 2012. N 6. С. 54–60.
- Родионов А.А.* Субмезомасштабные структуры вод Белого моря и их динамика. Состояние и направления исследований / А.А. Родионов, Д.А. Романенков, А.В. Зимин и др. // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2014. Т. 7, N 3. С. 29–41.
- Родионов А.А.* Развитие системы мониторинга и прогноза гидрофизических полей морской среды в интересах обеспечения скрытности и защиты кораблей ВМФ / А.А. Родионов, Е.В. Семенов, А.В. Зимин // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2012. Т. 5, N 2. С. 89–108.
- Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 725 с.
- Рыбаков Д.С.* Климатические и геохимические аспекты формирования экологических рисков в Республике Карелия / Д.С. Рыбаков, Н.В. Крутских, Т.С. Шелехова и др. СПб.: Изд-во ООО «ЭлекСис», 2013. 130 с.
- Сабинин К.Д.* «Горячие точки» в поле внутренних волн в океане / К.Д. Сабинин, А.Н. Серебряный // Акустический журнал. 2007. Т. 53, N 3. С. 410–436.
- Сабинин К.Д.* О связи цугов короткопериодных внутренних волн с рельефом термоклина в океане / К.Д. Сабинин, А.А. Назаров, А.Н. Сериков // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1982. Т. 18, № 4. С. 416–425.
- Семенов Е.В.* Численное моделирование динамики Белого моря и проблема мониторинга / Е.В. Семенов // Изв. РАН. ФАО. 2004. Т. 40, N 1. С. 128–141.

- Семенов Е.В.* Анализ результатов работы оперативной модели гидрофизических полей Белого моря в июле–августе 2008 г. / Е.В. Семенов, М.Б. Булатов // Докл. АН. 2010. Т. 432, N 3. С. 410–415.
- Семенов Е.В.* Численная модель приливной и термохалинной циркуляции вод Белого моря / Е.В. Семенов, М.В. Лунева // Изв. РАН. ФАО. 1996. Т. 32, N 5. С. 704–713.
- Семенов Е.В.* О совместном эффекте прилива, стратификации и вертикального турбулентного перемешивания на формирование гидрофизических полей в Белом море / Е.В. Семенов, М.В. Лунева // Изв. РАН. ФАО. 1999. Т. 35, N 5. С. 660–678.
- Серебряный А.Н.* Сliko- и сулеобразующие явления в море. Внутренние волны / А.Н. Серебряный // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012б. Т. 9, N 2. С. 275–286.
- Серебряный А.Н.* Исследования внутренних волн в Черном море с океанографической платформы МГИ / А.Н. Серебряный, В.А. Иванов // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т. 6, N 3. С. 34–45.
- Серебряный А.Н.* Сliko- и сулеобразующие явления в море. Фронты различного происхождения / А.Н. Серебряный // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012а. Т. 9, N 5. С. 231–240.
- Серебряный А.Н.* Эффекты нелинейности во внутренних волнах на шельфе / А.Н. Серебряный // Известия АН. ФАО. 1990. Т. 26, N 3. С. 285–293.
- Серебряный А.Н.* Исследование с помощью ADCP течений и внутренних волн в Белом море / А.Н. Серебряный, В.Т. Пака, А.О. Корж // Материалы XVIII Международ. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2009. С. 245–250.
- Серебряный А.Н.* Наблюдение внутренних волн в Печорском море: глава в монографии «Опыт системных океанологических исследований в Арктике» / А.Н. Серебряный, Г.И. Шапиро. М.: Научный мир, 2001. С. 140–150.
- Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Под ред. А.П. Лисицына, И.А. Немировской. М.: Научный мир, 2012. 780 с.
- Смирнов М.Т.* Эксперимент по дистанционному СВЧ радиометрическому зондированию Земли в L-диапазоне с малого космического аппарата, первые результаты / М.Т. Смирнов, Д.М. Ермаков, С.М. Маклаков и др. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10, N 3. С. 142–149.
- Солянкин Е.В.* Термохалинная структура и динамика вод Белого моря летом 1991 г.: глава в монографии «Комплексные исследования экосистемы Белого моря» / Е.В. Солянкин, С.А. Зозуля, А.С.Кровнин, В.В. Масленников. М.: ВНИРО, 1994. С. 8–25.
- Стунжас П.А.* Гидрохимические критерии обмена поверхностных и глубинных вод Белого моря / П.А. Стунжас, С.О. Бородкин // Океанология. 2004. Т. 44, N 2. С. 189–198.
- Тимонов В.В.* Главные особенности гидрологического режима Белого моря. Памяти Ю.М. Шокальского. Ч. 2 / В.В. Тимонов. М.; Л., 1950. С. 206–235.
- Тимофеев В.Т.* Косвенные методы выделения и анализа водных масс / В.Т. Тимофеев, В.В. Панов. Л.: Гидрометиздат, 1962. 352 с.
- Федоров К.Н.* Тонкая термохалинная структура вод океана / К.Н. Федоров. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 184 с.

- Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов / К.Н. Федоров. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 296 с.
- Федоров К.Н. Явления на поверхности океана по визуальным наблюдениям / К.Н. Федоров, А.И. Гинзбург // *Океанология*. 1986. Т. 26, N 1. С. 5–14.
- Филатов Н.Н. Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов / Н.Н. Филатов, А.Ю. Тержевик. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 335 с.
- Фукс В.Р. Динамические и биотические фронты Белого моря / В.Р. Фукс, А.В. Колдунов // XI Всерос. конф. с международным участием. СПб., 2010. С. 196–197.
- Чернов И.А. Численное моделирование крупномасштабной динамики Белого моря / И.А. Чернов, А.В. Толстикова // *Труды КарНЦ РАН. Сер. Математическое моделирование и информационные технологии*. 2014. N 4. С. 137–142.
- Сервер «ЕСИМО» [Электронный ресурс]. Атлас «Климат морей России и ключевых районов Мирового океана». Белое море. Режим доступа: <http://www.esimo.ru/atlas/Beloe/> (дата обращения: 21.02.2014).
- Alpers W. The damping of ocean waves by surface films: A new look at an old problem / W. Alpers, H. Hühnerfuss // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94, N. C5. P. 6251–6265.
- Apel J.R. Observations of oceanic internal and surface waves from the Earth Resources Technology Satellite / J.R. Apel, H.M. Byrne, J.R. Proni, R.L. Charnell // *J. Geophys. Res.* 1975. V. 80, N 6. P. 865–881.
- Badiéy M. Three-dimensional mapping of evolving internal waves during the Shallow Water 2006 experiment / M. Badiéy, L. Wan, A. Song // *J. Acoust. Soc. Am.* 2013. V. 134, Issue 1. P. EL7–EL13.
- Badin G. Are mesoscale eddies in shelf seas formed by baroclinic instability of tidal fronts? / G. Badin, R.G. Williams, J.T. Holt, L.J. Fernand // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. C10021, doi:10.1029/2009JC005340.
- Bai X. Generation sites of internal solitary waves in the southern Taiwan Strait revealed by MODIS true-colour image observations / X. Bai, L. Zhiyu, L. Xiaofeng, H. Jianyu // *International Journal of Remote Sensing*. 2014. V. 35. P. 4086–4098.
- Brink K.H. Instability of a tidal mixing front in the presence of realistic tides and mixing / K.H. Brink // *Journal of Marine Research*. 2013. V. 71. P. 227–252.
- Capet X. Mesoscale to submesoscale transition in the California Current system. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests / X. Capet, J.C. McWilliams, M.J. Molemaker, A.F. Shchepetkin // *J. Phys. Oceanogr.* 2008.a. V. 38(1). P. 29–43. doi:10.1175/2007JPO3671.1
- Capet X. Mesoscale to submesoscale transition in the California Current system. Part II: Frontal processes / X. Capet, J.C. McWilliams, M.J. Molemaker, A.F. Shchepetkin // *J. Phys. Oceanogr.* 2008b. V. 38(1). P. 44–64. doi:10.1175/2007JPO3672.1.
- Chen C. Physical mechanisms for the offshore detachment of the Changjiang Diluted Water in the East China Sea / C. Chen, P. Xue, P. Ding et al. // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. C02002.
- D'Asaro E. Enhanced turbulence and energy dissipation at ocean fronts / E.D'Asaro, C. Lee, L. Rainville et al. // *Science*. 2011. V. 332(6027). P. 318–322. doi:10.1126/science.1201515.
- D'Asaro E.A. Generation of submesoscale vortices: A new mechanism / E.A. D'Asaro // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93(C6). P. 6685–6693. doi:10.1029/JC093iC06p06685.

- Dazzi R.* The study of a river plume by means of numerical models and remote sensing / R. Dazzi, R. Frassetto, F. Mioni, M. // *Rapp. et Proc. Verbe. Re un. Comis. Int. Explor. Sci. Mer. Mediterr. Monaco*, 1979. V. 25–26, N 7. P. 127–130.
- Dickey T.D.* Optical oceanography: recent advances and future directions using global remote sensing and in situ observations / T.D. Dickey, M.R. Lewis, G.C. Chang // *Reviews of Geophysics*. 2006. V. 44(1). RG 1001, 10.1029/2003RG000148.
- Eldevik T.* Spiral eddies / T. Eldevik, K.B. Dysthe // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. V. 32, N 3. P. 851–869.
- Gade M.* Slicks as indicators for marine processes / M. Gade, V. Byfield, S. Ermakov et al. // *Oceanography*. 2013. V. 26(2). P. 138–149.
- Garrett C.* Space-time scales of internal waves: A progress report / C. Garrett, W. Munk // *J. Geophys. Res.* 1975. V. 90. P. 291–297.
- Garrett C.* Space-time scales of internal waves / C. Garrett, W. Munk // *Geophys. Fluid Dyn.* 1972. V. 3. P. 225–264.
- Green M.* Internal waves, baroclinic energy fluxes and mixing at the European shelf edge / M. Green, J. Simpson, S. Legg, M. Palmer // *Continental Shelf Research*. 2008. V. 28, N 7. P. 937–950.
- Guo C.* Evidence of short internal waves trailing strong internal solitary waves in the northern South China Sea from synthetic aperture radar observations / C. Guo, V. Vlasenko, W. Alpers et al. // *Remote Sensing of Environment*. 2012. V. 124. P. 542–550.
- Guo C.* Numerical investigation of internal solitary waves from the Luzon Strait: Generation process, mechanism and three-dimensional effects / C. Guo, X. Chen, V. Vlasenko, N. Stashchuk // *Ocean Modell.* 2011. V. 38. P. 203–216.
- Gurova E.* Remote-sensing observations of coastal sub-mesoscale eddies in the south-eastern Baltic / E. Gurova, B. Chubarenko // *Oceanologia*. 2012. V. 54, N 4. P. 631–654.
- Hill A.E.* Dynamics of tidal mixing fronts in the North Sea / A.E. Hill, I.D. James, P.F. Linden et al. // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Phys. Sci. Eng.* 1993. V. 343(1669). P. 431–446.
- Jackson C.R.* An empirical model for estimating the geographic location of nonlinear internal solitary waves / C.R. Jackson // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2009. V. 26. P. 2243–2255.
- Jackson C.R.* Nonlinear internal waves in synthetic aperture radar imagery / C.R. Jackson, J.C.B. daSilva, G. Jeans et al. // *Oceanography*. 2013. V. 26(2). P. 68–79.
- Karang W.G.A.* Spatial-temporal distribution and characteristics of internal waves in the Lombok Strait Area studied by Alos-Palsar images / W.G.A. Karang, F. Nishio, L. Mitnik, T. Osawa // *Earth Science Research*. 2012. V. 1, N 2. P. 11–22.
- Klein P.* The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence / P. Klein, G. Lapeyre // *Ann. Rev. Mar. Sci.* 2009. V. 1(1). P. 351–375. doi:10.1146/annurev.marine.010908.163704
- Kostianoy A.G.* Physical oceanography of frontal zones in the Subarctic seas / A.G. Kostianoy, J.C.J. Nihoul, V.B. Rodionov // *Elsevier Oceanography Series*. 2004. V. 71. P. 1–316.
- Kozlov I.* SAR observing large-scale nonlinear internal waves in the White Sea / I. Kozlov, D. Romanenkov, A. Zimin, B. Chapron // *Remote Sensing of Environment*. 2014. doi:10.1016/j.rse.2014.02.017.

- Kulakov M.* Frontal zones in the Kara Sea: observation and modeling / M. Kulakov, V. Stanovoy // Proc. of the 11th International Biennial Conference on Physics of Estuaries and Coastal Seas. Hamburg, 2002. P. 393–397.
- Levine E.R.* Turbulence in coastal fronts near the mouths of Block Island and Long Island Sounds / E.R. Levine, L. Goodman, J. O'Donnell // J. Marine Syst. 2009. V. 78(3). P. 476–488.
- Lévy M.* Bringing physics to life at the submesoscale / M. Lévy, R. Ferrari, P.J.S. Franks et al. // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39, N L14602. doi:10.1029/2012GL052756.
- Li Q.* The generation and evolution of nonlinear internal waves in the Deep Basin of the South China Sea / Q. Li, D.M. Farmer // J. Phys. Oceanogr. 2011. V. 41. P. 1345–1363.
- Liu A.K.* Analysis of nonlinear internal waves in the New York Bight / A.K. Liu // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 12317–12329.
- Lozovatsky I.* Shallow water tidal currents in close proximity to the seafloor and boundary-induced turbulence / I. Lozovatsky, L. Zhiyu, H.J.S. Fernando et al. // Ocean Dynamics. 2012. V. 62. P. 177–201. doi:10.1007/s10236-011-0495-3
- Lukashin V.N.* Results of complex oceanographic studies in the White Sea in June 2000 / V.N. Lukashin, K.N. Kosobokova, V.P. Shevchenko et al. // Oceanology. 2003. V. 43. P. 237–253.
- Mahadevan A.* An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts / A. Mahadevan, A. Tandon // Ocean Modell. 2006. V. 14(3–4). P. 241–256. doi:10.1016/j.ocemod.2006.05.006.
- Marmorino G.O.* Airborne synthetic aperture radar observations of «spiral eddy» slick patterns in the Southern California Bight / G.O. Marmorino, B. Holt, M.J. Molemaker et al. // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. C05010. doi:10.1029/2009JC005863.
- Martini K.I.* Internal bores and breaking internal tides on the Oregon Continental Slope / K.I. Martini, H.A. Matthew, E. Kunze et al. // J. Phys. Oceanogr. 2013. V. 43. P. 120–139.
- Mellor G.L.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems / G.L. Mellor, T. Yamada // Rev. Geophys. 1982. V. 20. P. 851–875.
- Mensa J.A.* Seasonality of the submesoscale dynamics in the Gulf Stream region / J.A. Mensa, Z. Garra, A. Gria et al. // Ocean Dynamics. 2013. V. 63. P. 923–941.
- Mityagina M.I.* Multi-sensor survey of seasonal variability in coastal eddy and internal wave signatures in the north-eastern Black Sea / M.I. Mityagina, O.Y. Lavrova, S.S. Karimova // International Journal of Remote Sensing. 2010. V. 17. P. 4779–4790.
- Munk W.* Spirals on the sea / W. Munk, L. Armi, K. Fischer, F. Zachariasen // P. Roy. Soc. A Math. Phys. 2000. V. 456. P. 1217–1280.
- Nakamura T.* Submesoscale eddies near the Kuril Straits: Asymmetric generation of clockwise and counterclockwise eddies by barotropic tidal flow / T. Nakamura, J.P. Matthews, T. Awaji, H. Mitsudera // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. C12014. doi:10.1029/2011JC007754
- Neil C.* Remote sensing of seasonal stratification dynamics in the southern Irish Sea / C. Neil, A. Cunningham, D. McKee, J.A. Polton // Remote Sensing of Environment. 2012. V. 127. P. 288–297.
- Nencioli F.* In-situ estimate of submesoscale horizontal eddy diffusivity across an ocean front / F. Nencioli, F. d'Ovidio, A.M. Doglioli, A.A. Petrenko // J. Geophys. Res. 2013. V. 118(12). P. 7066–7080. doi: 10.1002/2013JC009252

- Osborne A.R.* Internal solitons in the Andaman Sea / A.R. Osborne, T.L. Burch // *Science*. 1980. V. 208, N 4443. P. 451–460.
- Özgökmen T.M.* Large eddy simulations of mixed layer instabilities and sampling strategies / T.M. Özgökmen, A.C. Poje, P. Fischer, A.C. Haza // *Ocean Modelling*. 2011. V. 39. P. 311–331.
- Pozdnyakov D.* Visible and infrared remote sensing of the White Sea bio-geo-chemistry and hydrology / D. Pozdnyakov, A. Korosov, L.H. Pettersson // *Remote Sensing of the European Seas*. 2008. P. 129–140.
- Redondo J.M.* Eddy measurements, coastal turbulence and statistics in the gulf of Lions / J.M. Redondo, A. Matulka, A. Platonov et al. // *Ocean Sci. Discuss.* 2013. V. 10. P. 55–81. doi:10.5194/osd-10-55-2013
- Richards C.* Measurements of shoaling internal waves and turbulence in an estuary / C. Richards, D. Bourgault, P.S. Galbraith et al. // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2013. V. 118. doi:10.1029/2012JC008154
- Rippeth T.P.* Thermocline mixing in summer stratified continental shelf seas / T.P. Rippeth, M.R. Palmer, J.H. Simpson et al. // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L05602. doi:10.1029/2004GL02214
- Schaeffer A.* Generation mechanism of mesoscale eddy in the Gulf of Lions: radar observation and modeling / A. Schaeffer, A. Molcard, P. Forget et al. // *Ocean Dynamics*. 2011. V. 61(10). P. 1587–1609.
- Shapiro G.I.* Mixing processes in the Gorlo Strait of the White Sea / G.I. Shapiro, L. Latche, A.N. Pantiulin // *Oceanology*. 2003. V. 43(1). P. 26–31.
- Sharples J.* The influence of the springs-neaps cycle on the position of shelf sea fronts // *Buoyancy Effects on Coastal Dynamics* / J. Sharples, J.H. Simpson // *Coastal and Estuarine Studies*. 1996. V. 53. P. 71–82.
- Stewart R.H.* Introduction to physical oceanography [Электронный ресурс]. 2008. Режим доступа: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/PDF_files/book.pdf.
- Sun J.* Numerical study of tidal front with varying sharpness in spring and neap tidal cycle / J. Sun, I.Y. Atsuhiko // *Journal of Oceanography*. 2006. V. 62. P. 801–810.
- Teixeira M.* Analytical and observational studies of internal solitary waves in the Yellow Sea / M. Teixeira, A. Warn-Varnas, J. Apel, J. Hawkins // *Journal of Coastal Research*. 2006. V. 22(6). P. 1403–1416.
- Thomas L.N.* Submesoscale processes and dynamics / L.N. Thomas, A. Tandon, A. Mahadevan // *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, *Geophys. Monogr. Ser.* 2008. V. 177. P. 17–38. doi:10.1029/177GM04
- Thomas L.N.* Friction, frontogenesis, and the stratification of the surface mixed layer / L.N. Thomas, R. Ferrari // *J. Phys. Oceanogr.* 2008. V. 38(11). P. 2501–2518. doi:10.1175/2008JPO3797.1
- Timmermans M.-L.* Scales of horizontal density structure in the Chukchi Sea surface layer / M.-L. Timmermans, P. Winsor // *Continental Shelf Research*. 2013. V. 52. P. 39–45.
- Tong J.* Predicted positions of tidal fronts in continental shelf of South China Sea / J. Tong, Z. Gan, Y. Qi, Q. Mao // *Journal of Marine Systems*. 2010. V. 82(3). P. 145–153.
- Wang J.* Study of the propagation direction of the internal waves in the South China Sea using satellite images / J. Wang, W. Huang, J. Yang et al. // *Acta Oceanologica Sinica*. 2013. V. 32(5). P. 42–50. doi: 10.1007/s13131-013-0312-6

White Sea: Its marine environment and ecosystem dynamics influenced by global change / Eds. N. Filatov, D. Pozdnyakov, O. Johannessen et al. L.: Springer-Praxis, 2005. 472 p.

Zheng Q. Statistical and dynamical analyses of generation mechanisms of solitary internal waves in the northern South China Sea / Q. Zheng, R.D. Susanto, C.-R. Ho et al. // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. C03021.

Zhong Y. Submesoscale impacts on horizontal and vertical transport in the Gulf of Mexico / Y. Zhong, A. Bracco // J. Geophys. Res. Oceans. 2013. 118. oi:10.1002/jgrc.20402

Научное издание

Зимин Алексей Вадимович

СУБПРИЛИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ В БЕЛОМ МОРЕ

Редактор издательства: *Л.В. Филиппова*
Компьютерная верстка *М.В. Стариковой*

Подписано к печати 20.04.2018
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Уч. изд. л. 21,0
Тираж 300 экз.

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91
email: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом в ОАО «Альянс “Югполиграфиздат”»,

ООО ИПК «Панорама»
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6