



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
Институт океанологии им. П.П. Ширшова

---

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
P.P. Shirshov Institute of Oceanology





**A.A. Osadchiev**

# **RIVER PLUMES**

Moscow  
Scientific World  
2021





**А.А. Осадчиев**

# **РЕЧНЫЕ ПЛЮМЫ**

Москва  
Научный мир  
2021





УДК  
ББК 26.222.5  
О 72

**Осадчиев А.А.**  
**РЕЧНЫЕ ПЛЮМЫ.** – М.: Научный мир, 2021. – с.

ISBN

Книга посвящена речным плюмам – опресненным водным массам, которые образуются в море в результате смешения речного стока и соленых морских вод. В книге рассматриваются процессы формирования, распространения и перемешивания речных плюмов, влияющие на многие физические, биологические и геохимические процессы в прибрежных и шельфовых районах моря. Дан обзор современных методов и средств изучения речных плюмов. Описаны структура, динамика и изменчивость малых речных плюмов, играющих важную роль в глобальных потоках вещества (пресной воды, терригенной взвеси, биогенных веществ, антропогенных загрязнений) с суши в Мировой океан. Приведены сведения о речных плюмах, формируемых стоками крупных рек в морях России, обсуждено их влияние на региональные морские процессы. Обобщены результаты исследований крупномасштабного переноса и трансформации пресноводного стока в российском секторе Арктики, влияющего на климатические процессы в глобальном масштабе. Полученные результаты имеют важное практическое значение для гидрометеорологического обеспечения хозяйственной деятельности в прибрежных и шельфовых морских акваториях.



Издание осуществлено при финансовой поддержке  
Российского Фонда Фундаментальных Исследований (РФФИ)  
Проект № 21-15-00013 д

**Osalchiev A.A. River Plumes. Moscow: Scientific World, 2021. p.**

This book is focused on river plumes – freshened water masses that are formed at sea as a result of mixing of river runoff and saline sea water. The book describes the processes of formation, spreading, and mixing of river plumes, which affect many physical, biological, and geochemical processes in the coastal and shelf sea areas. A review of modern methods and tools for studying river plumes is given. The structure, dynamics, and variability of small river plumes are described, which play an important role in the global fluxes (fresh water, terrigenous suspension, biogenic substances, anthropogenic pollution) from land to the World Ocean. Information about river plumes formed by the large rivers in the Russian seas is provided; their influence on regional sea processes is discussed. The results of studies of large-scale transport and transformation of freshwater discharge in the Russian Arctic are summarized, which affect climatic processes on a global scale. The obtained results are of great practical importance for hydrometeorological support of economic activities in coastal and shelf sea areas.

ISBN

© Осадчиев А.А., 2021  
© Издательство «Научный мир», 2021





## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ .....</b>	<b>.....</b>
<b>ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОБЗОР СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ РЕЧНЫХ ПЛЮМОВ .....</b>	<b>.....</b>
1.1. Предмет исследований и терминология .....	.....
1.2. Пространственные и временные масштабы трансформации материкового стока в море .....	.....
1.3. Современные представления о структуре, динамике и изменчивости речных плюмов .....	.....
1.4. Исследования речных плюмов в морях России .....	.....
1.5. Направления дальнейших исследований речных плюмов.....	.....
<b>ГЛАВА 2. МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ИЗУЧЕНИЯ РЕЧНЫХ ПЛЮМОВ .....</b>	<b>.....</b>
2.1. Натурные измерения речных плюмов.....	.....
2.2. Спутниковые наблюдения и аэрофотосъемка речных плюмов .....	.....
2.3. Численное моделирование речных плюмов .....	.....
2.4. Восстановление интенсивности турбулентного перемешивания по натурным измерениям солености и концентрации взвеси в речных плюмах.....	.....
2.5. Восстановление поверхностных течений по спутниковым изображениям речных плюмов.....	.....
2.6. Восстановление речных расходов по спутниковым изображениям речных плюмов .....	.....
2.7. Выводы по второй главе .....	.....
<b>ГЛАВА 3. ПЛЮМЫ, СФОРМИРОВАННЫЕ СТОКАМИ МАЛЫХ РЕК.....</b>	<b>.....</b>
3.1. Малые речные плюмы .....	.....
3.2. Структура малых речных плюмов.....	.....
3.3. Ветровое воздействие и малые речные плюмы .....	.....
3.4. Взаимодействие между малыми речными плюмами.....	.....
3.5. Генерация внутренних волн в малых речных плюмах .....	.....
3.6. Фронтальное перемешивание в малых речных плюмах .....	.....
3.7. Перенос терригенной взвеси малыми речными плюмами .....	.....
3.8. Выводы по третьей главе .....	.....



**ГЛАВА 4. ПЛЮМЫ, СФОРМИРОВАННЫЕ СТОКАМИ КРУПНЫХ РЕК .....**

- 4.1. Большие речные плюмы в морях России .....
- 4.2. Плюмы Оби и Енисея в Карском море .....
- 4.3. Плюмы Лены и Хатанги в море Лаптевых .....
- 4.4. Плюмы Колымы и Индигирки в Восточно-Сибирском море .....
- 4.5. Плюм Амура в Охотском и Японском морях .....
- 4.6. Плюм Азовского моря в Черном море .....
- 4.7. Выводы по четвертой главе .....

**ГЛАВА 5. ПЕРЕНОС И ТРАНСФОРМАЦИЯ МАТЕРИКОВОГО СТОКА  
В МОРЯХ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ .....**

- 5.1. Материковый сток в Северный Ледовитый океан .....
- 5.2. Опресненная линза Карского моря .....
- 5.3. Опресненная линза моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря .....
- 5.4. Крупномасштабный пресноводный перенос в морях российской Арктики .....
- 5.5. Выводы по пятой главе .....

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....****ЛИТЕРАТУРА .....**



## ВВЕДЕНИЕ

Речные плюмы – опресненные водные массы, образующиеся в море в результате перемешивания речного стока и соленых морских вод. Горизонтальная динамика речного плюма, наряду с другими силами, определяется различием в плотности опресненного речного плюма и окружающих его соленых морских вод. Речные плюмы формируются в прибрежных морских акваториях во многих регионах мира и в большинстве случаев представляют собой большой по площади, но тонкий поверхностный слой моря, обособленный градиентом плотности от нижележащих морских вод. Площадь речного плюма на 3–5 порядков превышает его толщину, в результате чего даже небольшие по размеру реки (с расходом воды в единицы кубометров в секунду) формируют речные плюмы с пространственными масштабами в десятки и сотни метров, а пространственные масштабы речных плюмов, образованных крупнейшими реками мира, достигают сотен километров. Таким образом, несмотря на относительно небольшой объем глобального материкового стока в Мировой океан ( $38\,000\text{ км}^3$  в год) по сравнению с объемом шельфовых морских вод ( $66\,600\,000\text{ км}^3$ ), речные плюмы в зависимости от сезона занимают от 7 до 21% всей площади шельфа Мирового океана, т.е. несколько миллионов квадратных километров.

Речные плюмы играют важную роль в глобальных и региональных процессах взаимодействия океана и суши. С речным стоком в Мировой океан поступают значительные потоки воды, тепла, терригенной взвеси, биогенных веществ и антропогенных загрязнений. Речные плюмы, являясь переходной водной массой между речным стоком и морскими водами, обеспечивают трансформацию и перераспределение этих потоков и тем самым играют роль связующего звена между материковыми и океаническими природными системами. В результате этого речные плюмы существенно влияют на многие физические, биологические и геохимические процессы в прибрежных и шельфовых районах моря, включая формирование стратификации морских вод, прибрежные течения, цикл углерода и биогенов, формирование первичной продукции, изменение морфологии морского дна и т.д. Структура, динамика и изменчивость речных плюмов – ключевые факторы для понимания механизмов адвекции, конвекции, трансформации, накопления и диссипации в море материкового стока, а также взвешенных и растворенных веществ речного происхождения.

Процессы формирования, распространения и перемешивания речных плюмов зависят от двух групп факторов. Первая группа состоит из детерминированных региональных характеристик, включающих в себя расположение и морфологию речных эстуариев и дельт, рельеф морского дна, форму береговой линии, географическую широту (которая определяет регио-





нальное значение силы Кориолиса). Во вторую группу входят изменяющиеся условия внешнего воздействия, включающие в себя уровень речного расхода, ветер, фоновую морскую циркуляцию, приливы, волны и фоновую стратификацию моря.

Наличие большого количества факторов, определяющих структуру и динамику речных плумов, приводит к огромному многообразию гидрофизических и динамических свойств речных плумов в мире, обусловленному их географическими региональными различиями. В частности, структура и динамика речного плума существенно зависят от его пространственного масштаба, который может изменяться от сотен метров до сотен километров, так как уровень расхода воды среди рек мира варьирует от единиц до десятков тысяч кубометров в секунду. Более того, пространственные размеры многих речных плумов характеризуются значительной внутригодовой изменчивостью, вызванной сезонной или синоптической изменчивостью речного расхода, что приводит к широкому спектру изменчивости гидрофизических и динамических свойств даже у отдельно взятого плума. Из-за этого до сих пор остаются существенные пробелы в понимании динамического поведения речных плумов, также малоизученными остаются механизмы влияния вод речного плума на гидрологические процессы в прибрежной зоне моря.

Эта книга представляет собой обобщение многолетних исследований гидрофизических процессов формирования, распространения, трансформации и перемешивания речных плумов в прибрежных и шельфовых районах моря. В книге описаны принципиально новые представления о динамике распространения и перемешивания материкового стока, взвешенных и растворенных веществ, поступающих в море из малых рек, т.е. рек с небольшой площадью водосборного бассейна и с небольшим объемом годового стока. Значительное внимание уделено структуре, динамике и изменчивости больших речных плумов, формируемых стоками крупнейших рек России (Енисей, Лена, Обь, Амур и другие), а также их влиянию на гидрофизические процессы в Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском, Охотском, Японском и Черном морях. Также в книге обобщены исследования опресненного поверхностного слоя в морях российской Арктики, которые существенно развивают существующие представления о влиянии речного стока на гидрологическую структуру Карского моря, моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, от региональных процессов формирования речных плумов в эстуариях и придельтовых районах моря до процессов сезонной трансформации и крупномасштабного переноса опресненного поверхностного слоя на шельфе российского сектора Арктики.

Результаты исследований речных плумов, представленные в книге, вносят существенный вклад в понимание гидрофизических процессов, влияющих на многие физические, биологические и геохимические аспекты существования экосистем в прибрежных и шельфовых морских водах. Полученные результаты могут быть использованы на практике: для совершенствования научных основ и методов гидрометеорологического обеспечения хозяйственной деятельности в прибрежных и шельфовых морских акваториях; для создания практических методик оценки, мониторинга и прогноза геофизической и экологической обстановки, в том числе распространения антропогенных и терригенных загрязнений прибрежных морских вод в густонаселенных районах, имеющих важный курортный, социально-экономический и биопродуктивный потенциал; для проектирования и строительства береговых и прибрежных гидротехнических сооружений.



## Глава 1

# КРАТКИЙ ОБЗОР СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ РЕЧНЫХ ПЛЮМОВ

### 1.1. Предмет исследований и терминология

Река впадает в море, и речной сток перемешивается с соленой морской водой, в результате чего в приустьевой зоне формируется обособленная водная масса – речной плум. В общем случае речная вода существенно отличается от морской воды по многим физическим и химическим характеристикам, включая соленость, температуру, плотность, концентрации взвешенных и растворенных веществ, ионно-солевой состав, изотопный состав и т.д. В результате этого многие физические и химические характеристики речных плумов также значительно отличаются от соответствующих характеристик окружающих их соленых морских вод, не испытывающих воздействия речного стока. В дальнейшем для обозначения морских вод вне плума будут использоваться равнозначные краткие термины «соленые морские воды», «окружающие морские воды», «нижележащие морские воды» или «морские воды».

С гидрофизической точки зрения плотность является ключевым фактором отличия речных плумов от морских вод. Речные плумы выделяются в отдельные водные массы в первую очередь из-за того, что их динамика, т.е. течение воды в речном плуме, существенно отличается от динамики окружающего соленого моря. Это отличие определяется пониженной плотностью речного плума по сравнению с плотностью морской воды, в результате чего, во-первых, плум распространяется в поверхностном слое моря и, во-вторых, формируется разница давления между плумом и окружающими морскими водами. Из-за больших градиентов плотности как внутри речного плума, так и между речным плумом и морем влияние силы градиента давления на динамику плума очень велико и существенно превышает влияние этой силы на динамику окружающего моря.

Плотность воды речного плума определяется тремя характеристиками – соленостью, температурой и концентрацией взвешенных веществ, однако степень влияния каждой из этих характеристик очень различна. Согласно уравнению состояния морской воды [Fofonoff, Millard, 1983], изменение плотности, вызванное повышением солености на 1 условную единицу солености (епс), имеет порядок  $10 \text{ кг/м}^3$ . Этот же порядок величины изменения плотности обеспечивает повышение температуры на  $10^\circ\text{C}$ . В силу того, что разница в солености между речными плумами и окружающим морем имеет порядок единиц и первых десятков епс, а разница в





температуре – первых единиц градусов, именно соленость определяет пониженную плотность речных плумов, в то время как влияние температуры на разницу плотностей незначительно. Из-за этого фактора речные плумы кардинальным образом отличаются от подавляющего большинства вод Мирового океана, плотность и стратификация которых определяются различиями в их температуре из-за очень небольшой относительной изменчивости их солености.

Отличие от температуры, концентрация взвешенного вещества в отдельных случаях может оказывать значимое влияние на плотность речного плума, для этого значения концентрации взвеси должны иметь порядок десятков  $\text{кг}/\text{м}^3$ . Подобные концентрации взвеси встречаются в природе, однако, во-первых, лишь у небольшого количества наиболее мутных рек мира, расположенных в основном на острове Тайвань и островах Юго-Восточной Азии и, во-вторых, лишь в краткосрочные периоды экстремальных паводков [Milliman et al., 1999]. В частности, при превышении концентрацией взвеси в речной воде порогового значения в  $40 \text{ кг}/\text{м}^3$  плотность речной воды становится больше плотности морской воды, и при впадении реки в море формируется не речной плум, а придонный мутьевой поток [Mulder and Syvitski, 1995; Sequeiros et al., 2009; Wang et al., 2011; Chen et al., 2013]. Тем не менее, подобные концентрации взвеси являются аномально высокими даже для наиболее мутных рек мира, а для подавляющего большинства рек мира максимальные концентрации взвеси не превышают  $1 \text{ кг}/\text{м}^3$ . Таким образом, влияние концентрации взвешенных веществ на плотность воды в этих речных плумах незначительно [Hoshiba et al., 2019].

Итак, соленость является первостепенным определяющим фактором формирования пониженной плотности речного плума и отсюда – особенностей его динамики. В силу того, что соленость вод плума зависит только от концентрации в нем речной воды (в отсутствие значимого воздействия атмосферных осадков, интенсивного испарения, ледообразования и ледотаяния), на границе между плумом и соленым морем, как правило, формируется ярко выраженный градиент солености. Первичное (при впадении речной воды в море) формирование плотностной стратификации между опресненным поверхностным слоем и нижележащим морем уменьшает интенсивность перемешивания вод речного плума и морских вод при его дальнейшем распространении в море. Этот процесс способствует сохранению пониженной солености и поэтому плотностной стратификации и градиента солености на границе между речным плумом и нижележащим морем.

При изучении речных плумов возникает важная проблема определения их пространственных границ. В силу того, что соленость – главная характеристика, по которой различаются речные плумы и морские воды, именно значения солености должны определять граничную зону, где заканчивается речной плум и начинается морская вода. Как правило, эта граница задается некоторым фиксированным значением солености, если соответствующая ему изохалина расположена в области резкого градиента. В случае наличия резкого градиента между речным плумом и морем и сгущения изохалин в зоне градиента выбор конкретного значения солености для определения границы речного плума не играет принципиальной роли при вариации этого значения в зоне сгущения. Тем не менее, внешнее воздействие (волновое, ветровое, приливное, внутренневолновое) может приводить к размыванию градиента солености между плумом и нижележащим морем и формированию его пространственной неоднородности. В этом случае граница плума может задаваться максимальным значением градиента солености, что позволяет детектировать расположение трансформированного первичного градиента солености. Методы установления границы речного плума должны также определяться целями исследования, например, в случае изучения гидродинамических характеристик речно-





го плюма – по значению градиента давления [McCabe et al., 2009], в случае изучения влияния речного стока на стратификацию океана – по отношению вкладов пониженной солености и колебаний температуры в плотность поверхностного слоя моря [Simpson, 1997], в случае изучения влияния речного стока на ледообразование в море – по пороговому значению солености, приводящему к формированию вертикальной конвекции поверхностного слоя моря в холодный период [Sherwood, 2000], в случае изучения циркуляции на границе речного плюма – по значению дивергенции горизонтальной скорости [Garvine, 1984].

В русскоязычной научной литературе на протяжении долгого времени не было единого термина для речных плумов как отдельных водных масс. По-видимому, это вызвано тем, что, несмотря на большое количество исследований приустьевых зон, проводившихся в Советском Союзе и России, речные плумы не рассматривались отдельно от окружающего их моря. Для обозначения речных плумов использовалось большое количество различных терминов, таких как «выносы», «стоки», «факелы», «шлейфы», «плюмажи», «линзы», «зоны опреснения» и т.д. Первые российские специализированные исследования, посвященные особенностям структуры речных плумов, описанию их изменчивости, изучению отличия их динамики от динамики окружающего моря, стали проводиться в Институте океанологии РАН под руководством П.О. Завьялова во второй половине 2000-х годов. В результате этого, в 2010 и 2011 годах появились первые русскоязычные научные статьи, в которых использовался термин «речной плум» [Зацепин и др., 2010; Журбас и др., 2011; Короткина и др., 2011].

«Плюм» – термин в гидродинамике, обозначающий поток жидкости или газа, распространяющийся в среде жидкости или газа, имеющей другую плотность. Этот термин на протяжении многих лет широко используется в русскоязычной научной литературе для описания подобных процессов в различных областях наук о Земле, например, «мантийный плум» [Ярмолюк и Коваленко, 2003; Петрищевский и Юшманов, 2014], «гидротермальный плум» [Лукашин и др., 2004; Русаков, 2009], «конвективный плум» [Полудницин и Шарифулин, 2013], «метеороидный плум» [Черногор, 2018]. К настоящему моменту опубликованы десятки научных статей, сделаны десятки докладов и защищено несколько диссертаций, в которых активно использовался термин «речной плум», в результате чего он также стал общепринятым в русскоязычной научной литературе.

## 1.2. Пространственные и временные масштабы трансформации материкового стока в море

Процессы трансформации пресноводного материкового стока в результате его взаимодействия с морскими водами можно рассматривать и анализировать на различных пространственных и временных масштабах. Изначально речной сток поступает в море из речного устья и формирует субмезомасштабную или мезомасштабную водную массу, называемую речным плумом, чья соленость существенно меньше солености окружающей морской воды. Речной плум в общем случае формируется одним или несколькими разнесенными в пространстве источниками пресноводного стока. Структура и динамические характеристики в пределах речного плюма существенно неоднородны. В частности, распределение солености и поле скорости течения в речном плюме вблизи источника или нескольких источников пресноводного стока и во внешней части плюма значительно отличаются [Fong and Geyer, 2002; Horner-Devine et al., 2015; Osadchiv and Sedakov, 2019a].





Речной плум распространяется и перемешивается с окружающей морской водой, что, с одной стороны, приводит к его трансформации, а с другой стороны, влияет на физические, биологические и геохимические характеристики окружающего моря. Степень и пространственный масштаб этого влияния в основном зависят от объема пресноводного стока и варьируют от незначительного воздействия малых речных плумов, формируемых реками с небольшим объемом стока [Ostrander et al., 2007; Osadchiev and Zavialov, 2013; Romero et al., 2016], до образования самыми полноводными реками мира крупномасштабных опресненных водных масс в поверхностном слое моря с пространственными масштабами в сотни километров [Polyakov et al., 2003; Schiller et al., 2011; Denamiel et al., 2013; Carmack et al., 2016]. В строгом смысле слова, эти крупномасштабные водные массы (находящиеся на границе мезо- и макромасштаба) также являются речными плумами, однако они характеризуются более однородной структурой, большими пространственными масштабами и меньшей временной изменчивостью по сравнению с субмезомасштабными и мезомасштабными речными плумами. Эти крупномасштабные водные массы, с одной стороны, занимают обширные прибрежные и шельфовые акватории Мирового океана и играют важную роль в региональных и глобальных процессах и благодаря этому являются предметом специализированных исследований. С другой стороны, подобные водные массы формируются лишь крупнейшими реками мира, и число их не превышает нескольких десятков, в то время как подавляющее большинство рек мира формируют лишь субмезомасштабные и мезомасштабные речные плумы [Kang et al., 2013].

В связи с вышесказанным при изучении внутренней структуры и динамики крупномасштабных опресненных водных масс целесообразно использовать отдельные термины для приустьевых субмезомасштабных/мезомасштабных и внешних мезомасштабных/макромасштабных водных масс. В этом случае «речные плумы» – это водные массы, получающиеся в результате трансформации пресноводного стока в прибрежной зоне моря на временных масштабах от суточного до синоптического (по аналогии с плумами большинства рек мира), а «опресненные линзы» – водные массы, получающиеся в результате трансформации пресноводного стока на временных масштабах от сезонного до годового. Речные плумы, вложенные в опресненные линзы, и сами линзы представляют собой непрерывный процесс трансформации пресноводного стока в море и поэтому не могут быть четко отделены друг от друга. С другой стороны, у речных плумов и опресненных линз очень различаются термохалинные и динамические свойства, вследствие чего взаимодействие речных плумов и окружающих их опресненных линз существенно влияет на динамику распространения и перемешивания речных плумов на синоптических временных масштабах [Schiller et al., 2011; Osadchiev et al., 2017, 2019].

Как было сказано выше, большинство рек мира формируют речные плумы с небольшими пространственными размерами, и их влияние на процессы в море (прибрежная циркуляция, загрязнение моря, качество вод, биологическая продуктивность, морфология берега и морского дна и т.д.) ограничивается региональным масштабом. Структура, динамика и изменчивость малых речных плумов, а также их влияние на региональные морские процессы описываются, анализируются и обобщаются в главе 3.

Речные плумы и опресненные линзы, формируемые крупнейшими реками мира, влияют на ряд ключевых физических, биологических и геохимических процессов (водный баланс, стратификация, цикл биогенов, цикл углерода, асидификация) в масштабе больших морских акваторий. Особенно сильно влияние опресненных линз на эти процессы проявляется в полуизолированных морях и крупных заливах, например, в Бенгальском заливе (Ганг и Брахмапутра) [Jana et al., 2015, 2018], Мексиканском заливе (Миссисипи) [Dagg and Breed, 2003; Kolker et al.,





2014; Bargu et al., 2019], Желтом и Восточно-Китайском морях (Янцзы) [Wang et al., 2008; Liu, 2011; Liu et al., 2012], Андаманском море (Иравади) [Robinson et al., 2007]. Речным плумам и опресненным линзам, формируемым стоками крупных рек в морях России, посвящена глава 4.

Северный Ледовитый океан – единственная часть Мирового океана, где взаимодействие материкового стока и морских вод влияет на процессы в глобальном масштабе. Крупные реки, впадающие в Северный Ледовитый океан, в первую очередь Лена, Енисей и Обь, формируют опресненные линзы суммарной площадью до 2 000 000 км<sup>2</sup> [Pavlov et al., 1996; Polyakov et al., 2003]. Распространение и перемешивание этих опресненных линз определяют стратификацию моря в области формирования сезонного морского льда, влияя на ледообразование в Северном Ледовитом океане, сезонные колебания альбедо Земли и планетарный климат [Nummelin et al., 2015; Carmack et al., 2016]. Перенос и трансформация материкового стока в морях российской Арктики рассматривается в главе 5.

### 1.3. Современные представления о структуре, динамике и изменчивости речных плумов

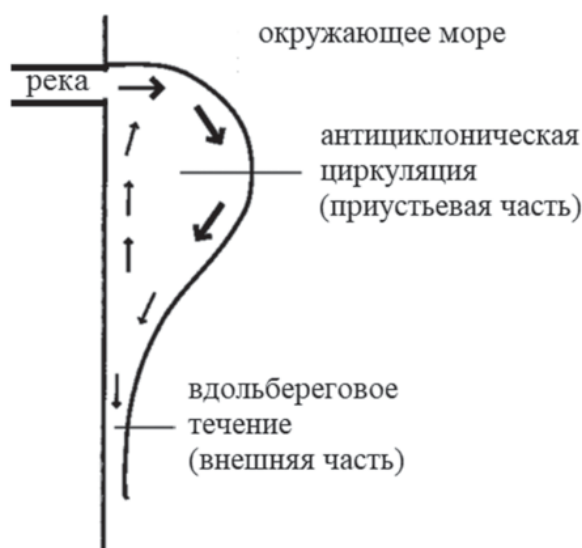
Специализированные исследования опресненных водных масс, формирующихся в приустьевых зонах моря в результате смешения речного стока и морских вод, начали активно проводиться еще в середине 1960-х годов [Pattullo and Denner, 1965; Borichansky and Mikhailov, 1966; Park, 1966]. К этому же периоду относится начало использования термина «river plume» в англоязычных научных работах для именования этих водных масс. В течение последующих 20 лет исследования речных плумов в основном базировались, во-первых, на решении аналитических уравнений, описывающих гидродинамические процессы в зонах смешения речных и морских вод [Garvine and Monk, 1974; Garvine, 1974, 1981, 1982; O'Donnell and Garvine, 1983; Garvine, 1984], и, во-вторых, на лабораторном моделировании этих процессов [Wiuff, 1978; McClimans and Saegrov, 1982]. Эти работы заложили базовое понимание структуры речных плумов как водных масс пониженной солености, распространяющихся в поверхностном слое моря и имеющих большие горизонтальные и малые вертикальные пространственные масштабы. В этих работах была показана стабильность скачка солености, образующегося между речным плумом и окружающим морем, и были предприняты попытки его аналитического описания [Garvine, 1981, 1984].

Тем не менее, исследования речных плумов в те годы были ограничены применимостью используемых методов. Сложность аналитического описания гидродинамических процессов, характерных для речных плумов, по сравнению с крупномасштабной океанической гидродинамикой вызвана в первую очередь рядом характерных особенностей, присущих речным плумам. В их число входят большие по величине градиенты солености, локализованные на небольших по площади границах речных плумов, а также быстрый отклик речных плумов на сложно описываемую аналитическими методами изменчивость внешних гидрометеорологических условий, что приводит к высокой пространственно-временной изменчивости речных плумов. Лабораторное моделирование речных плумов не зависит от вышеописанных трудностей, однако и оно крайне осложнено неравномерным соотношением вертикального и горизонтального масштабов моделирования, а именно – большим горизонтальным размером речных плумов при их малой толщине, что приводит к влиянию капиллярных эффектов на моделируемые в лабораторных условиях явления.



Дальнейшее развитие представлений о речных плумах в конце 1980-х и в 1990-е годы было связано с совершенствованием океанологических измерительных приборов, развитием программно-аппаратного комплекса специализированных искусственных спутников Земли и резким ростом производительности компьютеров. В результате уже к началу 1990-х годов натурные измерения, численное моделирование и спутниковые наблюдения стали основными методами исследования структуры, динамики и изменчивости речных плумов. Это привело к значительному увеличению количества региональных исследований и по этой причине к расширению географии исследований. Кроме того, за этот период было хорошо изучено и описано распространение речного плума при отсутствии внешнего воздействия в условиях максимально упрощенной морфологии берега и морского дна, т.е. в предположении прямой линии берега, впадения реки в море под прямым углом, отсутствия неоднородности эстуарной циркуляции, отсутствия мелководья и других особенностей рельефа морского дна [Chao and Boicourt, 1986; Garvine, 1987; O'Donnell, 1990].

В отсутствие внешнего воздействия динамика речного плума определяется импульсом впадающей речной струи, силой плавучести, трением на нижней границе плума с морским дном или нижележащими солеными морскими водами и силой Кориолиса (если горизонтальные масштабы плума превышают радиус Россби). В этом идеализированном случае плум состоит из двух областей с различной формой и динамикой, а именно – из приустьевой части и внешней части [MacDonald and Geyer, 2005]. При впадении речного потока в море в приустьевой части речного плума формируется антициклоническая циркуляция в результате замедления впадающего потока и его поворота вправо/влево под действием силы Кориолиса в Северном/Южном полушарии Земли (рис. 1.1). В соответствии с направлением силы Кориолиса из приустьевой части плума вытекает вдольбереговое опресненное плотностное течение, находящееся в геострофическом равновесии, которое представляет собой внешнюю часть плума.



**Рис. 1.1.** Характерная форма и динамика приустьевой и внешней частей речного плума в отсутствие внешнего воздействия, по [Fong, Geyer, 2002]



Все характеристики речного плума в вышеописанном идеализированном случае в отсутствие внешнего воздействия целиком определяются рядом внешних, априори известных параметров, в число которых входят ширина и глубина устья реки, скорость речного потока, рельеф морского дна, соленость окружающего моря, а также параметр Кориолиса [Garvine, 1987, 1995; Simpson, 1997; Yankovsky and Chapman, 1997; Geyer et al., 2000; Avicola and Huq, 2003; Warrick et al., 2004; MacDonald and Geyer, 2005; Horner-Devine et al., 2006]. В большом количестве статей были предложены разнообразные безразмерные критерии подобия, направленные на расчет пространственных и динамических характеристик речных плумов по характеристикам реки и окружающего моря. В их число входят: три числа Кельвина (для эстуария реки [Garvine, 1987; Geyer et al., 2000; Warrick et al., 2004], для речного плума [Geyer et al., 2000; Warrick et al., 2004], для всей приустьевой акватории [Simpson, 1997]) и три числа Фруда (для эстуария реки [Warrick et al., 2004], для речного плума [Geyer et al., 2000; Warrick et al., 2004] и для границы речного плума [Kilcher and Nash, 2010]), описывающие соотношение между силами инерции, Кориолиса и плавучести в различных частях плума. Кроме того, в ряде работ были предложены более сложные параметризации термохалинных характеристик [Nof and Pichevin, 2001; Nash et al., 2009] и пространственных масштабов плума [Yankovsky and Chapman, 1997; Nash et al., 2009], интенсивности вдольберегового переноса опресненных вод [Fong and Geyer, 2002; Pimenta et al., 2010], интенсивности формирования бароклинной неустойчивости на границе плума [Hetland, 2016; Spall and Thomas, 2016].

Исследования динамики речного плума в отсутствие внешнего воздействия позволили установить фундаментальное свойство распространения речного стока в море: в общем случае он не аккумулируется в районе речного устья и не выносится в открытое море, но формирует вдольбереговые опресненные плотностные течения и, относительно медленно перемещаясь с окружающим соленым морем, переносится в фиксированном направлении (в направлении распространения волны Кельвина) вдоль берега далеко от речного устья. Тем не менее, подобный вывод описывает лишь некоторую осредненную картину распространения речного стока в море, которая, строго говоря, реализуется лишь в рамках идеализированного предельного случая, а именно, в отсутствие внешнего воздействия на речной плум. Дальнейшие исследования, основанные в первую очередь на многочисленных региональных натурных наблюдениях, показали, что в реальных условиях динамика речного плума при взаимодействии с атмосферой, окружающим морем, особенностями региональной батиметрии и береговой линии может существенно отличаться от вышеописанной идеализированной динамики речного плума. Подобное относится и ко многим предложенным параметризациям в силу высокой пространственно-временной изменчивости речных плумов, которая зависит от большого числа внешних факторов.

Начиная с 2000-х годов в мире наблюдался быстрый рост количества исследований речных плумов. В частности, за последние 20 лет в ведущих международных научных журналах по физической океанологии (*Journal of Physical Oceanography*; *Journal of Geophysical Research: Oceans*; *Continental Shelf Research*; *Estuarine, Coastal and Shelf Science*; *Journal of Marine Systems* и др.) было написано более 500 статей, посвященных гидрофизическим исследованиям речных плумов. В большинстве этих статей рассматривались плумы, формируемые крупными реками, протекающими в густонаселенных районах США, Европы и Восточной Азии. В этих статьях, как правило, рассматривался один конкретный речной плум. В число наиболее изученных плумов мира, которым посвящены десятки научных статей, входят плум реки Колумбия, впадающей в море на севере тихоокеанского побережья США [Baptista et al., 2005;





Hickey et al., 2005; Orton and Jay, 2005; Pan et al., 2007; McCabe et al., 2008; Banas et al., 2009; Nash et al., 2009; Palacios et al., 2009; Stashchuk and Vlasenko, 2009; Pan and Jay, 2009; Horner-Devine, 2009; Horner-Devine et al., 2009; MacCready et al., 2009; Jay et al., 2009, 2010; Burla et al., 2010; Kilcher and Nash, 2010; Kudela et al., 2010; Kilcher et al., 2012; Nowacki et al., 2012; MacDonald et al., 2013], и плум реки Чжуцзян, впадающей в Южно-Китайское море в одном из наиболее населенных прибрежных районов мира [Dong et al., 2004; Wong et al., 2004; Wang et al., 2007; Wu et al., 2011; Rong and Li, 2012; Zheng et al., 2014; Pan et al., 2014; Zu et al., 2014; Yuan et al., 2016; Chen et al., 2017, 2019; Zhang et al., 2018; Gong et al., 2018; Xu et al., 2019].

Также хорошо изучены некоторые крупнейшие речные плумы мира, в том числе плумы Амазонки [Nikiema et al., 2007; Grodsky et al., 2012, 2014; Coles et al., 2013; Gouveia et al., 2019; Ruault et al., 2020], Конго [Vic et al., 2013; Denamiel et al., 2013; Hopkins et al., 2013; White and Tourni, 2014; Chao et al., 2015], Рио-де-ла-Плата [Zavialov et al., 2003; Huret et al., 2005; Piola et al., 2005, 2008; Burrage et al., 2008; Matano and Palma, 2010], Миссисипи [Hitchcock et al., 1997; Yuan et al., 2004; Schiller et al., 2011; Zhang and Hetland, 2012; Gierach et al., 2013; Kolker et al., 2014; Dzwonkowski et al., 2015; Androulidakis et al., 2015, 2019; Sanial et al., 2019], Ганга-Брахмапутры [Wu et al., 2007; Pant et al., 2015; Behara and Vinayachandran, 2016; Fournier et al., 2017; Qiu et al., 2019], Янцзы [Chang and Isobe, 2003; Lie et al., 2003; Wang et al., 2007; Rong and Li, 2012], Маккензи [Mulligan et al., 2010; Klein et al., 2019; Mulligan and Perrie, 2019], Фрезер [MacDonald and Geyer, 2004; Halverson and Pawlowicz, 2011, 2013; Cole and Hetland, 2015; Kastner et al., 2018]. С другой стороны, плумы многих крупных рек (Ирравади, Салуин, Годавари, Замбези, Меконг, Инд, Нигер, Нил), равно как и плумы подавляющего большинства более мелких рек мира, остаются почти не охваченными исследованиями и научными публикациями.

Анализ опубликованных результатов большого количества региональных исследований речных плумов, основанных на натурных и спутниковых данных и подтвержденных численным моделированием, позволил установить общую схему формирования изменчивости речных плумов под воздействием внешних гидрометеорологических и океанографических условий. В общем случае наиболее важными внешними условиями, определяющими изменчивость речных плумов, являются ветер и речной расход. Объем речного стока, формирующего речной плум, является основным фактором, определяющим его пространственные масштабы. Речные плумы формируются реками с расходом воды от единиц до десятков тысяч (первые сотни тысяч у Амазонки) кубометров в секунду и имеют пространственные масштабы от сотен метров до сотен километров. Как правило, речной расход имеет ярко выраженную сезонную изменчивость (до трех порядков), которая определяет сезонную изменчивость площади речных плумов [Thomas and Weatherbee, 2006; Lihan et al., 2008; Kang et al., 2013]. Синоптическая изменчивость речных плумов определяется в основном изменчивостью ветра [Liu et al., 2009b; Osadchiev and Zavialov, 2013; Horner-Devine et al., 2015]. Временные масштабы изменчивости речного плума в зависимости от ветра и речного стока уменьшаются с уменьшением пространственных масштабов плума. Так, синоптическая [Yankovsky et al., 2001; O'Callaghan et al., 2010; Yuan et al., 2018] и в отдельных случаях суточная [Osadchiev and Korshenko, 2017; Cole et al., 2020] изменчивость малых речных плумов определяется колебаниями речного расхода, в то время как влияние ветра определяет суточную и даже часовую [Piñones et al., 2005; Qu and Hetland, 2019] изменчивость малых речных плумов.

Итак, изменчивость речных плумов на синоптическом и меньших временных масштабах определяется в основном воздействием ветра. Ветровой импульс практически не передается ниже границы между речным плумом и нижележащим морем из-за резкого скачка плотности





[Xia et al., 2011; Короткина и др., 2011, 2014]. В результате этого ветровая энергия концентрируется в относительно тонком приповерхностном слое, что приводит к более интенсивному экмановскому транспорту речного плума по сравнению с менее стратифицированным морем. Прибрежная циркуляция и приливы влияют на динамику речного плума гораздо меньше, чем ветер, из-за меньших скоростей по сравнению со скоростью распространения плума и сильной стратификации на границе между речным плумом и нижележащим морем [Xia et al., 2007, 2011; MacCready et al., 2009; Banas et al., 2009; Zu et al., 2014; Yankovsky and Voulgaris, 2019]. Таким образом, динамика речных плумов под воздействием ветра существенно отличается от динамики окружающего моря. Этот эффект оказывает большое влияние на процессы обмена веществом между сушей и морем. Под воздействием сильного ветра взвешенные и растворенные вещества, поступающие в море с речным стоком, в течение короткого периода времени могут переноситься на гораздо большие расстояния в результате распространения речного плума, по сравнению с взвешенными и растворенными веществами, содержащимися в соленых морских водах [Periáñez, 2005; Shi and Wang, 2010; Osadchiev and Korshenko, 2017].

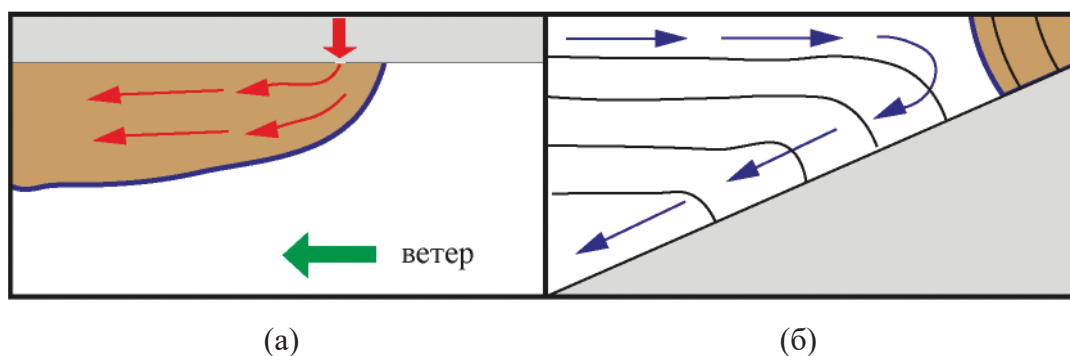
Динамика речных плумов под воздействием ветра существенно отличается от идеализированной динамики речного плума в отсутствие внешнего воздействия. В частности, даже слабые ветра (3–4 м/с) значительно изменяют структуру антициклонической циркуляции в приустьевой зоне речных плумов, а под воздействием умеренных и сильных ветров полноценная приустьевая антициклоническая циркуляция не формируется вовсе [Berdeal et al., 2002; Choi and Wilkin, 2007; Horner-Devine et al., 2009; Soosaar et al., 2016; Osadchiev and Sedakov, 2019a]. В результате подобная антициклоническая циркуляция очень редко регистрируется натурными измерениями и спутниковыми наблюдениями речных плумов [Horner-Devine, 2009], однако является артефактом большинства идеализированных численных моделей [Garvine, 2001]. Кроме того, приустьевая антициклоническая циркуляция не формируется у больших речных плумов в силу следующих причин. Отношение скоростей речного потока у больших и малых рек, как правило, невелико и обычно существенно меньше отношения их расходов воды, так как увеличение речного расхода у больших рек достигается в первую очередь за счет увеличения ширины реки. Поэтому при линейном увеличении расхода реки импульс впадающего в море речного потока и его площадь трения с нижележащими морскими водами растут практически одинаково. Таким образом, протяженность участка затухания импульса впадающего речного потока увеличивается гораздо медленнее, чем протяженность всего речного плума, что препятствует формированию приустьевой антициклонической циркуляции.

Большое количество исследований было направлено на изучение общих аспектов и региональных особенностей отклика речных плумов на ветровое воздействие [Fong and Geyer, 2001, 2002; Hallock and Marmorino, 2002; Berdeal et al., 2002; Houghton et al., 2004; Whitney and Garvine, 2005; Lentz and Largier, 2006; Choi and Wilkin, 2007; Williams et al., 2010; Rao et al., 2011; Lentz and Fewings, 2012; Moffat and Lentz, 2012; Jurisa and Chant, 2013; Chen et al., 2019]. В общем случае ветер определяет направление распространения речного плума от устья реки, особенно явно этот процесс проявляется у плумов небольших пространственных размеров [Nezlin et al., 2005; Mestres et al., 2007; Warrick et al., 2007; Osadchiev and Zavialov, 2013; Liste et al., 2014; Osadchiev and Sedakov, 2019a]. Общая схема этого процесса усложняется влиянием береговой линии и усилением перемешивания плума в результате увеличения сдвига скорости между плумом и нижележащим морем, что влияет на стратификацию моря.

Даунвеллинговый ветер, т.е. вдольбереговой ветер в направлении распространения волны Кельвина (и в направлении распространения вдольберегового опресненного течения во внеш-

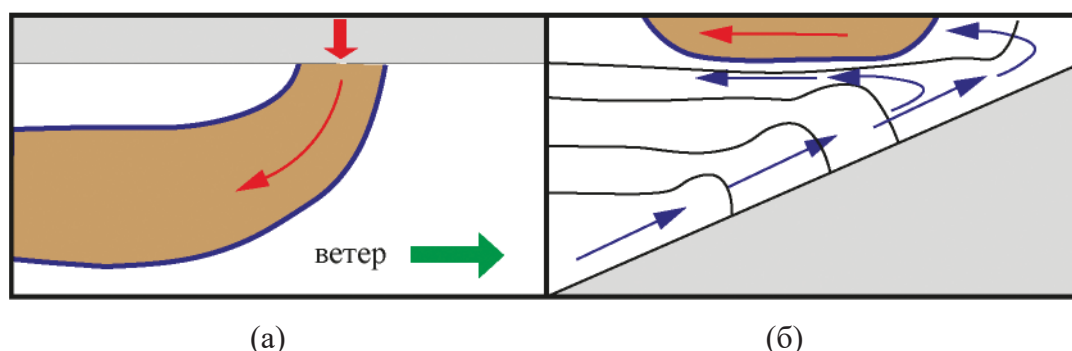


ней части плюма), прижимает речной плум к берегу в результате экмановского транспорта, направленного на берег (рис. 1.2). В результате этого толщина речного плюма в прибрежной зоне увеличивается, и на мелководных прибрежных участках речной плум достигает морского дна [Allen and Newberger, 1996; Austin and Lentz, 2002]. На этих мелководных участках практически исчезает поперечная берегу циркуляция, а остаточная циркуляция может приводить к притоку более соленых вод из открытого моря в поверхностный слой, что вызывает конвективную неустойчивость в прибрежной зоне и разрушает стратификацию. На внешней границе этой слабостратифицированной опресненной зоны формируется фронтальная зона. Вне этой зоны на более глубоких участках шельфа развивается классическая даунвеллинговая циркуляция с подтоком вод в поверхностном слое и оттоком в придонном. Даунвеллинговый ветер существенно усиливает вдольбереговое течение речного плюма и вынос опресненных вод от речного устья [Williams and Carmack, 2008; Lentz and Fewings, 2012; Pimenta and Kirwan Jr., 2014]. При продолжительных даунвеллинговых ветрах положение внешней границы плюма стабилизируется, плум оказывается изолированным в прибрежной зоне от фоновой шельфовой циркуляции, в результате чего перемешивание плюма с солеными морскими водами практически прекращается [Austin and Barth, 2002; Austin and Lentz, 2002].



**Рис. 1.2.** Циркуляция в поверхностном слое (а) и в толще (б) речного плюма под воздействием даунвеллингового ветра. Черные линии обозначают изолинии плотности, синяя линия – границу между плумом и окружающим морем

Апвеллинговый ветер, т.е. вдольбереговой ветер в направлении, противоположном направлению распространения волны Кельвина, выносит речной плум в открытое море в результате экмановского транспорта, направленного от берега (рис. 1.3). Действие апвеллингового ветра на плум в первую очередь зависит от толщины поверхностного слоя, смещающегося от берега в сторону открытого моря, которая определяется силой ветра, а также толщиной и соленостью плюма [Lentz, 2004]. Если толщина этого слоя меньше толщины речного плюма, то плум растягивается ветром в поперечном берегу направлении, его мористая граница смещается в сторону моря, при этом его прибрежная граница остается стабильной. Вдольбереговое течение речного плюма при этом ослабевает или совсем прекращается [Lentz and Fewings, 2012; Pimenta and Kirwan Jr., 2014]. В результате этого перемешивание речного плюма с нижележащим морем имеет низкую интенсивность, а его структура практически не изменяется. Если же ветер достаточно сильный, и толщина этого слоя превышает толщину речного плюма, то вся толща плюма вовлекается в смещение в сторону открытого моря в период апвеллинга. В этом



**Рис. 1.3.** Циркуляция в поверхностном слое (а) и в толще (б) речного плума под воздействием апвеллингового ветра. Черные линии обозначают изолинии плотности, синяя линия – границу между плумом и окружающим морем

случае речной плум сохраняет свое местоположение только над самыми мелководными прибрежными участками, которых не достигает приток донных вод, а над более глубоководными участками шельфа плум выносится от берега в сторону открытого моря. В результате этого процесса увеличивается сдвиг скорости, что значительно усиливает перемешивание выносимой части плума с нижележащими морскими водами. При длительном воздействии апвеллинговых ветров мелководные прибрежные участки также постепенно вовлекаются в фоновую шельфовую циркуляцию, выносятся в сторону открытого моря и там диссипируют [Allen et al., 1995; Austin and Lentz, 2002]. Время этого процесса составляет от нескольких часов до нескольких дней в зависимости от пространственных масштабов речного плума [Lentz, 2004; Osadchiev et al., 2020a].

Поперечные берегу ветра, нагонный (направленный из открытого моря в сторону берега) и сгонный (направленный от берега в сторону открытого моря), влияют на динамику распространения речного плума схожим образом с даунвеллинговым и апвеллинговым ветрами, соответственно [Fewings et al., 2008; Xia et al., 2011]. Наиболее важное отличие заключается в том, что поперечные берегу ветра мало влияют на вдольбереговой перенос речных плумов в отличие от вдольбереговых ветров. Кроме того, прижимание речного плума к берегу в случае нагонных ветров и вынос речного плума в сторону открытого моря в случае сгонных ветров происходит более интенсивно, чем при даунвеллинговых и апвеллинговых ветрах такой же скорости [Lentz and Fewings, 2012].

Перемешивание речного плума с окружающими морскими водами – второй ключевой процесс наряду с распространением речного плума, определяющий степень влияния речного плума на процессы в прибрежных и шельфовых зонах моря [Horner-Devine et al., 2015]. Начиная с 2000-х годов в большом количестве работ оценивалась интенсивность перемешивания речных плумов и окружающего соленого моря по данным натурных измерений и численного моделирования скорости диссипации кинетической энергии турбулентности в зависимости от внешних условий, в первую очередь ветрового воздействия и приливной циркуляции [Hetland, 2005; Jurisa et al., 2016; Yuan and Horner-Devine, 2013; Fisher et al., 2018; Kilcher et al., 2012; MacDonald et al., 2007, 2013; McCabe et al., 2008; O'Donnell et al., 2008]. В этих работах было установлено, что бароклинная неустойчивость, вызванная разницей скоростей течения вдоль





стратифицированной границы плума, является основным механизмом перемешивания речного плума и окружающего моря [Stacey et al., 2011; Yuan and Horner-Devine, 2013]. Турбулентные потоки плавучести через стратифицированную границу определяются величиной числа Ричардсона, являющегося отношением частоты плавучести Вэйселя-Брента к градиенту горизонтальной скорости на этой границе [Ivey and Imberger, 1991; Large et al., 1994]. В силу большого горизонтального и малого вертикального масштабов речного плума вертикальная компонента потока турбулентности через границу в речном плуме, как правило, существенно превосходит горизонтальную компоненту [Horner-Devine et al., 2015].

В число основных внешних факторов, определяющих перемешивание речного плума, входят импульс речного потока [MacDonald and Geyer, 2004; MacDonald et al., 2007; McCabe et al., 2008; Kilcher et al., 2012], ветровое [Lentz, 2004; Hetland, 2005; Fong and Geyer, 2001] и волновое воздействие [Gerbi et al., 2013; Zippel and Thomson, 2017; Akan et al., 2017; Gong et al., 2018; Zhang et al., 2018], приливы и фоновая шельфовая циркуляция [Warner et al., 2002; Isobe, 2005; Guo and Valle-Levinson, 2007; McCabe et al., 2009; Horner-Devine et al., 2009; Jay et al., 2009; Rong and Li, 2012; Chen, 2014]. Впадающий в море речной поток, как правило, имеет существенно большую скорость, чем фоновая шельфовая циркуляция. Из-за этого наибольший вертикальный градиент горизонтальной скорости и наиболее интенсивное перемешивание и увеличение солёности происходят в приустьевой части плума [Luketina and Imberger, 1987; MacDonald et al., 2007; McCabe et al., 2008]. Ветер вызывает перемешивание плума в результате экмановского транспорта, чья интенсивность, влияющая на перемешивание плума, зависит от скорости ветра и толщины плума [Fong and Geyer, 2001; Lentz, 2004; Hetland, 2005]. Кроме того, ветровое воздействие приводит к формированию волн, а обрушение волн, в свою очередь, вызывает перемешивание плума, интенсивность которого определяется отношением высоты волн и толщины плума. Если вертикальный масштаб высоты волн имеет меньший порядок, чем толщина плума, то волновое перемешивание плума пренебрежимо мало [Terraу et al., 1996]. С другой стороны, даже небольшие волны, обрушающиеся в зоне прибоя, препятствуют формированию речных плумов с расходом воды порядка первых единиц кубометров в секунду [Rodriguez et al., 2018; Kastner et al., 2019]. Приливы и фоновая шельфовая циркуляция вызывают фронтальное перемешивание речного плума, чья интенсивность в отдельных случаях может быть сравнима с интенсивностью перемешивания в приустьевой части плума [Orton and Jay, 2005; O'Donnell et al., 2008; Warrick and Stevens, 2011]. Также на перемешивание речного плума могут влиять трение с морским дном на мелководье [Fisher et al., 2002; de Boer et al., 2006] и высокочастотные внутренние волны [Nash and Moum, 2005; Pan et al., 2007; Pan and Jay, 2009; Stashchuk and Vlasenko, 2009; Osadchiev, 2018].

Итак, формирование, распространение и перемешивание речного плума определяют стационарные региональные характеристики и переменные внешние условия. В число переменных внешних условий входят: речной расход, ветер, фоновая шельфовая циркуляция, приливы, волны. В число стационарных региональных характеристик входят: морфология линии берега и морского дна [Yankovsky and Chapman, 1997; Lentz and Helfrich, 2002; Avicola and Huq, 2003; Kirincich and Hebert, 2005; Verspecht et al., 2009], морфология речного устья [Whitney and Garvine, 2006; Valle-Levinson et al., 2007; Nash et al., 2009; Lee and Valle-Levinson, 2013], угол впадения реки в море [Geyer et al., 2000; Horner-Devine et al., 2006], географическая широта [Vic et al., 2013; Osadchiev and Zavialov, 2013; Palma and Matano, 2017; Tarya et al., 2018]. Кроме этих факторов на структуру и динамику плумов могут существенно влиять взаимодействия между близко расположенными речными плумами [Hickey et al., 2009; Mendes





et al., 2016a; Saldías et al., 2016; Warrick and Farnsworth, 2017; Osadchiev et al., 2017; Osadchiev and Korshenko, 2017; Des et al., 2019; Gong et al., 2020] и ледовый покров шельфовых морских акваторий [Granskog et al., 2005; Alkire and Trefry, 2006; Li and Ingram, 2007; Kasper and Weingartner, 2014]. Динамика распространения речного плума определяется балансом сил плавучести, градиента давления и Кориолиса, импульсом впадающего речного потока, напряжением трения ветра, трением с нижележащим соленым морем и латеральным гидравлическим сопротивлением. Перемешивание речного плума определяется вертикальным потоком турбулентности на границе между плумом и нижележащим морем, трением с морским дном на мелководье, ветровыми и внутренними волнами.

### 1.4. Исследования речных плумов в морях России

В силу больших географических размеров России, множества рек и протяженной береговой линии в прибрежных зонах российских морей расположено большое количество речных плумов. Крупнейшие реки России, Лена, Енисей, Обь и Амур формируют опресненные линзы размерами в сотни километров [Pavlov et al., 1996; Зацепин и др., 2010, 2015; Завьялов и др., 2015б; Осадчиев, 2017], а масштабы плумов, формируемых реками российского побережья Черного моря, в течение большей части года не превышают первых единиц километров [Завьялов и др., 2014]. В российских прибрежных зонах, в том числе в районах, находящихся под воздействием материкового стока, проводилось и проводится большое количество исследований, основанных на натурных и спутниковых данных. Тем не менее, большая часть подобных исследований имеют четко выраженную региональную направленность и описывают наблюдаемые процессы в прибрежной зоне моря, не рассматривая речные плумы как отдельные водные массы, чья структура, динамика и изменчивость кардинально отличаются от соответствующих характеристик соленых морских вод.

В советское время проводились интенсивные исследования приустьевых зон в морях, омывающих территорию СССР. Результатом этого стало формирование общего понимания пространственных и термохалинных характеристик речных плумов и опресненных линз, образованных крупнейшими реками СССР, что было описано в многочисленных статьях и обобщено в ряде монографий [Зотин и Михайлов, 1965; Залогин и Родионов, 1969; Симонов, 1969; Мальцев, 1974; Никифоров и Шпайхер, 1980; Добровольский и Залогин, 1982; Михайлов и др., 1988; Михайлов, 1989; Терзиев и др., 1992; Глуховский, 1991; Гоптарев и др., 1991; Симонов и Альтман, 1991]. Тем не менее, из-за сравнительно большой пространственно-временной дискретности натурных измерений в силу технических характеристик используемых приборов, а также из-за отсутствия в те годы высокоразрешающих спутниковых наблюдений речные плумы в этих работах рассматривались как относительно стационарные водные массы, а их значительная синоптическая и сезонная изменчивость практически не учитывалась. Натурные измерения, как правило, проводились на фиксированных сетках гидрологических станций, чья конфигурация определялась без учета расположения фронтов речных плумов. В результате этого полученные осредненные распределения гидрофизических, гидрохимических и гидрооптических полей не позволяли с достаточной точностью изучать свойства речных плумов, характеризующихся высокой динамической активностью, значительной пространственно-временной изменчивостью и резкими градиентами, как на границах между плумами и морем, так и внутри плумов.





После распада Советского Союза наблюдался некоторый спад в исследованиях прибрежных морских вод России, однако уже в 2000-х годах они вновь активизировались с использованием существенно улучшившейся к тому моменты измерительной аппаратуры [Пивоваров, 2000; Айбулатов и др., 2001, 2005, 2008; Якушев и др., 2003; Пипко и др., 2005, 2008; Ветров и др., 2008; Долотов и др., 2008; Смагин и др., 2009]. На протяжении последующих 20 лет интенсивность и региональный охват этих исследований постепенно нарастали. Специализированные исследования речных плюмов российскими учеными стали проводиться в Черном море начиная со второй половины 2000-х годов, в дальнейшем подобные исследования распространились на моря российской Арктики, а к настоящему моменту в большей или меньшей степени – практически на все моря России.

Плюм и опресненная линза, сформированные Обью и Енисеем, являются наиболее изученными в российском секторе Арктики. После распада Советского Союза большое внимание международной научной общественности было обращено к изучению распространения загрязняющих (в том числе радиоактивных) веществ, поступающих в Карское море со стоками рек Обь и Енисей. В связи с этим в 1990-х и 2000-х годах велись активные экспедиционные измерения в Карском море в рамках российско-немецкого проекта «Сток сибирских рек» и других международных проектов. По их результатам было опубликовано большое количество работ, посвященных циркуляции в Карском море, рассматривавших в том числе динамику опресненного поверхностного слоя [Pavlov and Pfirman, 1995; Johnson et al., 1997; Harms and Karcher, 1999; McClimans et al., 2000; Harms and Karcher, 2005]. Современные представления о структуре и динамике плюма Оби–Енисея и опресненной линзы Карского моря, полученные на основе специализированных натурных измерений в экспедициях ИО РАН, были опубликованы в ряде недавних работ [Зацепин и др., 2010, 2015, 2017; Журбас и Завьялов, 2015; Завьялов и др., 2015б; Kubryakov et al., 2016; Osadchiev et al., 2017, 2019, 2020с, d, 2021]. Также в последние годы были подробно описаны гидрохимические [Маккавеев и др., 2010, 2017; Дубинина и др., 2017; Полухин и Маккавеев, 2017] и гидрооптические [Дроздова и др., 2017; Пелевин и др., 2017; Глуховец и Гольдин, 2018; Glukhovets and Goldin, 2019] свойства плюма Оби–Енисея и опресненной линзы Карского моря.

Плюм Лены и опресненная линза в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море активно изучались в 2000-х и 2010-х годах в рамках международных проектов «Трансдрифт», «Система моря Лаптевых», NAVOS и других, а также в рамках экспедиций ТОИ ДВО РАН и ИО РАН [Dmitrenko et al., 2005, 2010; Савельева и др., 2010, 2012; Thibodeau et al., 2014; Fofonova et al., 2014, 2015; Дубинина и др., 2019а, б; Osadchiev et al., 2020b, c, d]. Плюмам крупных рек – Индигирки и Колымы, в Восточно-Сибирском море уделялось гораздо меньше внимания из-за большой удаленности района их распространения как от европейских, так и от крупных дальневосточных портов России, а также крайне непродолжительного безледного периода в этом регионе. В результате этого гидрофизической структуре плюмов Индигирки и Колымы посвящено всего несколько работ [Савельева и др., 2008; Никаноров и др., 2011; Osadchiev et al., 2020b]. Плюм третьей по размеру реки России – Амура, формирующийся в Амурском лимане и распространяющийся на север в Охотское море и на юг в Татарский пролив, также остается малоизученным [Жабин и др., 2005, 2010; Fujisaki et al., 2014; Стробыкина и др., 2016; Осадчиев, 2017].

В последнее десятилетие ведутся активные экспедиционные работы в зонах формирования опресненного поверхностного слоя в российском секторе Арктики и Тихого океана как академическими и ведомственными институтами (ИО РАН, ТОИ ДВО РАН, ААНИИ и др.), так и крупными ресурсными госкомпаниями (Роснефть, Газпром и др.). Получаемый громадный объем гидрофизических данных описывается и анализируется в ведомственных отчетах, однако





значительная его часть зачастую не доходит до публикации в российских и международных рецензируемых журналах. В результате этого гидрофизическая структура и изменчивость плюмов, формируемых более мелкими российскими арктическими и тихоокеанскими реками (по сравнению с Обью, Енисеем и Леной), а именно – плюмов Печоры, Хатанги, Северной Двины, Пясины, Анадыря, Оленька, Яны, Мезени, Анабара, Онеги и др. остаются к настоящему моменту практически неизученными. Так, в открытом доступе нет ни одной статьи, посвященной гидрофизическим характеристикам плюма Печоры (шестой реки России по годовому объему стока в море), а данные о распределении солёности в Печорском заливе и прилегающей акватории Баренцева моря кратко описаны лишь в нескольких биологических статьях, посвященных этому району [Dvoretzky and Dvoretzky, 2009]. Структура и динамика плюма Хатанги (девятой реки России по годовому объему стока в море) описаны лишь в одной статье [Osadchiev et al., 2020c]. Распределение солёности в зоне смешения стока реки Анадырь и морских вод также кратко описано лишь в одной статье [Дударев и др., 2015a]. Гидрофизические характеристики плюмов многочисленных малых рек, впадающих в Северный Ледовитый и Тихий океаны, также остаются практически неизученными. К настоящему моменту опубликованы лишь результаты гидрохимических исследований несколько речных плюмов, расположенных в заливах Новой Земли [Маккавеев и др., 2013; Степанова и Недоспасов, 2017; Дубинина и др., 2019b] и на юге побережья Приморского края [Колтунов и др., 2009; Звалинский и др., 2010; Поляков, 2017].

Плюмы малых рек Черного моря являются наиболее изученными плюмами в прибрежных водах России, в первую очередь благодаря многочисленным специализированным экспедициям ИО РАН, проводящимся в северо-восточной части Черного моря с 2006 года. В многочисленных статьях последних лет описаны структура, динамика и изменчивость малых речных плюмов этого региона [Короткина и др., 2011, 2014; Дианский и др., 2013; Завьялов и др., 2014; Осадчиев и Завьялов, 2014; Osadchiev and Korshenko, 2017; Osadchiev, 2018; Osadchiev and Sedakov, 2019a, b; Osadchiev et al., 2020a; Осадчиев и др., 2021]. На основе исследований малых речных плюмов Черного моря, в первую очередь плюма реки Мзымты (крупнейшей реки региона), были установлены общие механизмы и закономерности динамики речных плюмов, сформированных реками с небольшими расходами воды [Osadchiev and Zavialov, 2013; Osadchiev, 2015a, b, 2018; Osadchiev and Korshenko, 2017; Osadchiev, Sedakov, 2019a].

Важным источником пресноводного стока в российском секторе Черного моря служит поступление опресненных вод Азовского моря через Керченский пролив, представляющих собой трансформированный сток рек Дон и Кубань. Годовой объем азовоморских вод, поступающих в Черное море, оценивается в несколько десятков кубических километров, что сопоставимо с годовым стоком Днепра, второй по величине реки, впадающей в Черное море [Иванов и Белокопытов, 2011]. Азовоморские воды, поступающие в Черное море через Керченский пролив, формируют значительный по размеру азовоморский плюм, распространяющийся в северо-восточной части Черного моря. Активное исследование этого плюма проводилось лишь в последние несколько лет, результатом чего стал ряд публикаций о его динамике и изменчивости, полученных большей частью на основе анализа спутниковых данных [Ижицкий и Завьялов, 2017; Алескерова и др., 2017; Kubryakov et al., 2019; Zavialov et al., 2020]. Одним из важных препятствий в изучении азовоморского плюма является отсутствие доступных данных о суточной и синоптической изменчивости характеристик и объема азовоморских вод, поступающих в Черное море. Регулярные измерения течений в Керченском проливе активно велись в советское время [Гоптарев и др., 1991], однако эти данные имеют большую пространственно-временную дискретность в силу технических характеристик использовавшихся при-





боров. Полученные результаты недостаточно точно описывают суточную и синоптическую изменчивость характеристик и объема азовоморских вод, поступающих в Черное море, знание которых необходимо для исследования процессов формирования и распространения азовоморского плюма. С момента распада Советского Союза полноценный мониторинг гидрофизических характеристик в Керченском проливе не проводился, натурные измерения ограничивались лишь кратковременными экспедиционными работами. В результате этого в настоящий момент отсутствуют длительные ряды характеристик и объема азовоморских вод, поступающих в Черное море, полученные с использованием современного измерительного оборудования.

Сток Волги формирует значительную по площади область опреснения в северной части Каспийского моря [Терзиев, 1992]. В последние 30 лет большое количество исследований было посвящено моделированию крупномасштабной циркуляции вод Каспийского моря [Курдюмов и Оздой, 2004; Кныш и др., 2008; Kara et al., 2010; Gunduz and Ozsoy, 2014; Дьяконов и Ибраев, 2018; Dyakonov and Ibrayev, 2019] и восстановлению стока по спутниковым данным [Sur et al., 2000; Gunduz, 2014; Лебедев, 2015; Lebedev, 2018]. Тем не менее, к настоящему моменту опубликовано лишь небольшое количество специализированных работ, посвященных зоне опреснения, формируемой стоком Волги вдоль северного побережья Каспийского моря [Терзиев, 1992]. Плумы относительно крупных рек – Урала и Терека, впадающих в северную и центральную части Каспийского моря, равно как и плумы более мелких рек российского побережья Каспийского моря, также остаются практически неизученными.

### 1.5. Направления дальнейших исследований речных плумов

Результаты большого количества исследований речных плумов, полученные к настоящему моменту, значительно улучшили представления о процессах формирования, распространения и перемешивания речных плумов в прибрежных и шельфовых районах моря. Тем не менее, до сих пор остаются существенные пробелы в понимании многих процессов, определяющих структуру, динамику и изменчивость речных плумов, а также физических механизмов влияния вод речного плюма на гидрологические процессы в прибрежной зоне моря. В частности, подавляющая часть предыдущих исследований была посвящена плумам, формируемым эстуарными реками. При этом существенно отличающиеся от них плумы, формируемые дельтовыми реками, остаются малоизученными. Так, практически нет работ, описывающих взаимодействие между зонами плюма, формируемыми отдельными дельтовыми протоками, приводящее к существенной неоднородности внутренней структуры и циркуляции в общем дельтовом плюме. Более того, неоднородность внутренней структуры, наблюдающаяся также и для многих эстуарных плумов мира, причины ее формирования и ее влияние на динамику речного плюма также остаются на уровне выделения двух или трех динамически различных зон плюма на основе идеализированных численных моделей. Также дальнейших исследований требуют процессы перемешивания вод плюма и морских вод как с точки зрения изучения и сравнения интенсивности отдельных процессов, вызывающих перемешивание, так и с точки зрения изучения перемешивания на различных пространственных и временных масштабах в контексте долговременной трансформации материкового стока в море.

Натурные исследования речных плумов осложняются их существенной пространственной неоднородностью, приуроченностью в большинстве случаев к тонкому поверхностному слою и существенной изменчивостью на малых временных масштабах. Таким образом, совершенство-





вание приборного и методического обеспечения натурных измерений в речных плумах может дать существенный прогресс в их изучении. Будущие продвижения в исследованиях речных плумов также могут быть связаны с ожидаемым улучшением спутниковых инструментов и повышением точности и разрешения спутниковых данных, в первую очередь по солености и альтиметрии. Другие важные направления развития дистанционного зондирования речных плумов заключаются в более активном использовании аэрофотосъемки с помощью квадрокоптеров, а также спутниковых радаров с синтезированной апертурой (не зависящих от облачности) для детектирования границ и внутренней структуры речных плумов. Более качественное численное моделирование сложных процессов в приустьевых и фронтальных зонах в речных плумах может быть достигнуто посредством использования негидростатических и лагранжевых моделей в сочетании с широко используемыми в настоящий момент эйлеровыми моделями.

Одно из основных концептуальных ограничений существующего подхода к исследованию речных плумов заключается в его фокусировке на отдельных речных плумах и на отдельных методах их исследования. Иными словами, подавляющее большинство статей, опубликованных по этой тематике, посвящено одному конкретному речному плуму и основываются на натурных измерениях или спутниковых наблюдениях или численном моделировании. Это осложняет оценку применимости получаемых региональных результатов для других речных плумов в мире. В частности, исследования последних лет показали, что многие закономерности, установленные для плумов среднего размера, не наблюдаются ни у плумов, сформированных очень малыми реками, ни у плумов, сформированных крупнейшими реками мира. Таким образом, при построении общей концепции речных плумов необходимо рассматривать разные пространственные и временные масштабы трансформации речного стока в море и четко разграничивать получаемые региональные результаты изучения процессов в конкретных речных плумах по их применимости к этим масштабам.

Натурные измерения являются наиболее точным способом исследования речных плумов, тем не менее, они дискретны и, как правило, не позволяют получать данные о речном плуме с необходимым пространственно-временным разрешением. Из-за этого исследования, базирующиеся только на натурных измерениях, зачастую ограничены в понимании поведения речного плума в пространстве или во времени. Использование спутниковых данных позволяет избежать проблем недостаточного пространственного охвата плума, однако не позволяет изучать трехмерную структуру плума, а также требует верификации спутниковых характеристик по натурным измерениям в плуме. Подавляющее большинство спутниковых работ не использует этой верификации из-за отсутствия доступных данных. Численное моделирование – очень популярный в последние годы метод исследования речных плумов, позволяет воспроизводить трехмерную структуру плума с необходимым пространственно-временным разрешением. Тем не менее, исследования, использующие численное моделирование, сталкиваются с очень сложной проблемой верификации трехмерной численной модели, которой также очень часто не уделяется должного внимания. Кроме того, в широком понимании численное моделирование воспроизводит лишь динамику плума, изначально заложенную в модель, и не позволяет идентифицировать какие-то кардинально новые процессы и явления, которые могут быть присущи речному плуму. Таким образом, для дальнейших качественных продвижений в понимании структуры, динамики и изменчивости речных плумов необходимо полноценное сочетание натурных (точных, очень информативных, но точечных), спутниковых (неточных, но с большим пространственным и временным охватом) и модельных (точных, трехмерных, но требующих хорошей верификации) методик исследования.



---

---

## Глава 2

### МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ИЗУЧЕНИЯ РЕЧНЫХ ПЛЮМОВ

#### 2.1. Натурные измерения речных плумов

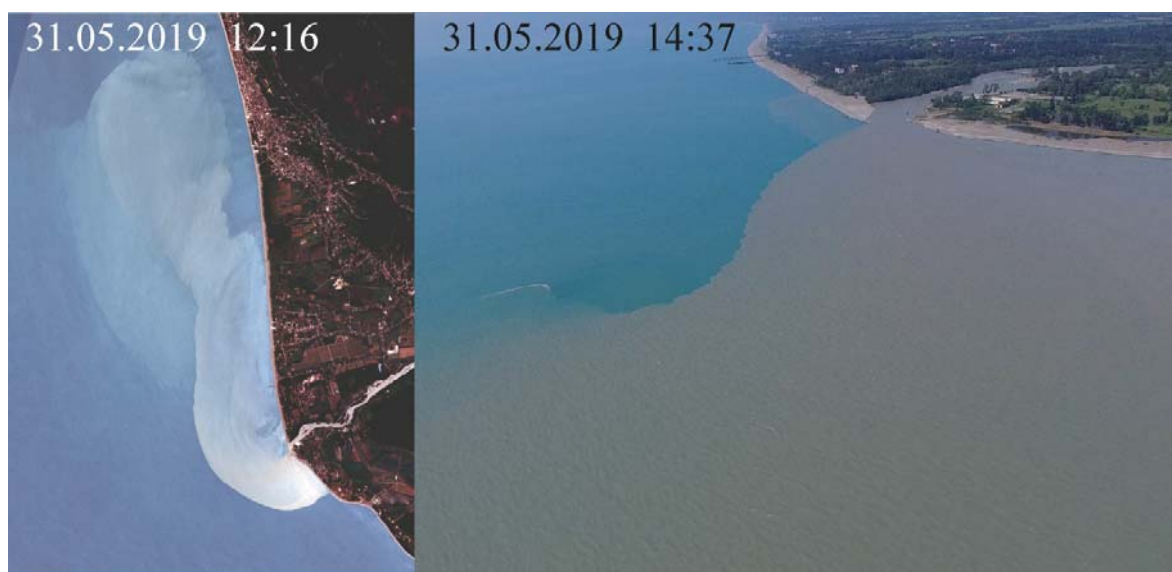
Натурные измерения – один из основных способов исследования речных плумов. Натурные измерения позволяют получать точную информацию о гидрологической и динамической структуре речных плумов, их изменчивости даже на малых временных масштабах, а также об их влиянии на гидрофизическую структуру и циркуляцию вод в прилегающих морских акваториях. В пространственном отношении речные плумы приурочены к поверхностному слою моря и к речным устьям – источникам пресноводного стока. Из-за этих факторов, а также из-за больших различий в гидрофизических, гидрохимических и гидрооптических свойствах речных плумов и окружающих морских вод натурные измерения позволяют однозначно детектировать наличие и расположение речных плумов в прибрежной зоне моря. Существование резких градиентов на границах между речными плумами и окружающим морем также упрощает детектирование внешних границ речных плумов.

Как было показано в разделе 1.1, соленость – ключевая характеристика речных плумов, поэтому измерения солености (электропроводности) очень важны при проведении натурных исследований речных плумов. При изучении речных плумов требуется существенно меньшая точность натурных измерений солености (электропроводности) по сравнению с точностью, необходимой для изучения большинства гидрологических процессов в Мировом океане. В этой книге натурные измерения солености в плумах приводятся и анализируются в единицах практической солености (далее – епс). В зависимости от поставленных задач натурных исследований в речных плумах также проводятся измерения температуры, скорости течения, концентраций различных взвешенных и растворенных веществ, хлорофилла «а» и других гидрофизических, гидрохимических, гидрооптических и гидробиологических характеристик.

Натурные измерения в речных плумах осложняются рядом следующих факторов. Во-первых, для получения информации о состоянии всего плума или какой-то его области в определенный момент необходимо проводить натурные измерения в течение короткого промежутка времени из-за высокой пространственно-временной изменчивости формы, расположения, размеров и структуры речных плумов. В особенности это относится к малым речным плумам, чья форма (рис. 2.1) и направление распространения (рис. 2.2) могут кардинально поменяться в течение всего лишь нескольких часов. В результате этого измерения в малом речном плуме,



**Рис. 2.1.** Аэрофотоснимки плюма реки Кодор (Абхазия), сделанные в 13:52 (слева) и 16:34 (справа) 1 сентября 2018 года, иллюстрирующие резкое изменение формы малого речного плюма



**Рис. 2.2.** Спутниковый снимок плюма реки Бзыбь (Абхазия) (слева), сделанный 31 мая 2019 года в 12:16, и аэрофотоснимок этого же плюма (справа), сделанный 31 мая 2019 года в 14:37, иллюстрирующие резкое изменение направления распространения малого речного плюма

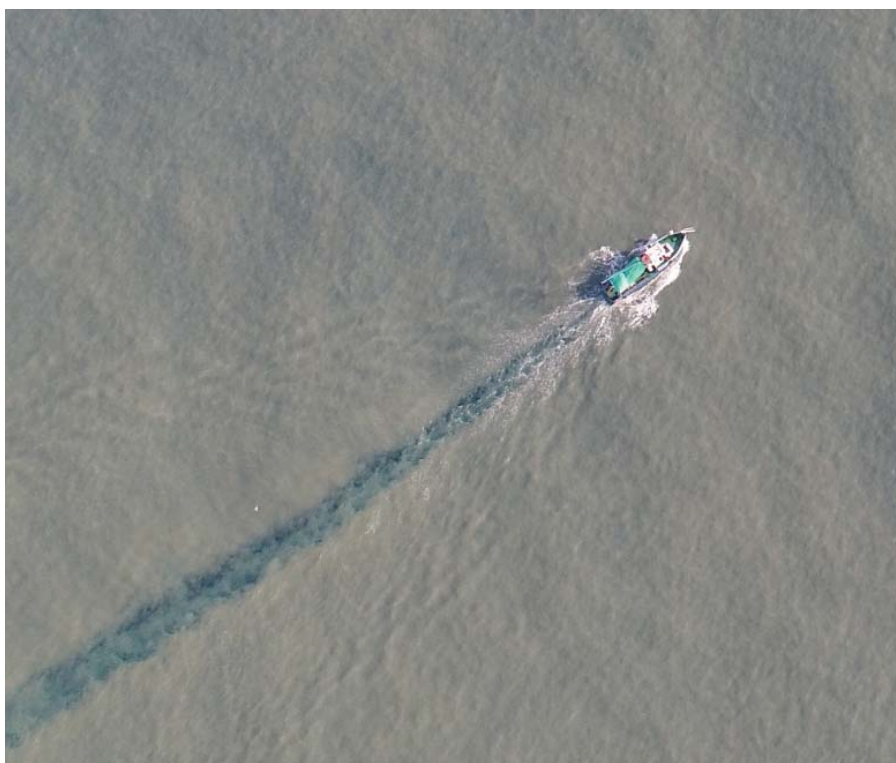
проводящиеся дольше, чем несколько часов, потенциально могут зафиксировать различные состояния речного плюма в процессе одной съемки, особенно в условиях переменного ветрового воздействия.

Второй фактор, осложняющий натурные измерения в речных плюмах, заключается в их небольшой толщине, что опять же особенно актуально при измерениях в малых речных плюмах. При измерении вертикальной структуры речных плюмов толщиной в несколько метров необходимо уделять особое внимание обеспечению корректных измерений в приповерхност-

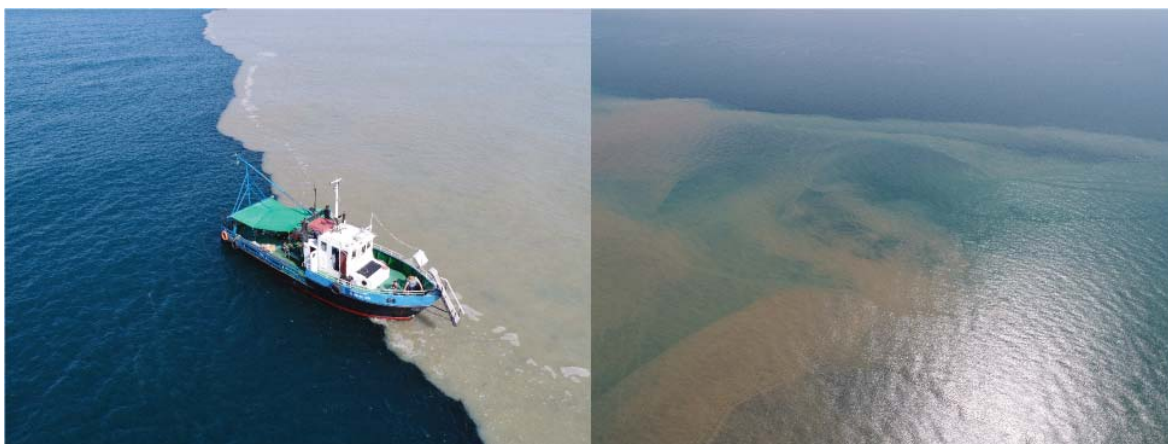
ном слое. В частности, это относится к измерениям вертикальных профилей течений с помощью ADCP-зондов, которые, как правило, имеют минимальное вертикальное разрешение порядка 1 м, в результате чего измерения скорости течения начинаются со слоя глубиной около 2 м. Кроме того, движение судна с осадкой, сравнимой с толщиной речного плума, приводит к нарушению структуры плума и его перемешиванию (рис. 2.3). Это обстоятельство также очень важно учитывать при судовых измерениях в речных плумах.

Третьим фактором, осложняющим натурные измерения в речных плумах, являются резкие и небольшие по ширине градиентные зоны, которые характерны как для внешних границ, так и для внутренней структуры речных плумов (рис. 2.4). В частности, при пересечении четкой внешней границы малого речного плума соленость поверхностного слоя моря может измениться на 6–10 епс на расстоянии всего нескольких метров. Такая же резкая изменчивость наблюдается и для других гидрофизических, гидрохимических и гидрооптических характеристик поверхностного слоя. Таким образом, необходимо обеспечивать достаточное пространственное разрешение точечных измерений на гидрологических станциях при изучении структуры речного плума в таких фронтальных зонах.

При проведении натурных исследований в речных плумах высокую эффективность показало сочетание непрерывных измерений в поверхностном слое моря по ходу движения судна, вертикальных измерений на гидрологических станциях и измерений внешних гидрометеорологических условий. Непрерывные измерения в поверхностном слое моря по ходу движе-



**Рис. 2.3.** Аэрофотоснимок плума реки Кодор, иллюстрирующий нарушение структуры малого речного плума и его перемешивание в результате движения катера



**Рис. 2.4.** Аэрофотоснимки плюма реки Кодор, иллюстрирующие резкие и небольшие по ширине градиентные зоны на внешней границе (слева) и внутри (справа) малого речного плюма

ния судна дают информацию о мелкомасштабной структуре речного плюма, расположении и структуре фронтов и о поверхностном слое окружающего моря (рис. 2.5). Эти измерения проводятся с помощью проточной зондирующей системы, которая состоит из подающего забортную воду центробежного насоса и уложенного в специальный контейнер CTD-зонда, измеряющего температуру, соленость и другие характеристики (флуоресценцию, мутность, концентрацию растворенного кислорода, pH и т.д. в зависимости от установленных дополнительных датчиков CTD-зонда) морской воды в непрерывном режиме [Завьялов и др., 2014] (рис. 2.6).

Кроме того, для проведения бесконтактных непрерывных измерений различных параметров в поверхностном слое моря по ходу движения судна могут использоваться оптические приборы, такие как ультрафиолетовый флуоресцентный лидар и спектрофотометры [Palmer et al., 2013; Pelevin et al., 2017; Гончаренко и др., 2018] (рис. 2.7). По данным измерений этих приборов при наличии необходимой калибровки могут быть восстановлены концентрации взвешенного вещества, хлорофилла «а» и растворенной органики в поверхностном слое моря с высоким пространственным разрешением (первые единицы и десятки метров) [Пелевин и др., 2017; Zavialov et al., 2018] (рис. 2.8). В последние годы для проведения непрерывных измерений на различных глубинах в речных плюмах стали использоваться автономные необитаемые подводные аппараты [MacDonald et al., 2013; Rogowski et al., 2014; Saldías et al., 2016; Fisher et al., 2018]. Для непрерывных натурных измерений циркуляции и интенсивности перемешивания в речных плюмах также применяются дрейфтеры [McCabe et al., 2008; Kakoulaki et al., 2014; Осадчиев и др., 2021] и окрашивающие вещества [Tilburg et al., 2007; Feddersen et al., 2016], выпускаемые в устье реки и распространяющиеся в речном плюме.

Вертикальные измерения на гидрологических станциях дают информацию о вертикальной структуре речного плюма в различных его частях (приустьевой, внешней, фронтальных зонах) и вертикальной структуре нижележащего моря (рис. 2.9). Для проведения вертикальных измерений на гидрологических станциях используются CTD-зонды, измеряющие температуру, соленость и другие параметры (флуоресценцию, мутность, концентрацию растворенного кислорода, pH и т.д. в зависимости от установленных на зонде дополнительных датчиков) морской воды, и ADCP-профилографы, измеряющие скорость течения. Кроме того, на

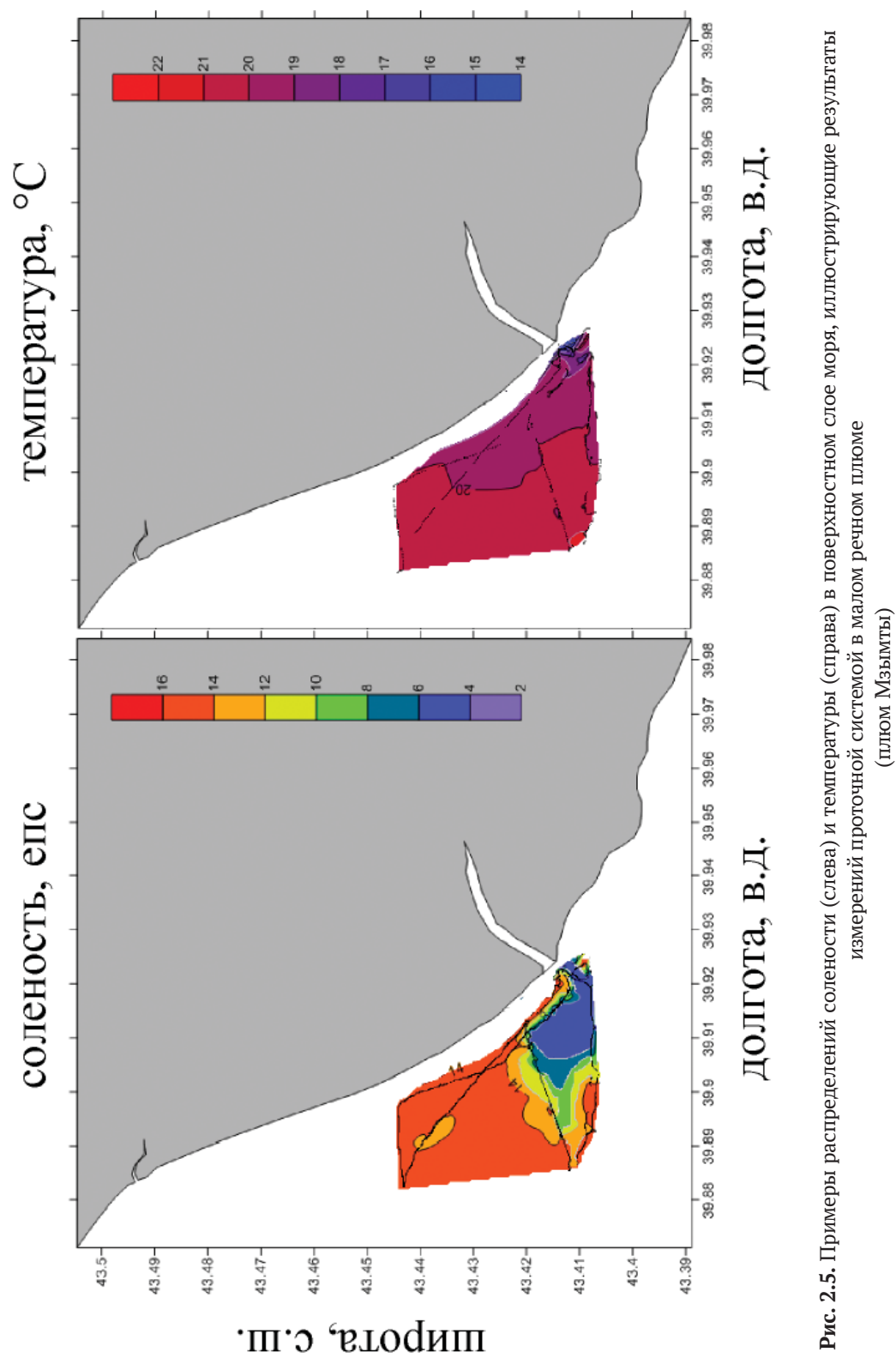


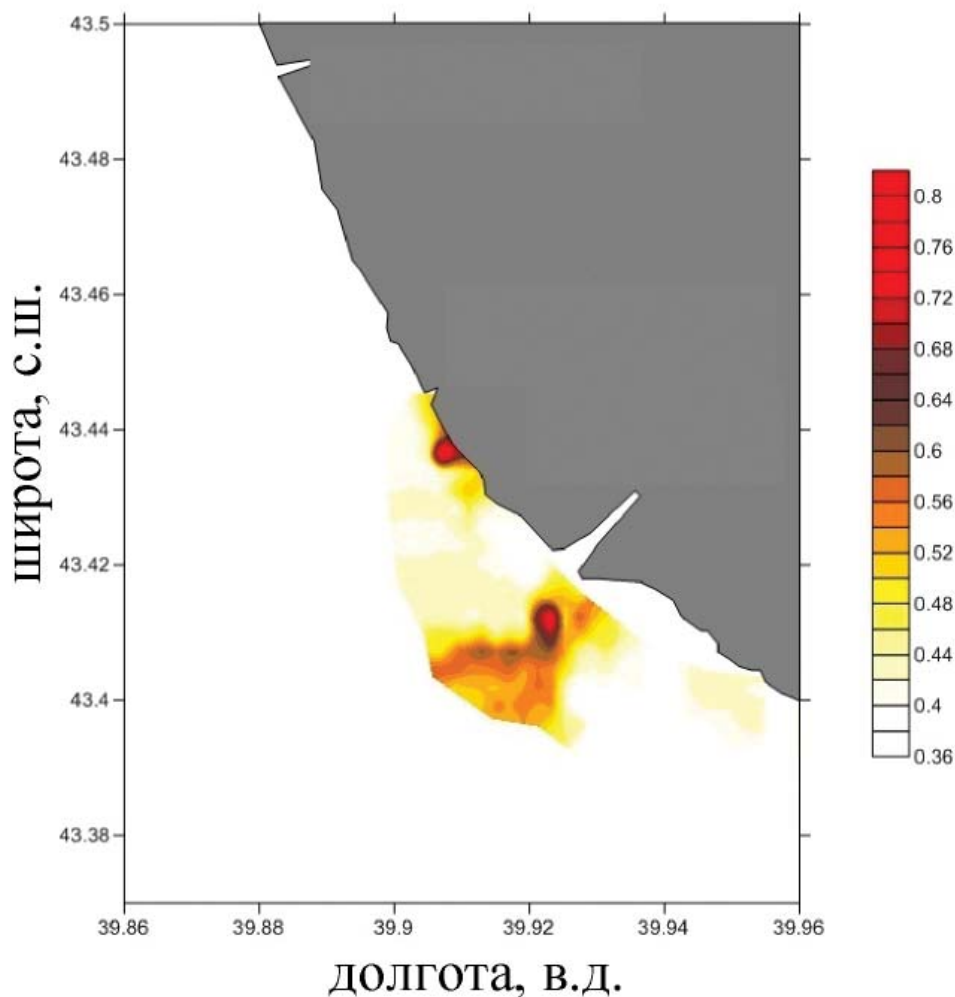
Рис. 2.5. Примеры распределений солёности (слева) и температуры (справа) в поверхностном слое моря, иллюстрирующие результаты измерений проточной системой в малом речном плюме (плуом Мзымты)



Рис. 2.6. Фотографии проточной системы на борту НИС «Академик Мстислав Келдыш»



Рис. 2.7. Фотография ультрафиолетового флуоресцентного лидара, установленного для зондирования на борту катера



**Рис. 2.8.** Пример распределения концентрации растворенной органики (в условных единицах) в поверхностном слое, иллюстрирующего результаты измерений ультрафиолетовым флуоресцентным лидаром в малом речном плюме (плум Мзымты)

гидрологических станциях возможен отбор проб воды с различных глубин для проведения последующего лабораторного анализа гидрохимических и биологических свойств (рис. 2.10). Измерения внешних гидрометеорологических условий дают информацию об основных внешних факторах, определяющих структуру, динамику и изменчивость речных плумов. Для этого проводятся измерения расхода воды в реке или реках, чей сток формирует речной плум; измерения скорости и направления ветра в области распространения речного плума; измерения фоновых прибрежных течений и приливов в области распространения речного плума.

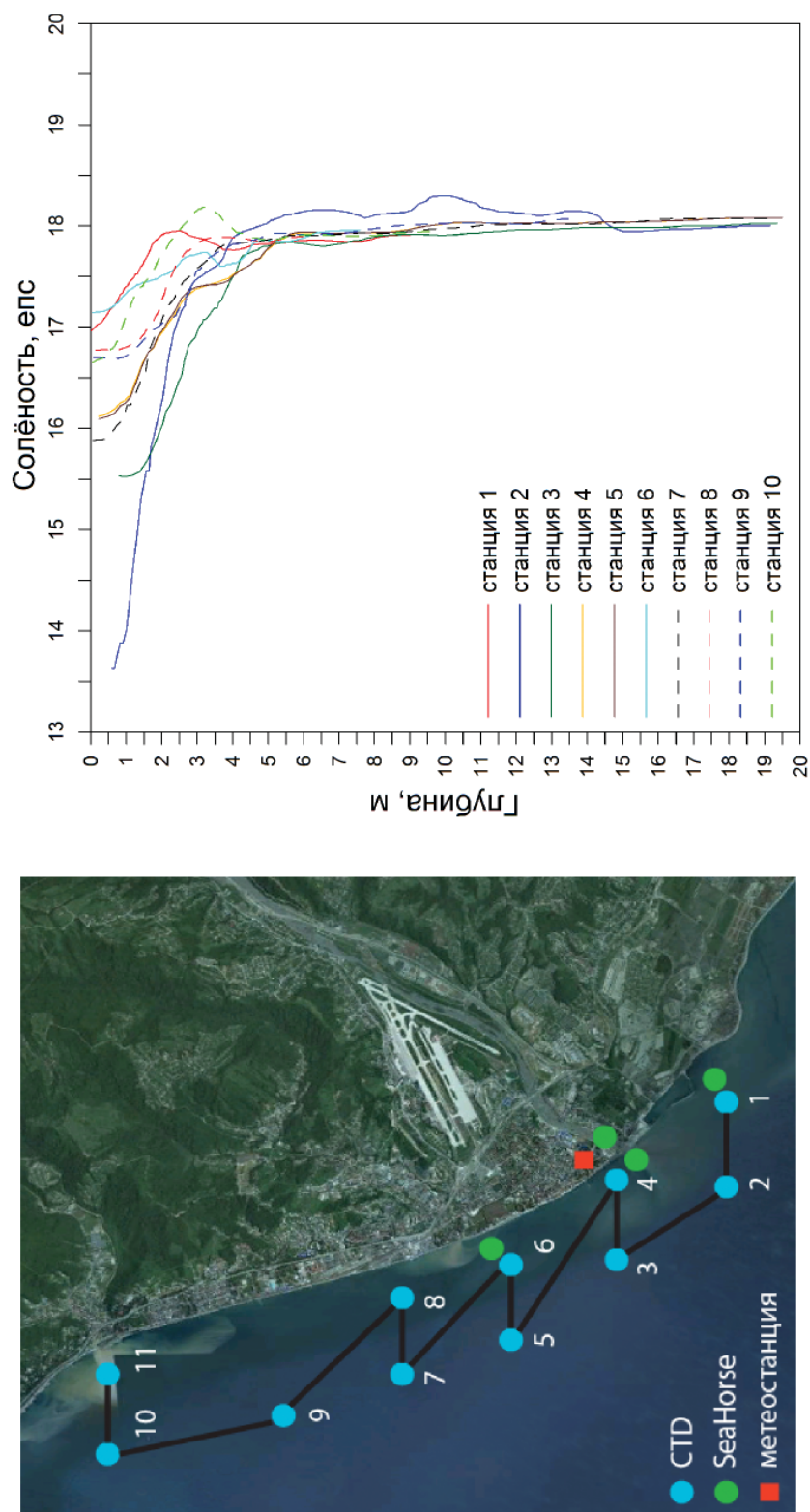
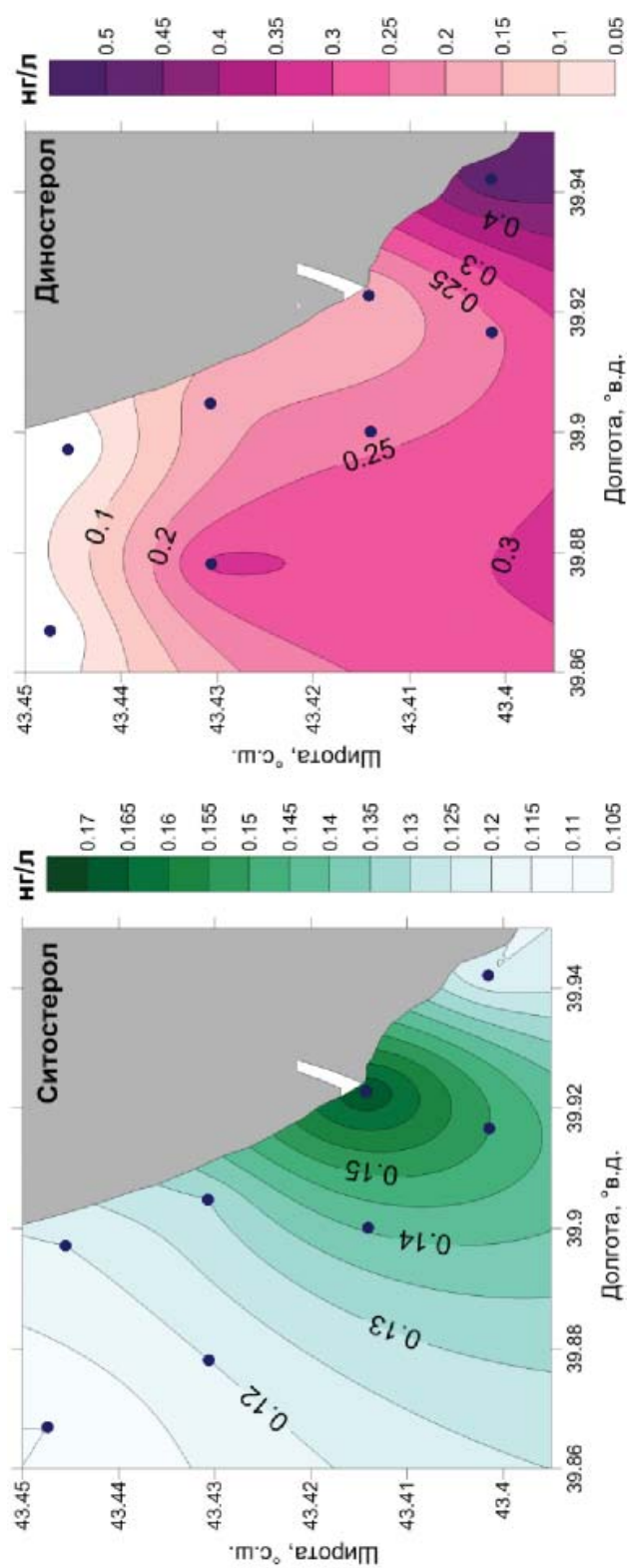


Рис. 2.9. Пример расположения гидрологических станций (голубые кружки) в зоне распространения малого речного плюма (слева) и результаты измерений вертикальных профилей солёности на этих станциях (справа) (плюм Мзымты)

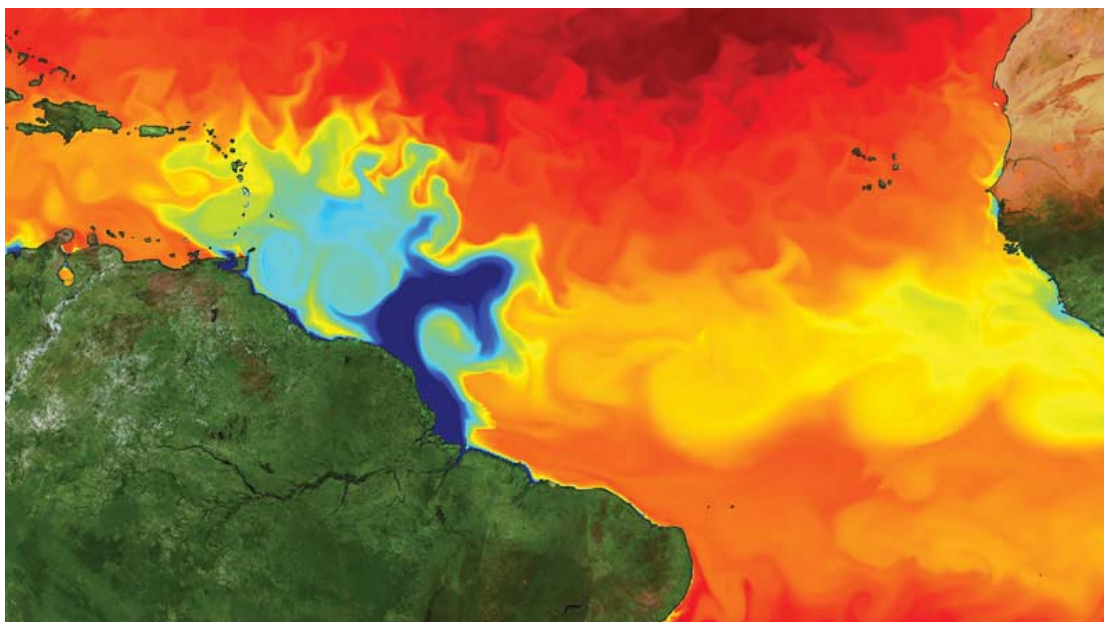


**Рис. 2.10.** Пример распределений концентраций растворенных загрязняющих веществ по данным лабораторного химического анализа проб воды, отобранных на гидрологических станциях (синие кружки) в зоне распространения малого речного плума (плум Мзымты)

## 2.2. Спутниковые наблюдения и аэрофотосъемка речных плумов

Речные плумы приурочены к поверхностному слою моря, что позволяет изучать их с помощью дистанционного зондирования поверхности океана с воздуха и из космоса. Различные характеристики поверхности океана, полученные с помощью дистанционного зондирования, могут использоваться для идентификации области распространения и границ речных плумов. В их число входят: соленость; температура; концентрации хлорофилла «а», взвешенных веществ, растворенной органики; высота поверхности моря; шероховатость поверхности моря. Начиная с 1990-х годов было опубликовано несколько десятков научных работ, посвященных исследованию речных плумов на основе спутниковых данных, в то время как аэрофотосъемка речных плумов пока еще находится в начале своего пути.

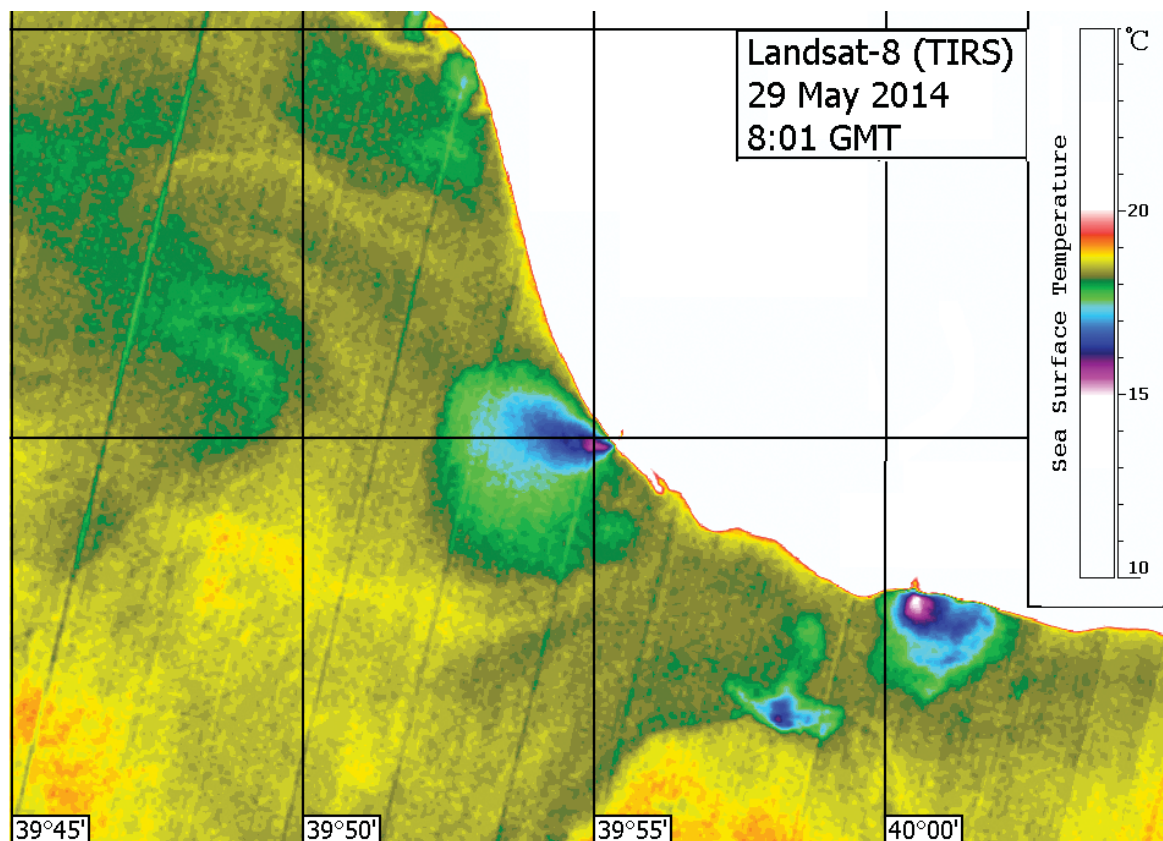
В силу того, что соленость является основной характеристикой, отличающей воды речного плума от вод окружающего моря, спутниковые измерения поверхностной солености являются наиболее прямым способом детектирования речных плумов. Тем не менее, пространственное разрешение спутниковых измерений поверхностной солености составляет десятки и более километров (40 км у SMOS и SMAP, 100–150 км у Aquarius). В результате этого спутниковые измерения солености (SMOS, Aquarius и SMAP) используются для изучения только крупнейших по площади опресненных линз, формируемых Амазонкой и Ориноко [Grodsky et al., 2012, 2014; Reul et al., 2014; Korosov et al., 2015], Конго [Phillipson and Toumi, 2020], Гангом и Брахмапутрой [Subrahmanyam et al., 2018], Обью и Енисеем [Kubryakov et al., 2016], Миссисипи [Gierach et al., 2013; Silva and Castelao, 2018] и Чжуцзян [Liao et al., 2020] (рис. 2.11).



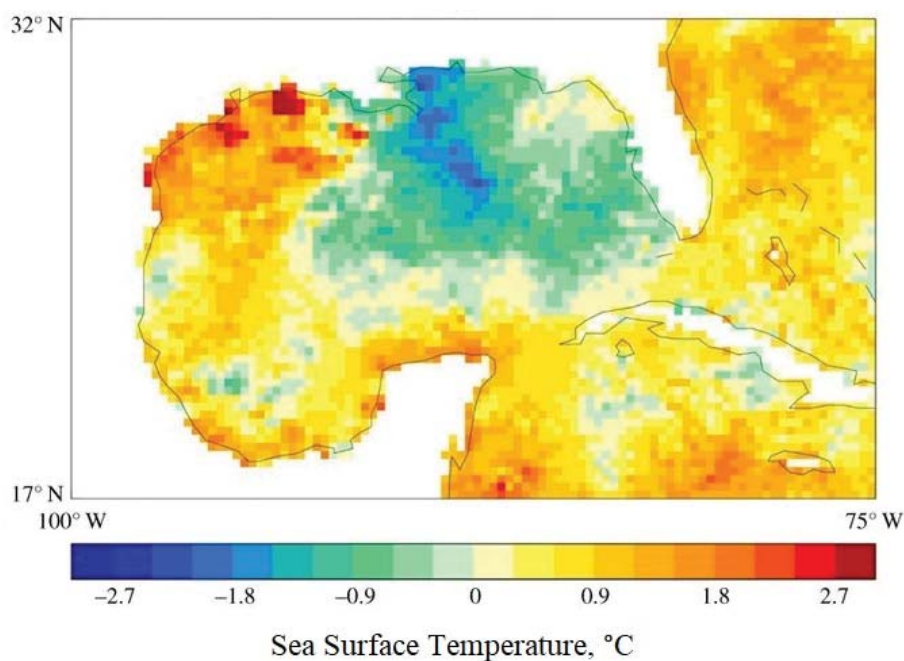
**Рис. 2.11.** Спутниковое распределение солености поверхности моря в центральной части Атлантического океана, построенное по данным спутника Aquarius и иллюстрирующее расположение опресненной линзы, формируемой Амазонкой и Ориноко

Температура поверхности воды зачастую значительно отличается в речных плюмах и в окружающем море. Пространственное разрешение у современных спутниковых приборов, измеряющих температуру поверхности моря по интенсивности инфракрасного излучения, варьирует от десятков метров до километра (60 м у Landsat-7, 100 м у Landsat-8 и Sentinel-3, 750 м у Suomi NPP, 1 км у MODIS, 1.1 км у AVHRR), что достаточно для изучения как крупных [Brando et al., 2015], так и самых небольших по площади речных плюмов [Warrick et al., 2004; Lihan et al., 2008; Jiang et al., 2009] (рис. 2.12). Существенным ограничением применимости таких спутниковых данных является их зависимость от облачности. Кроме того, различия в поверхностной температуре между речным плюмом и окружающим морем (в отличие от поверхностной солености) зависят не только от перемешивания пресноводного стока и соленых морских вод, но и от исходной разницы в температуре речной и морской воды, а также от атмосферного воздействия. Пассивное микроволновое зондирование также используется для измерения температуры поверхности океана и не зависит от облачности, однако имеет низкое пространственное разрешение (20–40 км у GMI и WindSat) [Reul et al., 2009] (рис. 2.13).

Оптические характеристики поверхности океана, измеряемые с помощью многоканальных спектрорадиометров, также широко используются при исследовании речных плюмов.



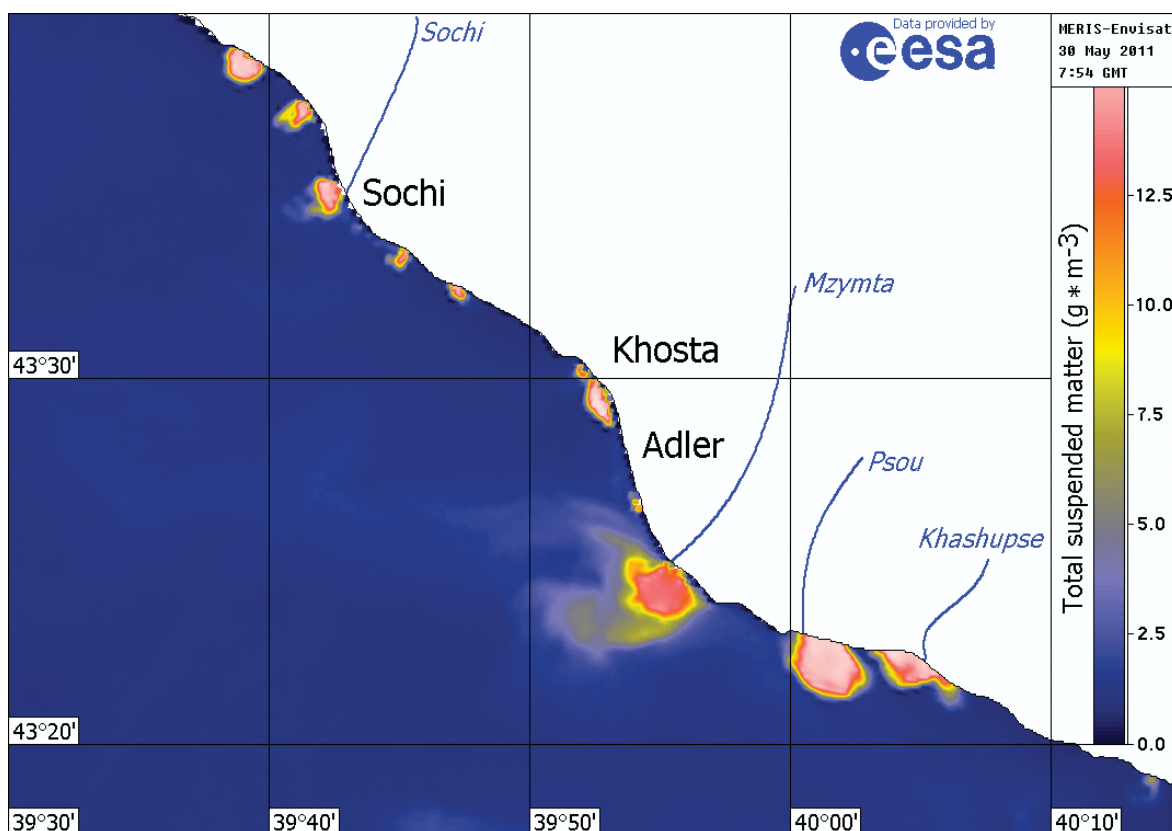
**Рис. 2.12.** Спутниковое распределение температуры поверхности моря в северо-западной части Черного моря, построенное по данным спутника Landsat-8, иллюстрирующее расположение плюмов рек Мзымта и Псоу



**Рис. 2.13.** Спутниковое распределение температуры поверхности моря в Мексиканском заливе, построенное по данным спутника GMI, иллюстрирующее расположение опресненной линзы, формируемой Миссисипи

Эти спутниковые данные также имеют достаточно низкое пространственное разрешение (10 м у Sentinel-2, 30 м у Landsat-8, 100 м у Sentinel-3, 250 м у MODIS) для изучения даже самых небольших по площади речных плумов (рис. 2.14). Оптические спутниковые измерения позволяют определять приустьевые области с повышенными концентрациями терригенной взвеси [Nezlin and DiGiacomo, 2005; Nezlin et al., 2008; Devlin et al., 2012; Brando et al., 2015; Constantin et al., 2016; Ody et al., 2016; Gangloff et al., 2017], хлорофилла «а» [Dzwonkowski and Yan, 2005; Piola et al., 2008; Kubryakov et al., 2018; Fernandez-Novoa et al., 2019] и растворенной органики [Binding and Bowers, 2003; Palacios et al., 2009], соответствующие областям распространения речных плумов. Существенным ограничением применимости таких спутниковых данных является их зависимость от облачности.

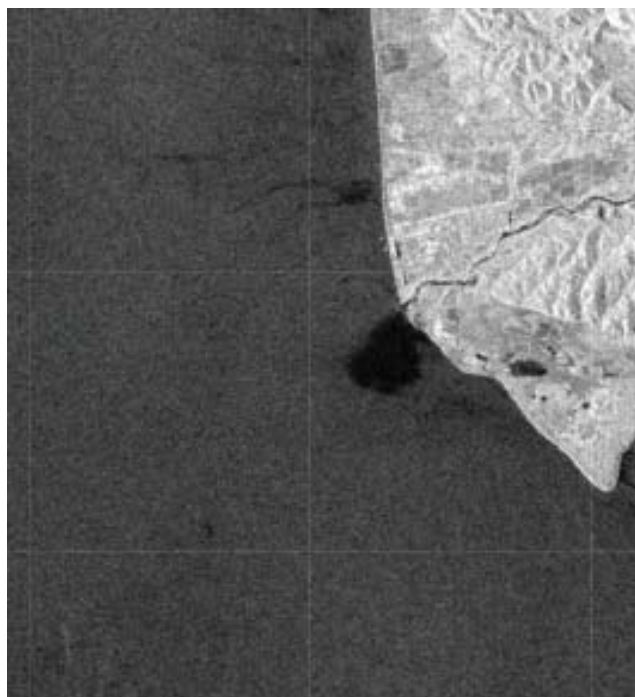
Повышение уровня поверхности речного плума по сравнению с окружающим морем, вызванное пониженной плотностью речного плума, может детектироваться спутниковыми альтиметрами и использоваться для изучения речных плумов. Тем не менее, разница в уровнях между плумом и морем очень невелика, она превышает 10 см только для наиболее крупных опресненных линз, формируемых Амазонкой и Ориноко, Гангом и Брахмапутрой, Конго, Обью и Енисеем, Леной [Piecuch and Wadehra, 2020]. Из-за большого пространственного разрешения спутниковой альтиметрии (>10 км у TOPEX/Poseidon, Jason и Sentinel-3) и ее невысокой точности в прибрежных зонах (5–10 см) эти спутниковые данные лишь эпизодически используются для исследования речных плумов [Kubryakov et al., 2016].



**Рис. 2.14.** Спутниковое распределение концентрации взвешенных веществ поверхности моря в северо-западной части Черного моря, построенное по данным спутника MERIS, иллюстрирующее расположение плюмов малых рек российского и абхазского участков побережья Черного моря

Спутниковые радары с синтезированной апертурой, измеряющие шероховатость поверхности моря, также использовались для исследования речных плюмов [Gade et al., 1998; Hessner et al., 2001; DiGiacomo et al., 2004; Zheng et al., 2004] (рис. 2.15). Эти спутниковые данные имеют очень высокое пространственное разрешение (3 м у RADARSAT-2, 10 м у RADARSAT-1, 20 м у Sentinel-1) и не зависят от облачности. Тем не менее, из-за того что шероховатость поверхности моря зависит от большого количества внешних факторов и не является стабильно различной у речных плюмов и окружающего моря, в настоящее время данные спутниковых радаров с синтезированной апертурой практически не используются для детектирования речных плюмов.

Аэрофотосъемка речных плюмов с помощью небольших по размеру беспилотных летательных аппаратов (далее именуемые «БЛА», или «воздушными беспилотниками») в последние годы стала доступным и эффективным средством исследования речных плюмов. Квадрокоптеры – один из типов БЛА с четырьмя винтами, наиболее распространенный в настоящий момент из-за простоты и надежности конструкции, а также невысокой стоимости (рис. 2.16). Квадрокоптеры могут проводить непрерывную фото- и видеосъемку малых речных плюмов с очень высоким пространственным разрешением (до единиц сантиметров) со сравнительно не-



**Рис. 2.15.** Изображение поверхности моря в северо-западной части Черного моря, построенное по данным радиолокатора с синтезированной апертурой спутника Sentinel-1, иллюстрирующее расположение плюма реки Бзыбь



**Рис. 2.16.** Фотография квадрокоптера *Phantom 4 Pro* с камерой, использовавшегося для проведения аэрофотосъемки малых речных плюмов в северо-восточной части Черного моря

большой высоты (см. рис. 2.1–2.4). Это дает недостижимую другими средствами возможность подробного изучения пространственной структуры малых речных плюмов, позволяет детектировать и измерять их временную изменчивость, регистрировать различные динамические особенности этих плюмов на небольших пространственных и временных масштабах.

Начиная с 2000-х годов аэрофотосъемка используется для изучения процессов на поверхности моря [Hakvoort et al., 2002; Klemas, 2010, 2012, 2013; Androulidakis et al., 2018], в том числе речных плюмов [Burrage et al., 2008; Horner-Devine et al., 2013; Horner-Devine and Chickadel, 2017; Pinto et al., 2018]. Воздушные беспилотники обеспечивают возможность высокоточных наблюдений за различными структурами на поверхности моря, например, четкими фронтами, струями, вихрями, внутренними волнами. БЛА могут использоваться в облачную погоду, когда оптические спутниковые приборы не могут наблюдать поверхность моря. Основным недостатком использования воздушных беспилотников является относительно небольшая продолжительность времени их непрерывной работы (как правило, менее нескольких часов), ограниченный вес бортовых приборов и невозможность эксплуатации при сильном ветре, дожде, снеге, низкой температуре и других неблагоприятных погодных условиях. Использование беспилотников особенно эффективно, когда оно сопровождается одновременными натурными измерениями и спутниковыми наблюдениями.

Использование БЛА дает возможность осуществлять недорогое дистанционное зондирование прибрежных морских районов и непрерывно наблюдать за поверхностными проявлениями многих прибрежных процессов. Аэрофотосъемка речных плюмов может быть использована для визуального обнаружения и отслеживания многих процессов в малых пространственных (от метров до километров) и временных (от секунд до часов) масштабах, которые не видны ни с борта судна, ни на спутниковых снимках. Пространственные масштабы и скорости движения наблюдаемых процессов можно восстановить по аэрофотоснимкам и видеозаписям, поэтому аэрофотосъемка может обеспечить количественные измерения расстояний и скоростей на поверхности моря. Наконец, аэрофотосъемка может быть очень полезной для оперативной организации натурных измерений в ходе экспедиционных работ, в частности, для выбора мест расположения гидрологических станций в соответствии с положением наблюдаемых процессов на поверхности моря в реальном времени. В результате снимки и видеозаписи поверхности океана, полученные с помощью воздушных беспилотников синхронно с натурными измерениями, могут значительно улучшить понимание различных характеристик и динамики поверхностного слоя моря.

Анализ фото- и видеосъемки малых речных плюмов в северо-восточной части Черного моря позволили выявить ряд важных ранее не исследованных или малоисследованных свойств и динамических процессов в этих плюмах. Эти результаты подробно описаны в разделах 3.2, 3.5 и 3.6, в их число входят: крайне неоднородная структура малых речных плюмов, подтверждаемая сложными и динамически активными фронтами внутри плюмов; вихреобразная форма четких фронтов между малыми речными плюмами и окружающим морем и интенсивное горизонтальное перемешивание через эти фронты, вызываемое бароклинной неустойчивостью; внутренние волны, генерируемые речным стоком около речных устьев и распространяющиеся в плюмах; внутренние волны, генерируемые вихревой циркуляцией в речном плюме и распространяющиеся во внешней части плюма. Эти результаты были получены в первую очередь благодаря использованию БЛА, и не были получены в рамках многочисленных предыдущих исследований по этой теме из-за невысокого пространственно-временного разрешения использовавшихся данных натурных измерений и спутниковых наблюдений.

### 2.3. Численное моделирование речных плюмов

Наряду с натурными измерениями и спутниковыми наблюдениями гидродинамическое численное моделирование является важнейшим методом изучения речных плюмов. В течение последних 40 лет использование численных моделей для этих целей получает все большее распространение ввиду постоянного роста производительности вычислительных систем. К настоящему моменту для моделирования речных плюмов в основном используются трехмерные эйлеровы модели циркуляции (ROMS, POM, ИНМОМ и другие). Эйлеровы уравнения движения, основанные на уравнениях Навье-Стокса, вычисляют состояние среды в фиксированных точках пространства и хороши для воспроизведения процессов с относительно стабильной и однородной структурой. Эйлеровы модели воспроизводят речной плюм как неотъемлемую часть океана, т.е. для описания динамики вод плюма и окружающих морских вод используются единые уравнения. Такой подход, однако, не всегда наилучшим образом соответствует физике процессов ввиду фактической инородности речного плюма окружающему океану и свойственной его границам высокой пространственно-временной изменчивости, что плохо воспроизводится эйлеровыми моделями.

При моделировании распространения речного плюма можно обойтись без одновременного решения большого числа громоздких уравнений переноса солёности и сохранения импульса во всей приустьевой зоне, но при этом добиться хорошего соответствия результатов моделирования натурным измерениям. Для этого используются лагранжевы уравнения движения, которые описывают состояние движущегося участка среды и хороши для воспроизведения пространственно неоднородных и динамически активных процессов. Использование динамической, а не фиксированной интерполяционной сетки позволяет с существенно меньшими вычислительными затратами моделировать процессы в зонах резких градиентов. Важный принципиальный недостаток лагранжевых моделей заключается в том, что они не воспроизводят воздействие плюма на окружающие морские воды. Это ограничение является очень серьезным, однако оно допустимо для малых речных плюмов, чье влияние на окружающее море невелико.

Для моделирования речного плюма автором была разработана оригинальная численная лагранжева модель STRiPE (Surface-Trapped River Plume Evolution), имитирующая процессы распространения и перемешивания речного плюма под воздействием ветра, фоновой морской циркуляции и ряда других внешних факторов [Osadchiev and Zavialov, 2013]. Модель STRiPE воспроизводит движение и диссипацию отдельных «частиц» речного стока в море. Частица в модели представляет собой небольшую в сечении однородную колонну воды, простирающуюся от поверхности плюма вниз до границы между плюмом и нижележащими морскими водами. Частицы выпускаются из речного устья с заданным временным интервалом и заданной начальной скоростью, равной скорости течения реки в устье при впадении в море. Начальные координаты, плотность и высота выпускаемых частиц задаются равными координатам речного устья, плотности речной воды и глубине реки в устье, соответственно, а начальное ускорение частиц задается равным нулю. Количество единовременно выпускаемых частиц пропорционально объему речного стока, поступающего в море в моделируемый момент времени.

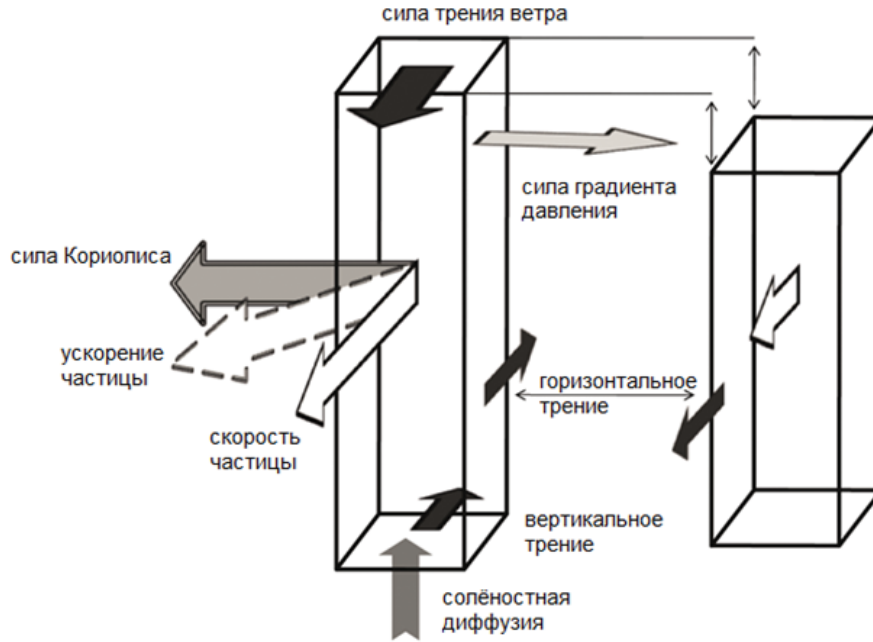
Движение отдельно взятой частицы в море определяется балансом сил, приложенных к ней. Интерполяция физических характеристик (плотности и толщины) по всей совокупности частиц на регулярную сетку в каждый момент времени задает речной плюм, и таким образом

воспроизводится его распространение и перемешивание. Предполагается, что плум остается приуроченным к приповерхностному слою моря, поэтому модель воспроизводит двумерное движение частиц. Тем не менее, вода внутри каждой частицы испытывает вертикальное перемешивание с нижележащими морскими водами, так что в процессе перемешивания плотность частицы растет, а высота частицы убывает до тех пор, пока частица не растворится в море окончательно, т.е. исчезнет из набора моделируемых частиц.

Для воспроизведения движения и перемешивания частиц речного плума используются следующие уравнения и параметризации. На каждом шаге модель получает необходимые входные параметры, включающие в себя объем речного стока, поле ветра и поле фоновых прибрежных течений. Далее для каждой отдельной частицы речного плума вычисляется совокупное действие следующих сил: силы Кориолиса, силы градиента давления, напряжения трения ветра, трения на нижней границе плума и латерального трения (рис. 2.17). На основе полученного баланса сил вычисляются компоненты скорости ( $u, v$ ) и ускорения ( $a_x, a_y$ ) для каждой частицы с учетом ее скорости и ускорения частиц, рассчитанным на предыдущем шаге моделирования.

$$\begin{aligned}
 a_x^{i+1} = & f v^i + \frac{\tau_x^i}{\rho^i h^i} - \frac{\mu_v^i}{h^i} \frac{u^i - u_{sea}^i}{h^i} + \\
 & \frac{\mu_h}{h^i} \left( \frac{(u_{x+\Delta x, y}^i - u^i) - (u^i - u_{x-\Delta x, y}^i)}{\Delta x} + \frac{(u_{x, y+\Delta y}^i - u^i) - (u^i - u_{x, y-\Delta y}^i)}{\Delta y} \right) \\
 & - g \frac{h_{x+\Delta x, y}^i \rho_{x+\Delta x, y}^i (\rho_{sea} - \rho_{x+\Delta x, y}^i) - h_{x-\Delta x, y}^i \rho_{x-\Delta x, y}^i (\rho_{sea} - \rho_{x-\Delta x, y}^i)}{2 \Delta x \rho_{sea} \rho_{x, y}^i}, \\
 a_y^{i+1} = & -f u^i + \frac{\tau_y^i}{\rho^i h^i} - \frac{\mu_v^i}{h^i} \frac{v^i - v_{sea}^i}{h^i} + \\
 & \frac{\mu_h}{h^i} \left( \frac{(v_{x+\Delta x, y}^i - v^i) - (v^i - v_{x-\Delta x, y}^i)}{\Delta x} + \frac{(v_{x, y+\Delta y}^i - v^i) - (v^i - v_{x, y-\Delta y}^i)}{\Delta y} \right) \\
 & - g \frac{h_{x, y+\Delta y}^i \rho_{x, y+\Delta y}^i (\rho_{sea} - \rho_{x, y+\Delta y}^i) - h_{x, y-\Delta y}^i \rho_{x, y-\Delta y}^i (\rho_{sea} - \rho_{x, y-\Delta y}^i)}{2 \Delta y \rho_{sea} \rho_{x, y}^i},
 \end{aligned}$$

где  $(u_{x, y}, v_{x, y})$  – интерполированные значения компонент скорости в узле сетки  $(x, y)$ ;  $f$  – параметр Кориолиса;  $(\tau_x, \tau_y)$  – компоненты напряжения трения ветра;  $\rho$  – плотность воды в частице;  $h$  – толщина частицы;  $\rho_{x, y}$  – интерполированное значение плотности плума в узле сетки  $(x, y)$ ;  $h_{x, y}$  – интерполированное значение толщины плума в узле сетки  $(x, y)$ ;  $\mu_h$  и  $\mu_v$  – горизонтальный и вертикальный коэффициенты турбулентной вязкости;  $\Delta x$  и  $\Delta y$  – горизонтальные масштабы динамической интерполяционной сетки;  $(u_{sea}, v_{sea})$  – компоненты скорости фонового морского течения;  $\rho_{sea}$  – фоновая плотность моря;  $g$  – ускорение свободного падения. Верхние индексы



**Рис. 2.17.** Схема сил, действующих на индивидуальную частицу плюма в лагранжевой модели STRiPE

обозначают номер шага по времени. В данных уравнениях первые слагаемые в правой части обозначают ускорение, вызванное силой Кориолиса, вторые – ветровое воздействие, третьи и четвертые – трение на нижней и боковых границах частицы, соответственно, пятые – ускорение, вызванное градиентом давления. После вычисления компонентов ускорения ( $a_x, a_y$ ) на основе уравнений движения компоненты скорости индивидуальной частицы ( $u, v$ ) за временной отрезок  $(t, t + \Delta t)$  рассчитываются исходя из кинематических формул:

$$u^{i+1} = u^i + a_x^{i+1} \Delta t, v^{i+1} = v^i + a_y^{i+1} \Delta t,$$

где  $\Delta t$  – величина временного шага.

Для воспроизведения горизонтального мелкомасштабного турбулентного перемешивания указанные выше детерминированные расчеты дополнялись схемой случайных блужданий, задаваемой улучшенным методом Монте-Карло [Visser, 1997; Ross and Sharples, 2004], который воспроизводит свойства пространственно неоднородного турбулентного перемешивания:

$$x^{i+1} = x^i + u^{i+1} \Delta t - \frac{a_x^{i+1} \Delta t^2}{2} + \sqrt{\frac{2}{3} D_h^i \left( x^i + \frac{D_h^i(x^i + \Delta x, y^i) - D_h^i(x^i - \Delta x, y^i)}{4 \Delta x} \Delta t, y^i \right) \Delta t} \eta_x,$$

$$y^{i+1} = y^i + v^{i+1} \Delta t - \frac{a_y^{i+1} \Delta t^2}{2} + \sqrt{\frac{2}{3} D_h^i \left( x^i, y^i + \frac{D_h^i(x^i, y^i + \Delta y) - D_h^i(x^i, y^i - \Delta y)}{4 \Delta y} \Delta t \right) \Delta t} \eta_y,$$

где  $D_h(x, y)$  – коэффициент горизонтальной диффузии в точке  $(x, y)$ , рассчитываемой с помощью экстраполяции;  $\eta_x$  и  $\eta_y$  – независимые случайные ряды со стандартным нормальным распределением (нулевое среднее и единичная дисперсия), рассчитываемые с помощью генератора случайных чисел. Две независимые стандартные нормальные случайные величины  $\eta_x$  и  $\eta_y$  вычисляются с помощью генератора псевдослучайных чисел следующим образом. Генератор псевдослучайных чисел реализует случайную функцию  $f(x)$ , имеющую равномерное распределение на отрезке  $[a, b]$ . Тогда случайная величина  $r = (f(x) - a)/(b - a)$  имеет равномерное распределение на отрезке  $[0, 1]$ . Имея две независимые случайные величины  $r_1$  и  $r_2$ , полученные вышеописанным образом, вычисляются функции

$$\eta_1 = \sqrt{-2 \cdot \log(r_1)} \cdot \sin 2\pi r_2, \eta_2 = \sqrt{-2 \cdot \log(r_1)} \cdot \cos 2\pi r_2,$$

которые являются искомыми независимыми случайными величинами со стандартным нормальным распределением.

Коэффициент горизонтальной диффузии  $D_h$ , использовавшийся выше, рассчитывается с помощью формулы Смагоринского [Smagorinsky, 1963]:

$$D_h^i = \zeta_h \Delta x \Delta y \sqrt{\left( \frac{u_{x+\Delta x, y}^i - u_{x-\Delta x, y}^i}{\Delta x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left( \frac{v_{x+\Delta x, y}^i - v_{x-\Delta x, y}^i}{\Delta x} + \frac{u_{x, y+\Delta y}^i - u_{x, y-\Delta y}^i}{\Delta y} \right)^2 + \left( \frac{v_{x, y+\Delta y}^i - v_{x, y-\Delta y}^i}{\Delta y} \right)^2},$$

где  $\zeta_h$  – безразмерный масштабирующий коэффициент.

Перемешивание речного плюма с нижележащими морскими водами описывается с помощью уравнения диффузии солёности в предположении о линейной зависимости плотности от солёности:

$$\rho^{i+1} = \rho^i + \frac{D_v^i}{h_t} \frac{\rho_{sea} - \rho^i}{h^i} \Delta t,$$

где  $D_v$  – коэффициент вертикальной диффузии,  $h_t$  – вертикальный масштаб турбулентности. По мере того как пресная вода в плюме постепенно перемешивается и замещается морской водой, толщина частицы уменьшается согласно уравнению:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{D_v}{h_t}.$$

Отношение коэффициента вертикальной диффузии и вертикального масштаба турбулентности, используемое выше, рассчитывается с помощью параметризации, основанной на числе Ричардсона [Large et al., 1994]:

$$\frac{D_v^i}{h_t} = 2 \cdot 10^{-5} \zeta_v \left(1 - \min(1, Ri^i)^2\right)^3,$$

где  $Ri^i = \frac{N^i{}^2}{S^i{}^2}$  – число Ричардсона,  $N^i = \sqrt{\frac{g}{\rho^i} \frac{\rho_{sea} - \rho^i}{h^i}}$  – частота плавучести Вайсяля-Брента,  $S^i = \frac{\sqrt{(u^i - u_{sea}^i)^2 + (v^i - v_{sea}^i)^2}}{h^i}$  – вертикальный сдвиг скорости,  $\zeta_v$  – безразмерный масштабирующий

коэффициент. Граничные условия задаются как отсутствие потока через линию берега: когда частица достигает берега, компонента ее скорости, перпендикулярная линии берега, исчезает, а ее вдольбереговая компонента скорости остается неизменной.

Для моделирования процессов, происходящих как в речных плюмах, так и в окружающем море, например, процессов переноса, оседания и диссипации взвешенных и растворенных веществ речного происхождения в прибрежной зоне моря целесообразно использовать комбинацию модели STRiPE и эйлеровой модели океана. В этом случае эйлерова модель воспроизводит фоновую циркуляцию моря с относительно низким пространственно-временным разрешением. Получаемые поля скоростей поступают в модель STRiPE, которая воспроизводит распространение плюма с высоким пространственно-временным разрешением. Этот подход позволяет, с одной стороны, избежать существенных временных затрат как на этапе моделирования относительно крупномасштабной циркуляции моря, так и на этапе расчетов мелкомасштабной динамики речного плюма, а с другой стороны, правильно воспроизводит взаимодействие между плюмом и окружающим морем. Также подобный подход позволяет варьировать пространственно-временное разрешение модели в зависимости от скорости протекания и характерной изменчивости воспроизводимых процессов в речном плюме и в окружающем море.

В рамках комплексной модели, сочетающей модель STRiPE и эйлерову модель циркуляции окружающего моря, был разработан модуль переноса и оседания частиц взвешенных веществ, поступающих в море с речным стоком. Горизонтальное и вертикальное перемещение частиц взвеси рассчитывалось как сумма детерминистической компоненты, зависящей от движения окружающей воды и оседания частицы под воздействием силы тяжести, и стохастической схемы случайного блуждания, воспроизводящей воздействие мелкомасштабного турбулентного перемешивания. Частицы взвеси изначально выпускаются из устья реки, после чего их горизонтальный перенос задается внутренней динамикой несущего речного плюма, воспроизводимой моделью STRiPE. Если принять предположение о сильном перемешивании речной воды до ее впадения в море, то частицы взвеси должны иметь равномерное распределение по всей толще водного столба поступающей в море речной воды. Исходная концентрация и гранулометрическое распределение частиц взвеси в речной воде задается на основе результатов натурных измерений. Начальная концентрация частиц взвеси в речной воде также может быть рассчитана на основе данных об объеме речного стока с помощью следующей формулы [Nash, 1994]:

$$C = aQ^b,$$

где  $C$  – концентрация взвеси в речной воде,  $Q$  – объем речного стока,  $a$  и  $b$  – масштабирующие коэффициенты. В процессе своего движения частица тонет внутри плюма до тех пор, пока она

не достигнет зоны смешения, разделяющей плюм и нижележащие морские воды. После того как частица опустится ниже этой зоны, ее горизонтальное движение определяется фоновой морской циркуляцией, для воспроизведения которой используется эйлерова модель.

Вертикальное движение частиц взвеси, вызванное притяжением Земли, описывается уравнением Стокса [Stokes, 1851]:

$$w_s = \frac{gd^2(\rho_s - \rho_w)}{18\mu\rho_w},$$

где  $w_s$  – скорость оседания частицы,  $d$  – диаметр частицы взвеси,  $\rho_s$  – плотность частицы взвеси,  $\rho_w$  – плотность воды,  $\mu$  – динамическая вязкость воды. Общий вертикальный сдвиг частицы, вызванный погружением под воздействием силы тяжести, вертикальной компонентой циркуляции окружающей воды и турбулентным перемешиванием, параметризуется с помощью уравнения, которое воспроизводит свойства пространственно неоднородного турбулентного перемешивания:

$$\Delta z = \left( w_s + u_s + \frac{\partial D_v}{\partial z} \right) \Delta t + \sqrt{\frac{2}{3} D_v \left( z + \frac{1}{2} \frac{\partial D_v}{\partial z} \Delta t \right)} \Delta t \eta,$$

где  $\Delta z$  – вертикальное смещение частицы,  $u_s$  – вертикальная скорость окружающей воды,  $\eta$  – случайный процесс со стандартным нормальным распределением (нулевое среднее и единичная дисперсия), полученный с помощью генератора случайных чисел.

Также в рамках комплексной модели был создан модуль переноса консервативных растворенных веществ, поступающих в море с материковым стоком. Изменение концентраций моделируемых веществ в элементарной частице плюма рассчитывается на основе трехмерного уравнения баланса веществ, воспроизводящего горизонтальный обмен между частицами и вертикальный обмен с нижележащими морскими водами:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = D_v \frac{\partial S}{\partial z} + D_h \left( \frac{\partial S}{\partial x} + \frac{\partial S}{\partial y} \right),$$

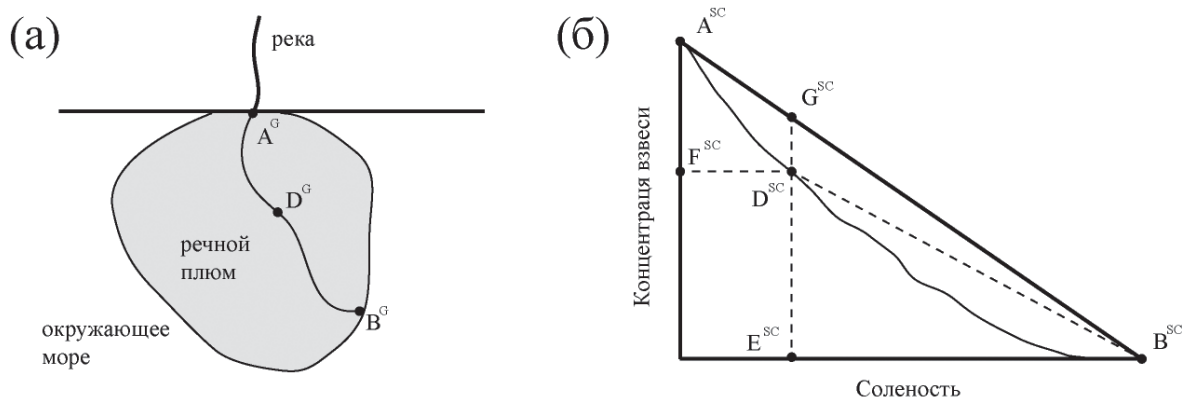
где  $S$  – концентрация растворенного вещества в рассматриваемой элементарной частице плюма. Концентрация растворенного вещества внутри элементарной частицы плюма предполагается однородной. Таким образом, распределение концентрации загрязняющих веществ в прибрежной зоне моря, находящейся под воздействием материкового стока, зависит как от распространения речной воды, так и от скорости диссипации речного плюма в окружающем море и градиента концентраций загрязняющих веществ на границе между плюмом и окружающим морем. Как и в случае с модулем переноса взвешенных веществ, исходная концентрация растворенных веществ в речной воде задается на основе натурных измерений.

Модель STRiPE успешно применялась как для исследования общих закономерностей динамики и изменчивости малых речных плюмов [Osadchiev and Zavialov, 2013; Osadchiev, 2015a, b], так и для проведения региональных исследований малых речных плюмов и оценки их влияния на перенос взвешенных и растворенных веществ речного происхождения в прибрежных зонах российского побережья Черного моря [Osadchiev and Korshenko, 2017] и острова Тайвань [Korotenko et al., 2014; Osadchiev et al., 2016a]. Результаты использования численной модели STRiPE для исследования малых речных плюмов подробно описаны в разделах 2.6, 3.4 и 3.7.

## 2.4. Восстановление интенсивности турбулентного перемешивания по натурным измерениям солёности и концентрации взвеси в речных плюмах

Интенсивность турбулентного перемешивания – важная характеристика, определяющая структуру речного плюма. Прямые измерения интенсивности турбулентного перемешивания сложны и дорогостоящи, в связи с чем был разработан косвенный метод восстановления интенсивности турбулентного перемешивания по стандартным натурным измерениям солёности и концентрации взвеси в речных плюмах [Osadchiev et al., 2016b]. Этот метод является развитием ранее опубликованных работ [Завьялов и др., 2015a; Zavialov et al., 2018]. В рамках лагранжева подхода речной плюм рассматривается как набор частиц, которые поступают в море из речного устья, перемешиваются с солёными морскими водами в процессе своего движения и в конце концов диссипируют. Значения поверхностной солёности и концентрации взвеси в подобной частице несут в себе информацию, во-первых, о ее турбулентном перемешивании с нижележащими морскими водами и, во-вторых, об оседании взвеси, переносимой этой частицей, под воздействием силы тяжести с момента вытекания частицы из речного устья до момента измерения. В данном методе предполагается, что материковый сток является единственным источником взвешенных веществ, в частности, не учитываются процессы абразии берега и взмучивания донных осадков, а также предполагается, что концентрация взвеси в окружающем море однородна и существенно ниже, чем в речных водах.

Движение лагранжевой частицы в поверхностном слое моря рассматривается одновременно в двух системах координат: географической (широта и долгота) и  $S$ - $C$  (солёность и концентрация взвеси) (рис. 2.18). Траектория любой лагранжевой частицы начинается в устье реки, и ее солёность и концентрация взвеси в начальной точке равны соответствующим параметрам речной воды ( $S_{rw}$ ,  $C_{rw}$ ). Попадая в море, частица постепенно перемешивается с нижележащими морскими водами, что приводит к увеличению солёности и уменьшению концентрации взвеси вплоть до значений, характерных для морской воды ( $S_{sw}$ ,  $C_{sw}$ ). Таким образом, траектория любой частицы в  $S$ - $C$ -координатах начинается в точке  $A^{SC}$  и заканчивается в точке  $B^{SC}$  (см. рис. 2.18б). Изменение солёности и концентрации взвеси у частицы описывается уравнениями



**Рис. 2.18.** Речной плюм и траектория отдельной частицы от момента вытекания из устья до момента диссипации в море в географических (а) и  $S$ - $C$  (б) координатах

$$S(t) = S_{rw} + \int_0^t u_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau,$$

$$C(t) = C_{rw} - \int_0^t w_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau - \int_0^t w_{GS}(x(\tau), y(\tau)) d\tau,$$

где  $u_{TM}$  – скорость роста солёности из-за турбулентного перемешивания,  $w_{TM}$  – скорость снижения концентрации взвеси из-за турбулентного перемешивания,  $w_{GS}$  – скорость снижения концентрации взвеси из-за оседания,  $x(t)$  и  $y(t)$  – координаты траектории частицы.

В случае отсутствия гравитационного оседания взвеси, т.е. когда  $\int_0^t w_{GS}(x(t), y(t)) dt = 0$ , солёность и концентрация взвеси определяются значениями  $u_{TM}$  и  $w_{TM}$ , которые описывают перемешивание вод речного плюма с солёными морскими водами. Траектория частицы в  $S$ - $C$ -координатах в этом случае совпадает с линией  $A^{SC}B^{SC}$ , поэтому

$$\frac{C_{rw} - C(t)}{C_{rw} - C_{sw}} = \frac{S(t) - S_{rw}}{S_{sw} - S_{rw}} \rightarrow$$

$$\frac{\int_0^t w_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau}{C_{rw} - C_{sw}} = \frac{\int_0^t u_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau}{S_{sw} - S_{rw}} \rightarrow$$

$$\frac{S_{sw} - S_{rw}}{C_{rw} - C_{sw}} \int_0^t w_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau = \int_0^t u_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau \rightarrow$$

$$\frac{S_{sw} - S_{rw}}{C_{rw} - C_{sw}} w_{TM}(x(t), y(t)) = u_{TM}(x(t), y(t)).$$

Поэтому если  $w_{GS} = 0$ , то концентрация взвеси зависит от солёности как

$$\tilde{C}(t) = C_{rw} - \frac{(S(t) - S_{rw})(C_{rw} - C_{sw})}{S_{sw} - S_{rw}}.$$

Если  $w_{GS} \neq 0$ , то оседание взвеси вызывает более быстрое уменьшение ее концентрации, и траектория частицы отклоняется вниз от линии  $A^{SC}B^{SC}$ . В этом случае:

$$S(t) = S_{rw} + \frac{S_{sw} - S_{rw}}{C_{rw} - C_{sw}} \int_0^t w_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau,$$

$$C(t) = C_{rw} - \int_0^t w_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau - \int_0^t w_{GS}(x(\tau), y(\tau)) d\tau'$$

И В СВЯЗИ С ЭТИМ

$$\begin{aligned}
C(t) &= C_{rw} - \frac{(S(t) - S_{rw})(C_{rw} - C_{sw})}{S_{sw} - S_{rw}} - \int_0^t w_{GS}(x(\tau), y(\tau)) d\tau = \\
&= \tilde{C}(t) - \int_0^t w_{GS}(x(\tau), y(\tau)) d\tau.
\end{aligned}$$

На основе измерений поверхностной солености и концентрации взвеси в речном плюме и окружающем море можно получить распределения  $S(x, y)$ ,  $C(x, y)$  и  $\tilde{C}(x, y)$  для любой точки  $(x, y)$  исследуемого региона. Таким образом, получается соответствие между точками в географической и  $S$ - $C$ -системах координат. Далее рассматривается лагранжево движение частицы  $S(t) = S(x(t), y(t)) = S(x, y)$ ,  $C(t) = C(x(t), y(t)) = C(x, y)$ ,  $\tilde{C}(t) = \tilde{C}(x(t), y(t)) = \tilde{C}(x, y)$ , где  $t$  – время между вытеканием частицы из речного устья и моментом измерений в точке  $(x, y)$ . На основе вышеописанных уравнений можно восстановить значения

$$\begin{aligned}
\int_0^t w_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau &= C_{rw} - \tilde{C}(x(t), y(t)), \\
\int_0^t w_{GS}(x(\tau), y(\tau)) d\tau &= \tilde{C}(x(t), y(t)) - C(x(t), y(t)),
\end{aligned}$$

для любой точки  $(x, y)$  исследуемого региона. Для восстановления эйлеровых полей  $w_{TM}(x, y)$  и  $w_{GS}(x, y)$  по данным измерений  $S(x(t), y(t))$  и  $C(x(t), y(t))$  надо продифференцировать полученное уравнение:

$$\begin{cases} w_{TM}(x(t), y(t)) = -\left(\frac{\partial \tilde{C}}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial \tilde{C}}{\partial y} \frac{dy}{dt}\right), \\ w_{GS}(x(t), y(t)) = \left(\frac{\partial \tilde{C}}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial \tilde{C}}{\partial y} \frac{dy}{dt}\right) - \left(\frac{\partial C}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial C}{\partial y} \frac{dy}{dt}\right). \end{cases}$$

Для того чтобы решить это уравнение, необходимо знать  $\frac{dx}{dt}$  и  $\frac{dy}{dt}$ , т.е. эйлерово поле поверхностных скоростей в рассматриваемом регионе.

Отношение  $R = \frac{w_{GS}}{w_{TM}}$  зависит от интенсивности вертикальной турбулентности  $\zeta_v$  на нижней границе плюма, рост  $\zeta_v$  вызывает увеличение  $w_{TM}$  и уменьшение  $w_{GS}$  и отсюда – уменьшение  $R$ . Предполагая постоянство  $R$  вдоль траектории частицы:

$$S(t) = S_{rw} + \frac{S_{sw} - S_{rw}}{C_{rw} - C_{sw}} \int_0^t w_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau,$$

$$\begin{aligned}
C(t) &= C_{rw} - \int_0^t w_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau - R \int_0^t w_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau = \\
&= C_{rw} - (R + 1) \int_0^t w_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau,
\end{aligned}$$

поэтому для любой точки  $D^{SC}$  существует только одна траектория, приводящая в нее из точки  $A^{SC}$  с постоянным  $R$ , задаваемая следующим образом:

$$\begin{aligned}
\frac{C_{rw} - C(t)}{R + 1} &= \frac{(S(t) - S_{rw})(C_{rw} - C_{sw})}{S_{sw} - S_{rw}} \rightarrow \\
R &= \frac{(S_{sw} - S_{rw})(C_{rw} - C(t))}{(S(t) - S_{rw})(C_{rw} - C_{sw})} - 1.
\end{aligned}$$

Поэтому, предполагая постоянство  $R$  вдоль траектории частицы для любой точки  $(x, y)$ , можно восстановить  $R$  с помощью этой формулы, а также восстановить траекторию частицы в  $S$ - $C$ - системе координат с помощью уравнения:

$$\frac{C_{rw} - C(t)}{S(t) - S_{rw}} = \frac{(R + 1)(C_{rw} - C_{sw})}{S_{sw} - S_{rw}} = const.$$

Предположение о постоянстве значения  $R$  вдоль траектории частицы справедливо лишь при определенных условиях, а в общем случае речные плюмы характеризуются существенной пространственной изменчивостью  $\zeta_v$ . В частности интенсивное перемешивание в струйной приустьевой области плюма, вызванное инерцией речного стока, значительно уменьшается по направлению к внешним границам плюма, в результате чего  $\zeta_v$  и  $R$  существенно изменяются вдоль траектории частицы.

Траектории  $A^{SC}G^{SC}D^{SC}$  и  $A^{SC}F^{SC}D^{SC}$  соответствуют крайним случаям, когда  $R = 0$  (отсутствие турбулентного перемешивания), и  $R = \infty$  (отсутствие оседания), и тем самым максимальным и минимальным значениям  $\int_0^t w_{GS}(x(\tau), y(\tau)) d\tau$  для некоторой точки  $D^{SC}$  (см. рис. 2.18б). Поэтому, используя измеренные эйлеровы поля  $S(x, y)$  и  $C(x, y)$ , можно оценить только границы значений  $\int_0^t w_{GS}(x(\tau), y(\tau)) d\tau$  и  $\int_0^t w_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau$ , но не их точные значения. Отсюда вытекает, что более точное определение значения  $\int_0^t w_{GS}(x(\tau), y(\tau)) d\tau$  и  $\int_0^t w_{TM}(x(\tau), y(\tau)) d\tau$  для всей рассматриваемой области требует использования дополнительных данных о траекториях частиц плюма. Эта информация может быть получена при рассмотрении движения частиц в некоторой малой окрестности следующим образом.

Предполагая непрерывность по времени концентраций солености и взвеси, можно считать, что речной плюм квазистационарен на определенном временном масштабе, т.е. лагранжевы частицы двигаются, а эйлеровы распределения  $S(x, y)$  и  $C(x, y)$  изменяются медленно и могут рассматриваться постоянными в течение некоторого малого промежутка времени  $\Delta t$ . В этом случае любая лагранжева частица  $K$  за этот период времени переходит в некоторую другую частицу, находящуюся в окрестности радиуса  $r = v_{max} \Delta t$ , где  $v_{max}$  максимально возможная скорость частицы. Эту малую окрестность  $L^G$  частицы  $K^G$  можно рассматривать в географиче-

ских координатах и ее образ  $L^{SC}$  в  $S$ - $C$ -координатах (рис. 2.19). Поэтому вся траектория  $K(\tau)$  в течение периода  $[t - \Delta t/2, t + \Delta t/2]$  в  $S$ - $C$ -координатах совпадает с некоторой траекторией  $L^{SC}$  соответствующей  $L^G$  в момент времени  $\tau = t$ .

Как было обсуждено выше,  $\zeta_v$  неоднородно в речном плюме. Однако в силу непрерывности поля вертикальной турбулентности можно предполагать, что  $\zeta_v$  одинаково в некоторой малой окрестности частицы  $K$ , поэтому  $R$  постоянно для всех траекторий внутри окрестности  $L^G$ . Таким образом,

$$R = \frac{w_{GS}(x(t), y(t))}{w_{TM}(x(t), y(t))} = \frac{\frac{\partial C}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial C}{\partial y} \frac{dy}{dt}}{\frac{\partial \tilde{C}}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial \tilde{C}}{\partial y} \frac{dy}{dt}} - 1 = \frac{\frac{\partial C}{\partial x} \left( \frac{dx}{dt} / \frac{dy}{dt} \right) + \frac{\partial C}{\partial y}}{\frac{\partial \tilde{C}}{\partial x} \left( \frac{dx}{dt} / \frac{dy}{dt} \right) + \frac{\partial \tilde{C}}{\partial y}} - 1.$$

Если также предположить, что  $\frac{dx}{dt} / \frac{dy}{dt} = T$  постоянно в  $L^{SC}$ , т.е. направление скорости постоянно для всех частиц в  $L^G$ , тогда

$$R = \frac{T \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial C}{\partial y}}{T \frac{\partial \tilde{C}}{\partial x} + \frac{\partial \tilde{C}}{\partial y}} - 1.$$

Варьируя значение  $T$  от  $-\infty$  до  $+\infty$  для всех точек  $(x, y)$  из  $L^G$ , можно вычислить значения  $R(x, y)$  с помощью этой формулы. Если полученные границы значений  $R(x, y)$  велики для точек из  $L^G$ , то выбранный радиус  $r$  слишком велик для предположения об однородности  $S$ ,  $C$  и  $\zeta_v$  в  $L$ . В этом случае уменьшается радиус  $r$ , пока разброс значений  $R(x, y)$  не станет маленьким, т.е. параллельные траектории частиц в  $L^G$  (в силу предположения о постоянном направлении скорости) будут соответствовать «параллельным» (с одинаковым значением  $R$ ) траекториям частиц в  $L^{SM}$  (в силу предположения о постоянном значении турбулентного перемешивания). Получив значение  $T$ , можно восстановить локальную траекторию  $K$  и вычислить  $R = \frac{w_{GS}(x(t), y(t))}{w_{TM}(x(t), y(t))}$ .

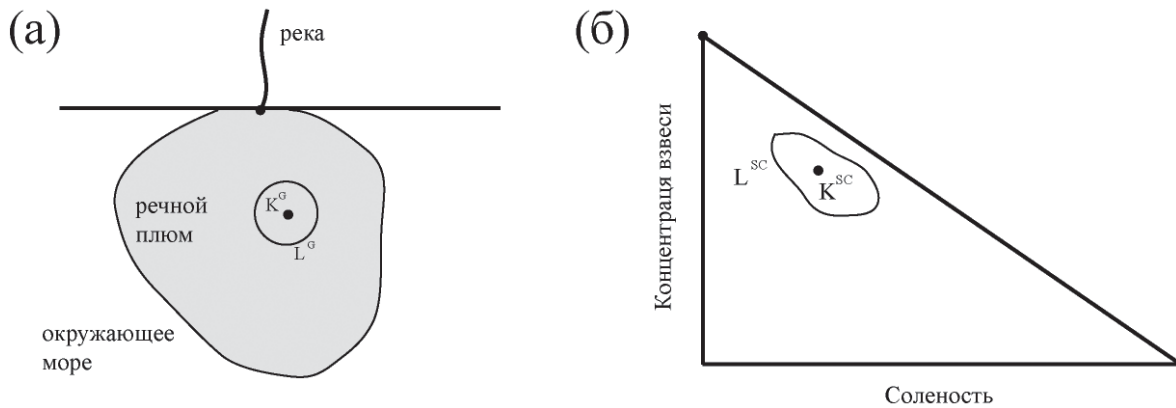


Рис. 2.19. Малая окрестность частицы речного плума в географических (а) и  $S$ - $C$  (б) координатах

Вычисляя локальные траектории для всех точек приустьевой области, находящейся под воздействием речного плума, можно восстановить линии тока внутри плума. Полученное распределение  $R$  соответствует относительному распределению  $1/\xi_v$ .

Этот метод был применен для расчета переноса и оседания аллохтонной взвеси на северо-восточном шельфе Черного моря в приустьевых зонах малых рек. Он требует использования данных высокого пространственного разрешения по солености и концентрации взвеси в поверхностном слое моря, для того чтобы воспроизвести малые окрестности однородных эйлеровых полей ( $S, C, \xi_v$ ). Поверхностные распределения солености и концентрации взвеси рассчитывались на основе данных высокоразрешающего зондирования (50–100 м) с использованием проточной системы, оборудованной CTD-зондом, и флуоресцентным ультрафиолетовым лидаром, описанным в разделе 2.1. Пример распределения солености и взвеси в приустьевой зоне реки Мзымты 27 мая 2015 года представлен на [рис. 2.20](#).

На основе высокоразрешающих данных о значениях солености и концентрации взвеси в поверхностном слое были восстановлены линии тока и распределения параметра  $R$ , обратно пропорционального вертикальной турбулентности  $\xi_v$  для приустьевых зон малых рек северо-восточной части Черного моря. Рассчитанные значения параметра  $R$  для плума реки Мзымты показывают, что исследуемый плум характеризуется пониженными значениями  $R$  в приустьевой зоне, где влияние инерции поступающего речного стока на динамику плума превышает влияние плавучести ([рис. 2.21](#)). Далее значение  $\xi_v$  уменьшается по направлению от устья к границе речного плума. Кроме того, значения  $R$  понижены на фронтах между речным плумом и окружающим морем.

## 2.5. Восстановление поверхностных течений по спутниковым изображениям речных плумов

Поверхностные течения входят в число ключевых характеристик океана, необходимых для изучения различных океанических процессов. Морские течения, как правило, очень неоднородны и характеризуются значительной пространственно-временной изменчивостью. Таким образом, точные измерения поверхностных течений с высоким пространственным разрешением входят в число важнейших задач океанологии. Натурные измерения поверхностных течений заякоренными станциями и дрейфующими буями, а также наземными высокочастотными радарными обеспечивают высокое пространственное разрешение и высокую точность собираемых данных, однако являются дорогостоящими и, как правило, имеют очень ограниченное региональное покрытие. Спутниковые наблюдения, напротив, обеспечивают глобальный охват поверхности океана, однако существующие косвенные методы восстановления поверхностных течений по спутниковым данным имеют много ограничений из-за точности, пространственного и временного разрешения, зависимости от погодных условий. Тем не менее, спутниковые методы восстановления поверхностных течений в значительной степени улучшают данные о течениях, получаемые посредством натурных измерений и численного моделирования. Таким образом, разработка новых методов восстановления поверхностных течений является важной прикладной задачей дистанционного зондирования Земли.

Большое количество предыдущих исследований было посвящено восстановлению поверхностных течений по последовательным спутниковым изображениям с помощью алгоритмов распознавания движения, в частности метода максимальной кросс-корреляции [Emery et al.,

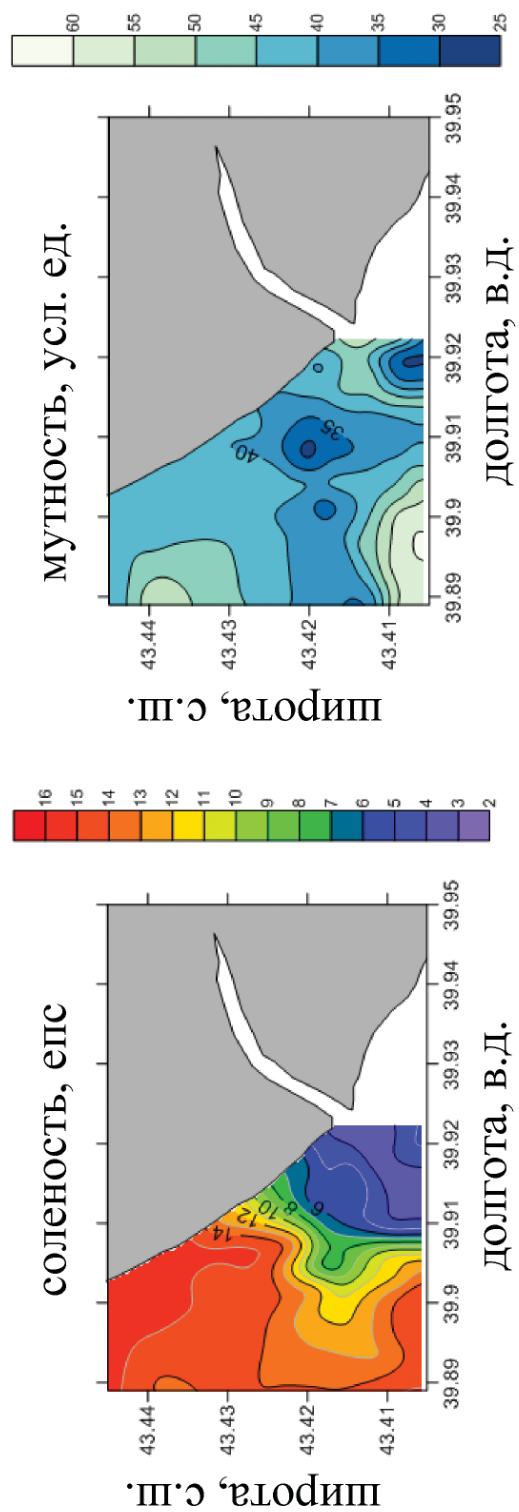
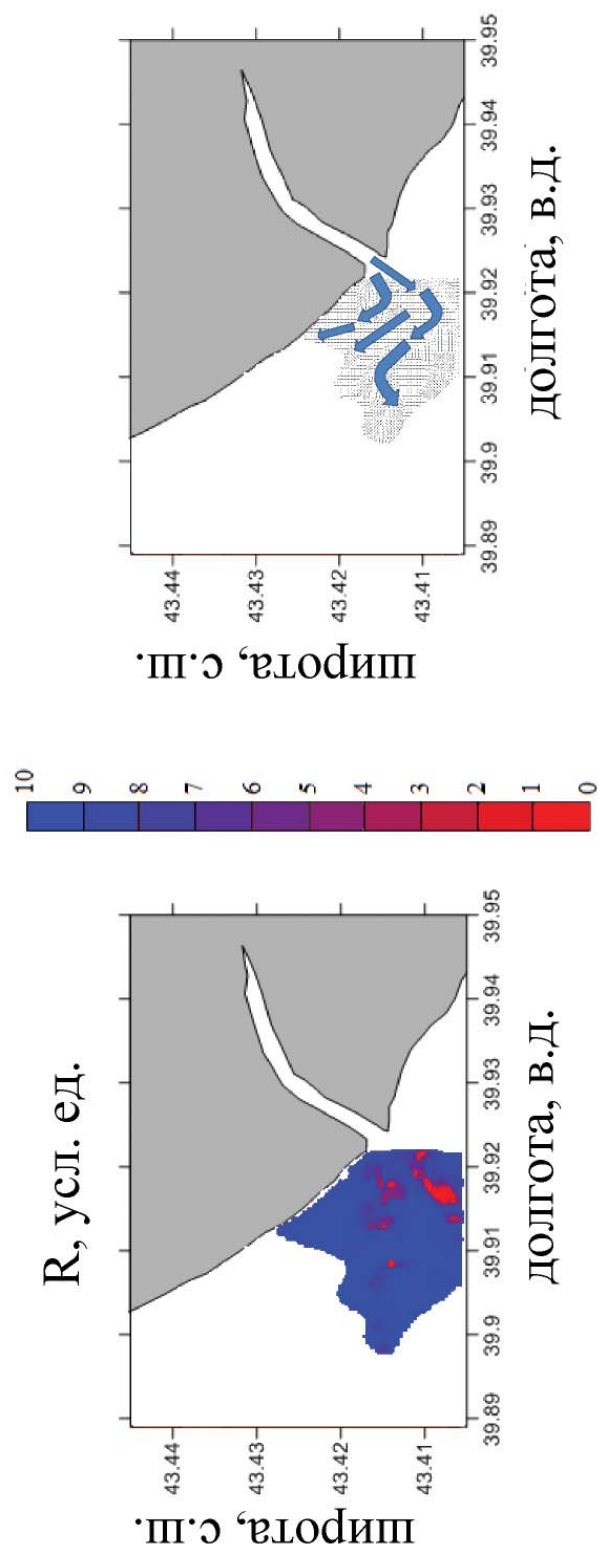


Рис. 2.20. Распределение поверхностной солёности (слева) и взвеси (справа) 27 мая 2015 года в приустьевой зоне реки Мзымты



**Рис. 2.21.** Распределение параметра  $R$  (слева) и общая схема адвекции взвеси на основе восстановленных направлений направлений поверхностных течений (справа) 27 мая 2015 года в приустьевой зоне реки Мзымты

1986, 1992; Bannehr et al., 1996; Domingues et al., 2000; Zavialov et al., 2002; Bowen et al., 2002; Afanasyev et al., 2002; Matthews and Emery, 2009; Mercatini et al., 2010] и алгоритмов оптического потока [Bannehr et al., 1996; Sun et al., 2016]. Временные интервалы между обрабатываемыми спутниковыми снимками в этих работах были порядка единиц дней, в результате чего эти методы имеют невысокую точность и ограниченную применимость. В частности, это приводило к низкой эффективности восстановления поверхностных течений, связанных с быстрым движением мезомасштабных океанических структур, в том числе речных плумов [Marcello et al., 2008; Chen, 2011]. В последние несколько лет в ряде исследований использовались изображения, полученные геостационарным спутником Geostationary Ocean Color Imager (GOCI), который имеет дискретность измерений порядка часов, однако при этом имеет низкое пространственное разрешение (500 м) [Yang et al., 2014, 2015; Sun et al., 2016; Hu et al., 2016]. Геостационарные спутники также имеют ограниченное пространственное покрытие и не могут быть использованы для восстановления поверхностных течений в умеренных и полярных широтах.

В связи с вышеизложенным был разработан новый подход к восстановлению циркуляции в поверхностном слое моря на основе анализа спутниковых снимков, сделанных с небольшим временным интервалом (порядка минут и часов) [Osadchiv and Sedakov, 2019a]. Поля скоростей в поверхностном слое моря восстанавливались с помощью методов компьютерного зрения, а именно – алгоритмов оптического потока. Детектирование движения с помощью алгоритмов оптического потока является одной из старейших областей компьютерного зрения и активно развивается в течение последних десятилетий [Baker et al., 2011; Fortun et al., 2015]. В последние несколько лет алгоритмы оптического потока применялись к спутниковым изображениям в различных областях наук о Земле, в том числе для восстановления циркуляции моря [Sun et al., 2016], дрейфа морского льда [Petrou and Tian, 2017], движения облаков [Wu et al., 2016] и ледников [Altena and Kaab, 2017; Lenzano et al., 2018]. Тем не менее, число подобных публикаций по-прежнему невелико, несмотря на огромный потенциал алгоритмов оптического потока в восстановлении векторных полей движения.

Основной принцип алгоритмов оптического потока, используемый для вычисления движения по двум последовательным изображениям (кадрам), заключается в следующем. Предполагается что некоторое свойство интенсивности сигнала  $I$  (например, спектральная яркость) является консервативным для каждой точки  $\vec{x}$  (т.е. пикселя) обоих кадров, в результате чего выполняется равенство  $I(\vec{x}, t) = I(\vec{x} + \Delta\vec{x}, t + \Delta t)$ . Линеаризация интенсивности второго кадра относительно интенсивности первого кадра дает уравнение связи в следующей форме:

$$\nabla I(\vec{x}, t) \cdot \vec{u} + I_t(\vec{x}, t) = 0,$$

где  $\nabla I = (I_x, I_y)$  – пространственные частные производные интенсивности,  $\vec{u} = d\vec{x}/dt$  – скорость,  $I_t$  – временная производная интенсивности. Производные  $\nabla I$  и  $I_t$  в данном уравнении непосредственно вычисляются по данным двух изображений, в то время как двумерное поле скоростей  $\vec{u}$  неизвестно. В связи с этим для решения уравнения требуется задание дополнительного уравнения связи. Для этого предполагается, что смещение  $\Delta\vec{x}$  постоянно в некоторой малой окрестности, т.е. ищется смещение, которое минимизирует функцию ошибки

$$E(\vec{x}) = \sum_{\vec{x}} g(\vec{x}) (\nabla I(\vec{x}, t) \cdot \vec{u} + I_t(\vec{x}, t))^2,$$

где  $g(\vec{x})$  – некоторая весовая функция. Таким образом, минимизация  $E(\vec{x})$  по отношению к  $\vec{u}$  создает дополнительные условия для уравнения связи на градиент. Получающееся в ре-

зультате решения этой системы уравнений векторное поле  $\vec{u}$  является оценкой оптического потока поля скоростей. Алгоритмы оптического потока производят вычисления с градиентами интенсивности сигнала, поэтому их результаты не чувствительны к относительным изменениям поверхностной отражательной способности обрабатываемых спутниковых изображений. В результате этого алгоритмы оптического потока могут успешно применяться для детектирования движения на парах снимков, полученных разными спутниками с разными алгоритмами атмосферной коррекции, так как оба изображения находятся в одной относительной шкале интенсивности.

Было проведено сравнение качества работы трех алгоритмов оптического потока с различными весовыми функциями, а именно – алгоритмов Лукаса–Канаде [Lucas and Kanade, 1981], Хорна–Шунка [Horn and Schunck, 1981], и Фарнебака [Farneback, 2003] по восстановлению поверхностных морских течений. Анализ качества работы алгоритмов основывался, во-первых, на общем соответствии между восстановленными течениями и визуально наблюдаемыми сдвигами фронтов, во-вторых, на количестве заведомо ложных векторов течений и неразрывности полей течений. Проведенный анализ показал, что алгоритм Фарнебака более точно воспроизводит как маленькие, так и большие сдвиги и давал наиболее реалистичные оценки оптического потока для анализируемых спутниковых изображений. Этот алгоритм аппроксимирует окрестность пикселя для каждой пары кадров с помощью квадратичной полиномиальной функции, применяя полиномиальное преобразование. Таким образом, уравнение связи основывается на разложении рассматриваемого сигнала (спектральной яркости) в ряд Тейлора. В предположении малой изменчивости поля смещений этот алгоритм минимизирует квадратичную ошибку уравнения связи и вычисляет оценку оптического потока.

Пространственный масштаб движения, для восстановления которого используется алгоритм оптического потока, имеет положительную корреляцию с оптимальным размером пиксельного шага. Алгоритм, использующий малое значение пиксельного шага, более точно восстанавливает мелкомасштабное движение, но имеет более низкое качество при воспроизведении крупномасштабных движений. Поэтому размер пиксельного шага должен задаваться в соответствии с конкретными пространственными масштабами изучаемых структур на поверхности моря (фронтальные зоны речных плумов, вихри, слики), чье движение предполагает определение с помощью алгоритма оптического потока. При этом стоит учитывать множество других факторов, таких как зависимость точности, чувствительности и вычислительной эффективности от размера пиксельного шага, которые требуют детального анализа для каждого конкретного случая. При этом размер пиксельного шага естественным образом ограничен снизу пространственным разрешением обрабатываемых спутниковых изображений.

Для повышения качества вычисления поля поверхностных течений предлагается применять алгоритм оптического потока в два этапа. Вначале рассчитываются сдвиги четких фронтов посредством применения алгоритма оптического потока с большим значением пиксельного шага. После этого мелкомасштабная циркуляция внутри фронтальных зон восстанавливается алгоритмом с малым пиксельным шагом. Получившееся поле скоростей сглаживается осредняющим фильтром, использующим векторы скорости, рассчитанные на первом этапе, в качестве направляющих значений. При обработке спутниковых изображений алгоритмами оптического потока могут быть построены векторы движения, которые воспроизводят сдвиги облаков, дыма, самолетов, судов, птиц, крупных морских млекопитающих и т.д., не относящихся к циркуляции на поверхности моря. Эти векторы, как правило, имеют существенные различные характеристики движения по сравнению с векторами, описывающими поверхностные течения

в море. При анализе небольшого количества пар спутниковых снимков эти ложные векторы немногочисленны и, как правило, могут быть вручную идентифицированы и исключены из итогового поля скоростей. При анализе большого количества данных или в случае большого количества потенциальных источников ложных векторов требуется автоматическое распознавание и удаление векторов движения, не относящихся к циркуляции на поверхности моря.

Спутниковые программы Landsat 8 и Sentinel-2 обеспечивают глобальное покрытие с повторной съемкой одной и той же территории с периодом 16 дней у Landsat 8 и 5 дней у Sentinel-2. Орбитальные трассы Landsat 8 и Sentinel-2 пересекаются в большом количестве точек с небольшим временным интервалом (менее 10–15 минут). В результате этого с момента запуска программы Sentinel-2 в июне 2015 года многие регионы мира регулярно зондируются мультиспектральными камерами Multi Spectral Instrument (MSI) у Sentinel-2 и Operational Land Imager (OLI) у Landsat 8 практически в одно и то же время и со схожим углом обзора [Li and Roy, 2017]. Анализ таких пар практически одновременных изображений цвета океана с помощью численных алгоритмов распознавания объектов и регистрации их движения дает возможность восстанавливать структуру поверхностных течений в период спутниковой съемки с высокой точностью. Основной недостаток этого метода заключается в невысоком временном покрытии и его зависимости от облачности в момент спутникового зондирования. Тем не менее, этот метод может быть крайне полезен для изучения поверхностных процессов со значительной пространственно-временной изменчивостью, которые требуют мгновенных измерений поверхностных течений с высоким пространственным разрешением, а также в малодоступных регионах с плохо обеспеченными натурными измерениями.

Алгоритмы оптического потока особенно эффективны для восстановления смещения хорошо различимых на спутниковых снимках динамически активных фронтальных зон и внутренних волн, образующихся в результате формирования и распространения речных плуомов в прибрежной зоне моря (рис. 2.22). При этом восстанавливается как мелкомасштабная циркуляция внутри плуома, так и крупномасштабное движение плуома как единой водной массы относительно неподвижной линии берега. Используя вышеописанный алгоритм, были получены мгновенные распределения полей поверхностной скорости вдоль северо-восточного побережья Черного моря, в том числе в районе распространения плуома Мзымты. В качестве исходных спутниковых данных использовались последовательные пары снимков, сделанных со спутников Landsat 8 и Sentinel-2 с интервалом 2–15 минут. Четкие фронты плуома Мзымты заметно смещаются за этот период, при этом общая структура плуома остается стабильной. Анализ восстановленных полей поверхностных скоростей внутри плуома Мзымты позволил получить важную новую информацию о динамике малых речных плуомов под воздействием различных внешних условий. Полученные результаты подробно описаны в разделе 3.3.

## 2.6. Восстановление речных расходов по спутниковым изображениям речных плуомов

Речной сток является одной из важнейших компонент глобального гидрологического цикла, на долю которого приходится 10% приходной части водного баланса Мирового океана [Okі and Kanae, 2006]. Несмотря на это, в настоящий момент менее 60% континентального стока обеспечено регулярными измерениями в местах его соединения с океаном [Fekete et al., 1999, 2002]. Более того, количество гидрологических постов и доступ к данным о речном стоке постепенно



**Рис. 2.22.** Пример восстановления циркуляции в поверхностном слое моря по спутниковым снимкам Landsat 8 и Sentinel-2, сделанным с небольшим временным интервалом 12 марта 2018 года, в районе распространения плума реки Мзымты

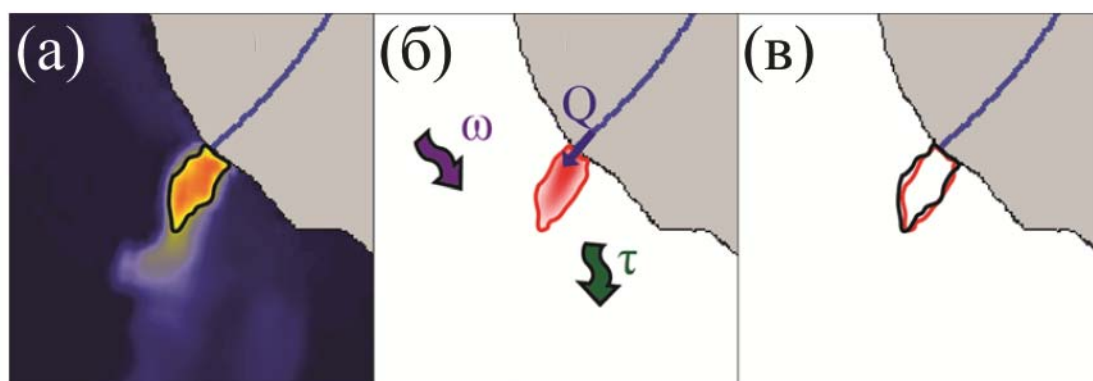
сокращаются начиная с конца 1980-х годов [Vörösmarty et al., 1999, 2001]. Регулярные натурные измерения расходов проводятся только для небольшого числа рек, как правило, крупных или протекающих через густонаселенные и легкодоступные районы. Большинство многочисленных малых рек, чьи водосборные площади не превышают 10 000 км<sup>2</sup>, не имеют каких-либо измерительных станций, хотя бассейны этих рек покрывают около 20% площади всего водосбора Мирового океана, а их суммарный вклад в глобальный континентальный сток в океан оценивается в 25% [Milliman and Syvitski, 1992; Fekete et al., 2002]. Более того, малые реки обеспечивают до 40% твердого стока в Мировой океан [Milliman et al., 1999]. Во многих прибрежных регионах и внутренних морях сток таких рек играет еще более существенную роль.

В некоторых случаях отсутствующие данные о речных расходах могут быть восполнены данными спутниковых измерений [Bjerklie et al., 2003; Syed et al., 2010]. Начиная с 1980-х годов, были разработаны несколько косвенных методов оценки объема речного стока, основанных на гидрологическом моделировании и дистанционном зондировании с помощью радиолокационных альтиметров [Papa et al., 2010; Tarpanelli et al., 2013], интерферометрических радаров с синтезированной апертурой [Smith and Pavelsky, 2008; Hirpa et al., 2013] и пассивных микроволновых радиометров [Brakenridge et al., 2012]. Косвенные методы, основанные

на дистанционном зондировании, предоставляют возможность постоянного глобального мониторинга и могут служить альтернативой трудоемким и дорогостоящим прямым измерениям речных расходов. Тем не менее, преобразование данных, собранных с помощью дистанционного зондирования, в значения речных расходов требует дополнительной атмосферной или гидрологической информации, такой как морфология речных русел, донный рельеф [Birkett et al., 2002; Alsdorf et al., 2007] или водообмен между сушей и атмосферой [Syed et al., 2009], который зачастую недоступен. Кроме того, большинство этих методов применяются только к относительно крупным рекам, в то время как мелкие реки с узкими руслами остаются, как правило, без внимания из-за ограниченного пространственного разрешения спутниковых приборов [Ducet et al., 2000; Enjolras et al., 2006] и отсутствия необходимой гидрологической информации о малых реках.

Как было описано в разделе 2.2, спутниковое дистанционное зондирование – эффективный инструмент для идентификации речных плумов в прибрежных зонах моря. Представленная в разделе 2.3 лагранжева численная модель STRiPE показала свою способность воспроизводить динамику речных плумов при низких вычислительных затратах. В связи с этим был создан новый метод восстановления объема речного расхода, основанный на форме, пространственных размерах и расположении речного плума, который сочетает лагранжево численное моделирование и анализ спутниковых данных [Osadchiev, 2015a]. На первом шаге метода используется спутниковое изображение высокого разрешения для идентификации речного плума. Пространственные характеристики плума, видимые на изображении, определяются не только текущим уровнем речного расхода, но также зависят от гидрологических характеристик моря и атмосферного воздействия. Далее верифицированная численная модель воспроизводит речной плум под воздействием различных внешних условий и идентифицирует уровень речного расхода, при котором достигается наилучшее соответствие между моделируемым и наблюдаемым плумами. Ниже приведено подробное описание разработанного метода и его численной реализации.

Общая методика расчета расхода реки представлена на рис. 2.23. На исходном спутниковом изображении приустьевой зоны выделяется область распространения речного плума. Затем при заданном ряде параметров внутренней конфигурации численной модели речного



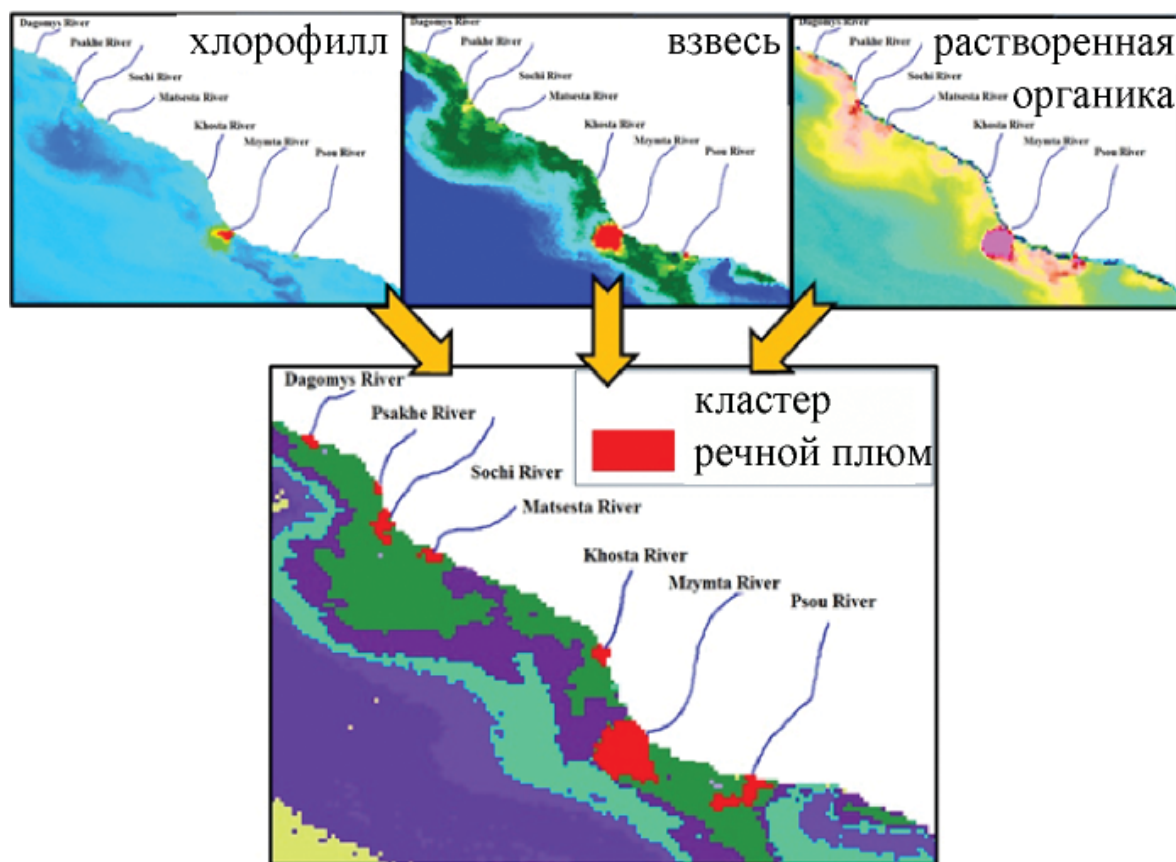
**Рис. 2.23.** Общая схема метода расчета речного стока на основе спутниковых снимков речных плумов и численного моделирования: (а) идентификация речного плума на спутниковом снимке; (б) численное моделирование речного плума, распространяющегося под воздействием заданных внешних условий; (в) сравнение моделируемого (красный контур) и наблюдаемого (черный контур) плумов

плюма (в число которых входит и расход реки) моделируется распространение речного плюма. Характеристики плюма, получившегося в результате моделирования, в первую очередь его площадь и форма, сравниваются с соответствующими характеристиками плюма, выделенного на спутниковом изображении. Варьируя параметры внутренней конфигурации численной модели, можно добиваться улучшения совпадения результатов модели со спутниковым изображением. В большинстве случаев можно подобрать параметры модели таким образом, чтобы достичь хорошего соответствия моделируемого и спутникового плюмов, после чего по этим параметрам однозначно рассчитывается расход реки. Стоит отметить, что этим методом рассчитывается осредненное значение расхода реки за небольшой период времени, предшествующий моменту, запечатленному на спутниковом снимке. Для речных плюмов характерна высокая пространственно-временная изменчивость и быстрый отклик на изменения во внешнем воздействии, в том числе и на изменения расхода реки. Поэтому, как правило, период времени, в течение которого моделируется распространение плюма и соответствующий периоду осреднения расхода реки, составляет десятки часов, что позволяет рассчитывать расход реки описываемым методом с высоким временным разрешением.

Разработанная методика расчета объема речного стока в море была реализована в виде численной модели. Для идентификации речного плюма в численной модели используются спутниковые изображения поверхностной концентрации взвеси, растворенной органики и хлорофилла «а», которые могут рассматриваться как трассеры плюма. Тем не менее, как было описано в разделе 2.2, все эти характеристики поверхности моря имеют собственную динамику, а их границы могут отличаться от границы речного плюма, определяемой по значениям солёности. Кроме того, сезонная и межгодовая изменчивость значений данных параметров не позволяет определить универсальные значения изолиний этих характеристик, ограничивающих речной плюм. Для решения этих проблем определение границ плюма на спутниковом снимке осуществлялось с помощью кластеризации приустьевой области по всем трем спутниковым характеристикам (концентрации взвеси, растворенной органики и хлорофилла «а») (рис. 2.24).

Суть второго этапа метода восстановления речного расхода заключается в многократном повторении моделирования процесса распространения речного плюма при различных значениях параметров внутренней конфигурации модели. В силу высокой пространственной изменчивости речных плюмов под воздействием колебаний внешних факторов (ветер, фоновая циркуляция, расход реки) для того, чтобы с достаточной степенью точности находить соответствие между моделируемыми и спутниковым плюмами, для каждого случая необходимо выполнять большое количество модельных запусков, варьируя с высокой дискретностью параметры модели, описывающие внешние воздействия. Это, в свою очередь, чревато существенными вычислительными затратами, что негативно влияет на применимость предлагаемого метода. Поэтому для моделирования распространения речного плюма использовалась лагранжева модель STRiPE, которая характеризуется высокой производительностью при низких вычислительных затратах, что позволяет выполнять десятки тысяч модельных запусков с различными конфигурациями модели, описывающими внешние воздействия.

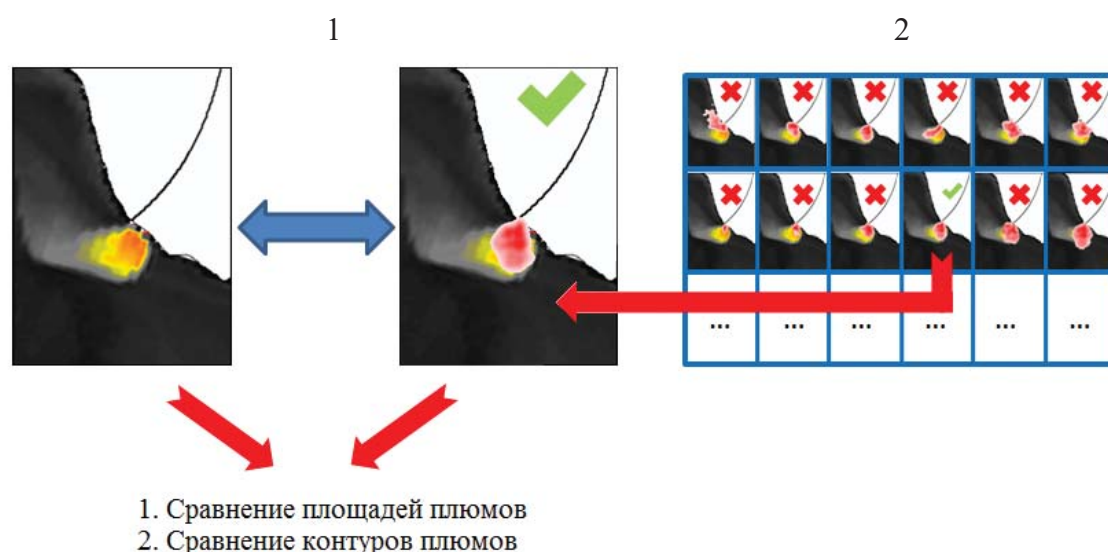
Вычислительная эффективность численной модели также была достигнута за счет быстрого поиска наилучших значений параметров модели путем организации специальной итерационной процедуры. Полученные результаты моделирования объединяются в единую базу данных. Таким образом, после первичного формирования базы данных для определенного речного плюма для каждого спутникового снимка этого плюма поиск наиболее похожего моделируемого плюма сводится к поиску в базе данных, что является относительно быстрой



**Рис. 2.24.** Кластеризация поверхности моря на основе спутниковых снимков концентраций взвеси, растворенной органики и хлорофилла «а», идентифицирующая расположение речных плумов в приустьевых зонах

операцией и не требует дополнительных модельных вычислений (рис. 2.25). Для этого была разработана процедура численного сравнения плумов и вычисления коэффициента сходства. У плумов, во-первых, сравнивались площади, а во-вторых, вычислялось скалярное произведение их контур-векторов (т.е. векторов, образующих замкнутую границу плума), что позволяло оценивать сходство контуров плумов [Osadchiev, 2015a]. После нахождения моделируемого плума в базе данных, имеющего максимальное сходство с плумом, идентифицированным на спутниковом снимке, запускается итерационная процедура, варьирующая параметры модели в малых пределах, определяемых шагом базы данных. В силу того, что при малом изменении параметров изменение динамики плума можно считать линейным (что неверно при большом изменении параметров), подобная итерационная процедура позволяет решать проблемы регуляризации поставленной задачи.

Численная модель восстановления речного стока была адаптирована для рек Мзымты и Сочи, входящих в число крупнейших российских рек, впадающих в Черное море. Для этого была, во-первых, собрана база данных высокоразрешающих спутниковых снимков, полу-

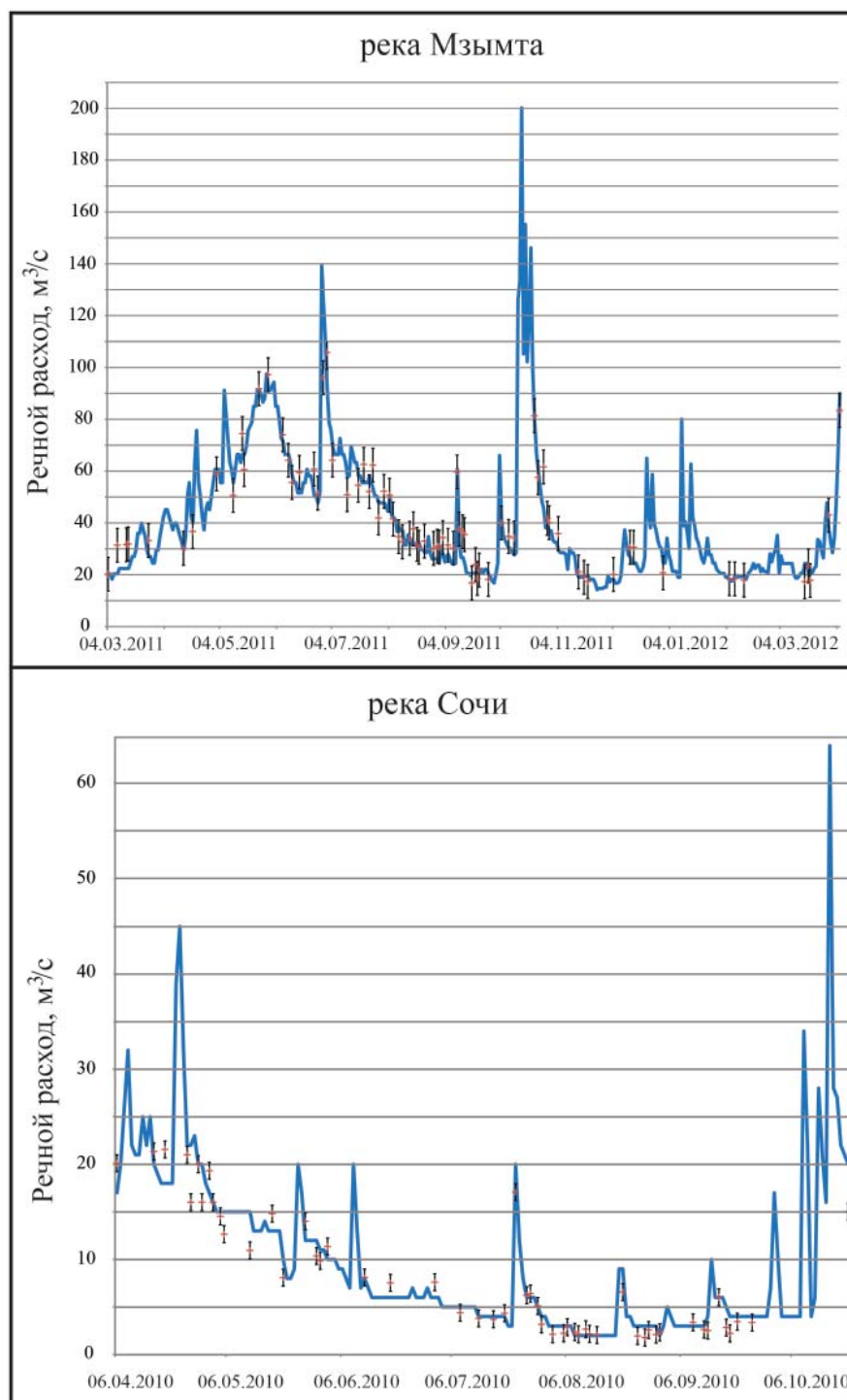


**Рис. 2.25.** Схема организации базы данных для подбора параметров моделирования плюма, максимально соответствующих исходному спутниковому изображению на основе сравнения площадей плюмов и вычисления скалярного произведения контур-векторов плюмов

ченных спутниковым сканером цвета MERIS-EnviSat, покрывающих шельфовую зону вдоль всего побережья Черного моря в 2009–2012 годах. Ввиду того, что в программе используются изображения видимого диапазона, из всех снимков приустьевых районов отбирались только те, которые были сделаны в условиях малой облачности. Это условие может существенным образом ограничивать применимость модели при попытке оценивать расходы рек, устья которых расположены в регионах с преобладающей облачной погодой. В случае плюмов Мзымты и Сочи это привело к тому, что периоды пиковых речных расходов, вызванных ливневыми осадками, не были охвачены моделью.

В результате обработки данных видимого диапазона в условиях малой облачности был построен массив изображений поверхностной концентрации взвеси с пространственным разрешением 250 метров. В результате анализа чувствительности результатов моделирования к погрешности задания начальных условий модели, количеству итерационных шагов и варьированию конфигураций возможных внешних воздействий были выработаны оптимальные границы для этих параметров, при соблюдении которых достигается высокая производительность модели с сохранением сходимости результатов.

Результаты моделирования показали хорошее соответствие с натурными данными измерения речного стока на гидрологических постах с воспроизведением с достаточной точностью как абсолютных значений, так и синоптической изменчивости речного расхода. Результаты верификации, представленные на рис. 2.26, 2.27, показали, что средняя ошибка расчета речного расхода составляет 15–20%. Сравнение производилось для периодов с апреля 2010 года по апрель 2011 года для реки Сочи (77 различных дней) и с апреля 2010 года по октябрь 2011 года для реки Мзымты (53 различных дня). Результаты верификации продемонстрировали



**Рис. 2.26.** Результаты валидации программы расчета речного стока на основе спутниковых снимков речных плумов для рек Сочи и Мзымты. Сплошные линии – данные гидропостов, точки с доверительными интервалами – расчет предложенным методом

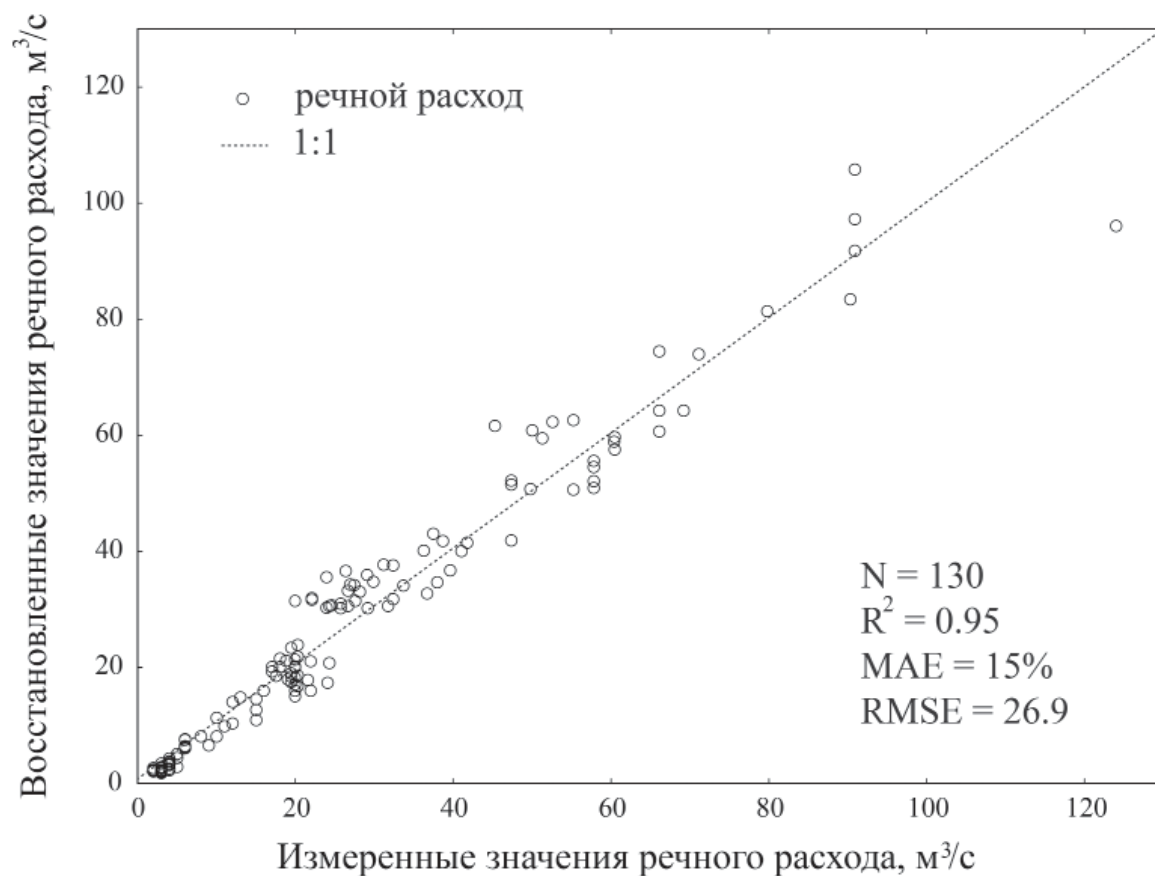


Рис. 2.27. Сравнение результатов моделирования и натурных данных для стока рек Мзымты и Сочи

возможность эффективного применения разработанной методики для расчета расходов рек российского побережья Черного моря для значений от первых десятков до нескольких сотен кубометров в секунду в условиях умеренного ветрового воздействия.

## 2.7. Выводы по второй главе

Описана методология проведения натурных измерений и использования данных спутникового зондирования для изучения речных плюмов различных пространственных масштабов. Аэрофотосъемка с помощью беспилотных летательных аппаратов – новый метод исследования речных плюмов, показавший свою эффективность для детектирования отдельных гидрофизических процессов в плюмах, для измерения пространственных и динамических характеристик этих процессов и для организации и оперативного планирования одновременных натурных измерений речных плюмов и прилегающих морских акваторий.

Описана оригинальная вычислительно эффективная лагранжева численная модель STRiPE, воспроизводящая распространение и перемешивание речного плюма, а также перенос им взвешенных и растворенных веществ речного происхождения. Объединение лагранжевой модели STRiPE с современными эйлеровыми численными моделями морской циркуляции позволяет осуществлять оперативный прогноз распространения загрязняющих веществ, поступающих в море с материковым стоком, и служит инструментом идентификации районов побережья и шельфа, наиболее уязвимых по отношению к терригенным и антропогенным загрязнениям.

Описан оригинальный метод восстановления турбулентного перемешивания в речном плюме по высокоразрешающим натурным данным о солёности и концентрации взвеси в поверхностном слое моря. Этот метод позволяет идентифицировать области повышенного и пониженного вертикального турбулентного перемешивания в речных плюмах и восстанавливать пути переноса взвеси в поверхностном слое моря без применения дорогостоящих прямых измерений турбулентности.

Описан оригинальный метод восстановления поверхностных морских течений на основе спутниковых снимков, сделанных с небольшим временным интервалом, с использованием алгоритмов оптического потока. Этот метод характеризуется высокой точностью и высоким пространственным разрешением, он особенно эффективен для изучения циркуляции в речных плюмах.

Описан оригинальный метод восстановления речного расхода на основе спутниковых изображений речного плюма и гидродинамического численного моделирования. Этот метод позволяет восстанавливать расходы малых рек, впадающих в море, по спутниковым данным, находящимся в свободном доступе. Использование этого метода особенно важно для рек, не обеспеченных регулярными натурными гидрологическими измерениями.

---

---

## Глава 3

### ПЛЮМЫ, СФОРМИРОВАННЫЕ СТОКАМИ МАЛЫХ РЕК

#### 3.1. Малые речные плюмы

Большинство работ, посвященных речным плюмам, рассматривает плюмы, образованные большими по размеру реками, в то время как речным плюмам, формируемым малыми реками, уделяется гораздо меньше внимания. Это можно объяснить сравнительно небольшим влиянием отдельных малых речных плюмов на окружающее море по сравнению с большими речными плюмами. Кроме того, малые речные плюмы характеризуются очень быстрым откликом (порядка часов и дней) на изменчивость внешнего воздействия из-за своих малых горизонтальных и вертикальных размеров, что осложняет проведение в них натурных измерений. Наконец, большинство малых рек мира не охвачено регулярными гидрологическими измерениями, что приводит к отсутствию необходимых для исследования речных плюмов гидрологических данных [Vörösmarty et al., 2001].

Актуальность изучения малых речных плюмов обуславливается как их влиянием на региональные процессы в прибрежной зоне моря, так и их важной ролью в глобальных процессах переноса вещества с суши в Мировой океан. На долю рек, чьи водосборные бассейны по площади не превышают 10 000 км<sup>2</sup>, приходится 25% стока воды и 40% стока наносов в Мировой океан [Milliman and Syvitski, 1992; Milliman et al., 1999]. Во многих прибрежных районах мира с определенными климатическими условиями и условиями берегового рельефа расходы малых рек резко увеличиваются в периоды обильных осадков, в результате чего суммарный сток малых рек становится сопоставимым со стоком больших рек в региональном масштабе [Mertes and Warrick, 2001; Wheatcroft et al., 2010; Kniskern et al., 2011; Saldías et al., 2016].

Главное отличие речных плюмов, формируемых малыми по размеру реками, от больших речных плюмов заключается в степени влияния отдельного речного плюма на окружающее море. В связи с этим малые речные плюмы – это плюмы, которые не формируют стабильные в синоптическом временном масштабе зоны опреснения в прибрежной зоне моря в среднелиматических условиях (т.е. вне периодов возможных краткосрочных паводков) [Osadchiev and Zavialov, 2020]. Иными словами, временной масштаб существования опресненной воды в малом речном плюме от ее поступления из речного устья до ее диссипации в результате перемешивания с морскими водами имеет порядок часов и дней. Таким образом, диссипация

опресненной воды в результате перемешивания малого речного плюма с морскими водами практически не влияет на структуру окружающего моря и не приводит к аккумуляции пресноводного стока в прилегающих районах моря.

Для разделения малых и больших речных плюмов предлагается использовать следующую параметризацию. Условие формирования стабильной зоны опреснения, характерной для большого плюма, задается уравнением  $Q > \int_S W dS$ , где  $Q$  – расход пресной воды, формирующей речной плюм,  $S$  – площадь поверхности плюма,  $W$  – поток пресной воды через границу речного плюма [Nishimura and Nakamura, 1987; Horner-Devine et al., 2015]. Предполагая, что вертикальная компонента потока турбулентности через границу в речном плюме существенно превосходит горизонтальную компоненту, критерий того, что речной плюм является большим плюмом, приобретает форму  $Q/S > D_v/h_t$ , где  $D_v$  – среднее значение коэффициента вертикальной диффузии между речным плюмом и нижележащими морскими водами,  $h_t$  – вертикальный масштаб турбулентности. Отношение  $Q/S$  для всего спектра пространственных размеров плюмов (от десятков метров до сотен километров) близко к константе  $10^{-2}$  м/с, а значение нормированного коэффициента вертикальной диффузии для речного плюма хорошо параметризуется с помощью числа Ричардсона  $D_v/h_t = \xi(1 - (Ri/Ri_0)^2)^3$ , где  $Ri$  – число Ричардсона,  $Ri_0$  – критическое число Ричардсона, задаваемое в пределах от 0.2 до 0.7,  $\xi$  – масштабирующий коэффициент, имеющий порядок  $10^{-1}$  [Large et al., 1994; Yankovsky and Chapman, 1997; Osadchiev and Zavialov, 2013]. Таким образом, получается, что при среднем значении  $Ri \sim 0.1-0.5$  речной плюм является малым речным плюмом и не оказывает значимого влияния на соленость окружающего моря, т.е. не формирует стабильную зону опреснения. Таким образом, в малых плюмах эффекты сдвига скорости в приповерхностном слое преобладают над эффектами плавучести, а в больших плюмах – наоборот.

В силу своего незначительного влияния на соленость окружающего моря малые речные плюмы характеризуются значительными градиентами солености и, таким образом, плотности на своих внешних границах. Эти градиенты плотности препятствуют вертикальному обмену энергии между малым речным плюмом и нижележащим морем. Формирование больших градиентов плотности на границе малого речного плюма существенно влияет на динамику его распространения в силу следующих причин. Во-первых, большая часть ветровой энергии, передаваемой в море, остается в малом речном плюме, так как вертикальный поток импульса значительно уменьшается на резком градиенте плотности между плюмом и нижележащим морем. Таким образом, напряжение трения ветра концентрируется в узком опресненном поверхностном слое, что приводит к более высоким скоростям движения и более быстрому отклику малого плюма на изменчивость ветрового воздействия по сравнению с окружающим морем [Короткина и др., 2011, 2014]. Условие быстрого отклика на ветровое воздействие, характерного для малого плюма, выражается уравнением:

$$\frac{\tau}{\rho h} > g \frac{\rho - \rho_{sea}}{\rho_{sea}} \frac{\partial h}{\partial x}$$

где  $\tau$  – напряжение трения ветра,  $\rho$  – плотность плюма,  $\rho_{sea}$  – плотность окружающего моря,  $h$  – толщина плюма,  $g$  – ускорение свободного падения. Это условие выполняется при  $h \sim 0.1-1$  м, что является характерным вертикальным масштабом малого речного плюма.

Циркуляция в окружающем море слабо влияет на динамику малого речного плюма из-за того, что градиент плотности также препятствует и восходящему потоку импульса от нижележащего моря к малому речному плюму [Osadchiev and Zavialov, 2013]. В результате динамика

малого речного плюма определяется в первую очередь ветровым воздействием, что приводит к очень высокой временной изменчивости его расположения, формы и площади [Osadchiev, 2015a]. Тип распространения малого речного плюма может кардинально измениться в течение нескольких часов, что регулярно регистрируется натурными измерениями, аэрофотосъемкой и дистанционным зондированием из космоса [Osadchiev et al., 2020a; Осадчиев и др., 2021].

### 3.2. Структура малых речных плюмов

Малые речные плюмы, формируемые в приустьевых зонах рек северо-восточного побережья Черного моря, изучались в рамках ежегодных экспедиций ИО РАН начиная с 2006 года по настоящее время [Завьялов и др., 2014; Osadchiev et al., 2020a]. Многочисленные ущелья с крутыми склонами, расположенными между отрогами Большого Кавказа, образуют водосборные бассейны более чем 100 рек, которые впадают в северо-восточную часть Черного моря в прибрежных зонах России и Абхазии. В силу большой расчлененности горного рельефа площади этих водосборов относительно невелики. В частности, площади водосборов Мзымты, Бзыби и Кодора – трех крупнейших рек региона, составляют 890, 1510 и 2030 км<sup>2</sup> (рис. 3.1)

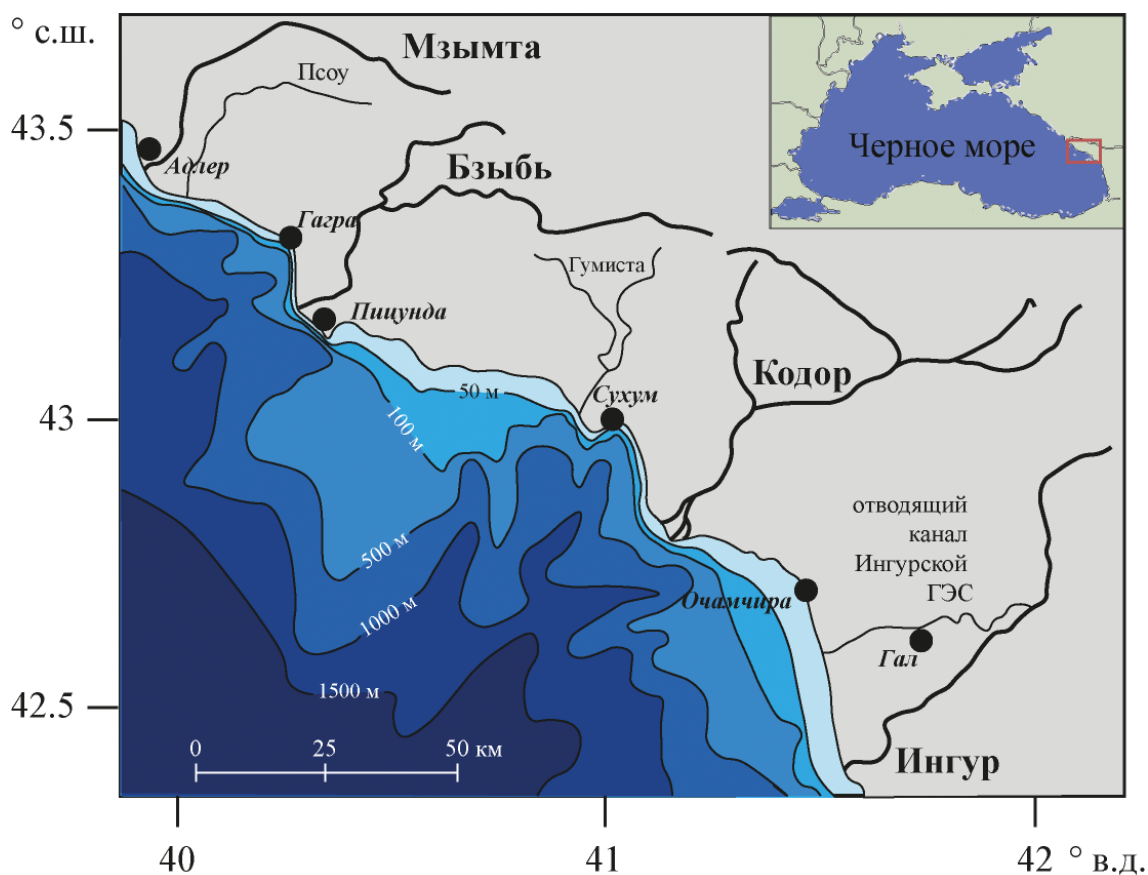


Рис. 3.1. Основные реки северо-восточного побережья Черного моря

[Джаошвили, 2002]. Среди всех многочисленных рек региона только у этих трех рек среднегодовой расход воды превышает  $50 \text{ м}^3/\text{с}$ , в то время как общий годовой континентальный сток с территории России и Абхазии в северо-восточную часть Черного моря оценивается в  $37 \text{ км}^3$  [Джаошвили, 2002].

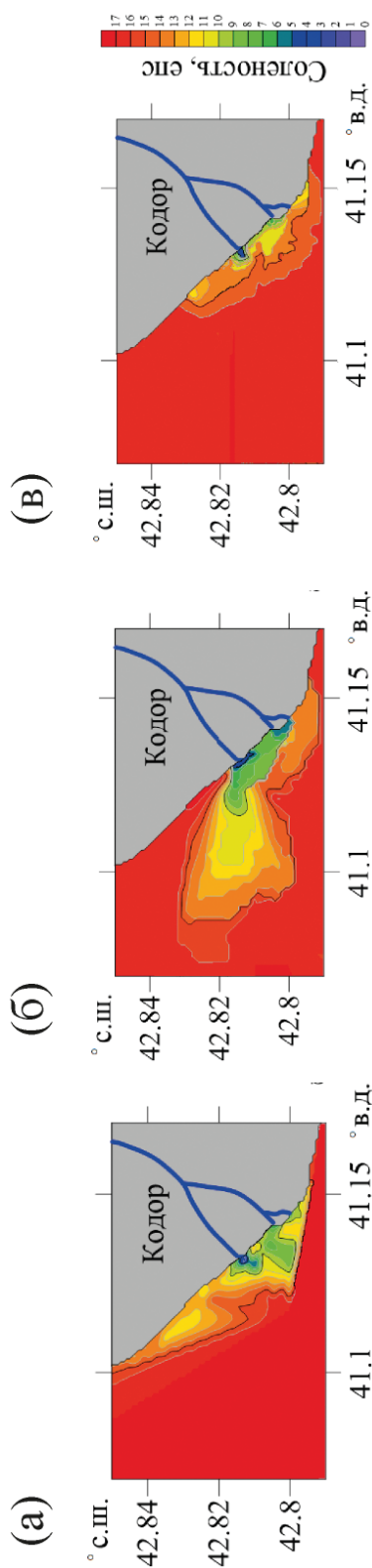
Кодор – крупнейшая река Абхазии и всего северо-восточного побережья Черного моря. Река Кодор впадает в Черное море в 20 км к югу от города Сухум, при впадении в море образует дельту площадью  $10 \text{ км}^2$  с несколькими рукавами, искусственно созданную в последние годы в результате строительства дополнительных дельтовых русел, берегозащитных и гидротехнических сооружений. Бзыбь – вторая по размеру река Абхазии, которая впадает в Черное море около города Пицунда, образуя эстуарий. Мзымта – крупнейшая река российского черноморского побережья, также образующая эстуарий при впадении в море в Адлерском районе города Сочи. Среднегодовые стоки рек Кодор, Бзыбь и Мзымта составляет 4.2, 3.8 и  $1.5 \text{ км}^3$  [Джаошвили, 2002]. Водные режимы этих трех рек характеризуются ярко выраженными весенне-летним половодьем и осенне-зимней меженью.

Более мелкие реки этого региона имеют преимущественно дождевое питание, и их годовые стоки формируются в основном во время кратковременных дождевых паводков, случающихся 15–25 раз в год, с резкими подъемами и спадами речного расхода. Крутые склоны водосборных бассейнов (до  $40\text{--}60^\circ$ ) этих рек, их небольшие размеры (менее  $1000 \text{ км}^2$ ) и высокая плотность речной сети (0.85–1.05) приводят к быстрому поступлению дождевой воды в русла рек. В результате обильные осадки могут вызвать резкое увеличение стока этих рек в море в течение нескольких часов [Балабанов, 2011; Alexeevsky et al., 2016]. Например, сильный ливень, продолжавшийся с 31 июля по 1 августа 1991 года, вызвал увеличение расхода реки Туапсе с 0.8 до  $2300 \text{ м}^3/\text{с}$  менее чем за 5 часов, тогда как последующий спад расхода продолжался 3 дня. Значительные, однако гораздо менее резкие подъемы и спады уровня воды во время паводков регистрируются также и у рек Кодор, Бзыбь и Мзымта.

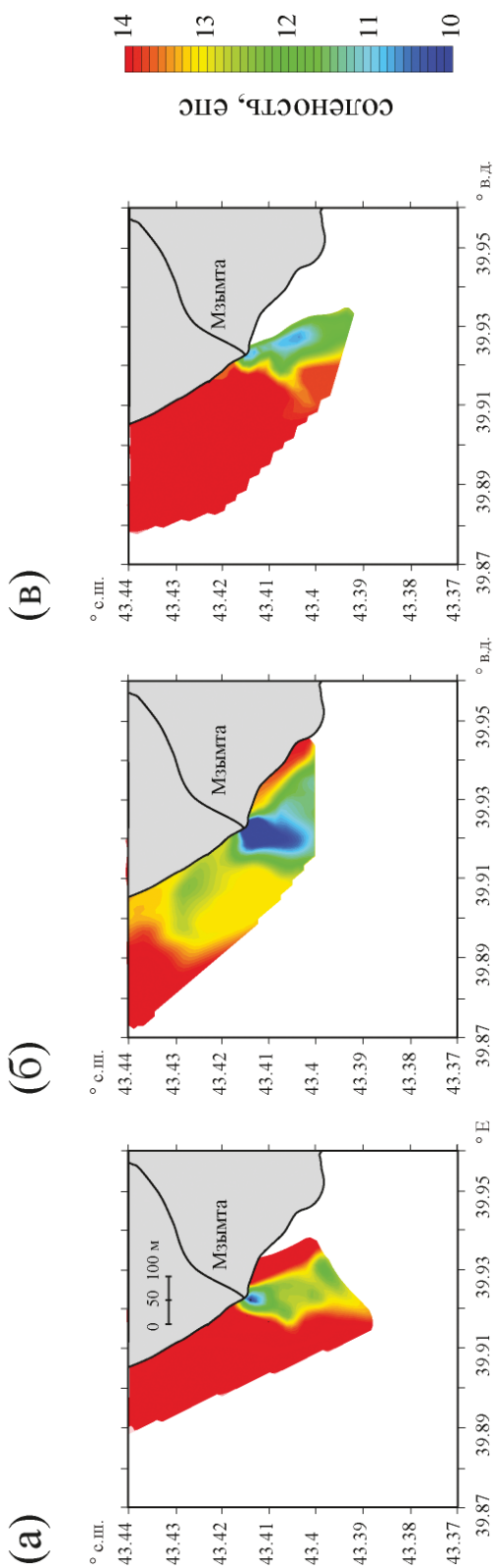
Гидрологическая структура плюмов рек Кодор и Мзымта изучалась на основе данных натурных измерений, спутниковых наблюдений и аэрофотосъемки. На основе натурных измерений были построены карты распределения температуры и солености в поверхностном слое моря в области распространения плюмов Кодора и Мзымты, которые дают представление об их термохалинной структуре и пространственных масштабах (рис. 3.2, 3.3). Аэрофотосъемка плюма Кодора, проведенная с помощью квадрокоптеров в рамках экспедиционных работ в 2018–2019 годах, позволила уточнить его пространственные масштабы, исследовать его мелко-масштабную внутреннюю структуру и короткопериодную временную изменчивость (рис. 3.4).

Спутниковые снимки Landsat 8 и Sentinel-2 исследуемого региона, полученные в период экспедиционных работ, позволяют сопоставить изображения плюмов Кодора и Мзымты в оптическом диапазоне с распределениями поверхностной солености и сравнить соленостную и мутностную структуры поверхностного слоя моря в области распространения плюмов Кодора и Мзымты (рис. 3.5). Последующий анализ оптических спутниковых снимков Landsat 8 и Sentinel-2 исследуемого региона, сделанных в 2013–2019 годах, позволяет изучить синоптическую и сезонную изменчивость плюмов Кодора и Мзымты, в частности, оценить их отклик на колебания речного расхода во время весенне-летнего половодья и осенне-зимней межени, а также во время краткосрочных дождевых паводков.

Натурные термохалинные измерения показали, что плюмы Кодора и Мзымты четко характеризуются пониженными значениями солености ( $<15 \text{ епс}$ ) по сравнению с соленостью (16–18 епс) окружающего моря (см. рис. 3.2, 3.3). Температура в плюмах в теплый период года



**Рис. 3.2.** Поверхностное распределение солёности в области распространения плюма Кодора 31 августа (а), 1 сентября (б) и 2 сентября (в) 2018 года.



**Рис. 3.3.** Поверхностное распределение солёности в области распространения плюма Мзымты 28 мая (а), 29 мая (б) и 30 мая (в) 2011 года



**Рис. 3.4.** Аэрофотоснимки южной части плюма Кодора сделанные 1 сентября 2018 года (а), 2 сентября 2018 года (б), 3 апреля 2019 года (в). Красными стрелками показано расположение мыса Искурия



**Рис. 3.5.** Спутниковые снимки Sentinel-2 исследуемого полигона в оптическом диапазоне, сделанные 27 июня (а), 31 августа (б) и 5 октября (в) 2018 года. Красными стрелками показано расположение мыса Искурия

также меньше температуры морской воды из-за снежно-ледникового типа водного питания рек Кодор и Мзымта. Разница между температурой моря и плюмов сравнительно невелика в начале весны и в конце осени, однако в летний период в условиях прогретого моря она может достигать  $5^{\circ}\text{C}$  и более. Внешние границы областей пониженной температуры, пониженной солености и повышенной мутности в поверхностном слое хорошо коррелируют между собой. Натурные измерения показали, что при пересечении четкого фронта между морем и исследуемыми плюмами соленость поверхностного слоя резко падает с 16–18 епс до 13–15 епс на расстоянии менее 5 м, что сопровождается падением температуры и повышением мутности. Подобные резкие градиенты свидетельствуют о малом влиянии процесса перемешивания плюмов Кодора и Мзымты с солеными морскими водами на термохалинные и оптические свойства окружающего моря.

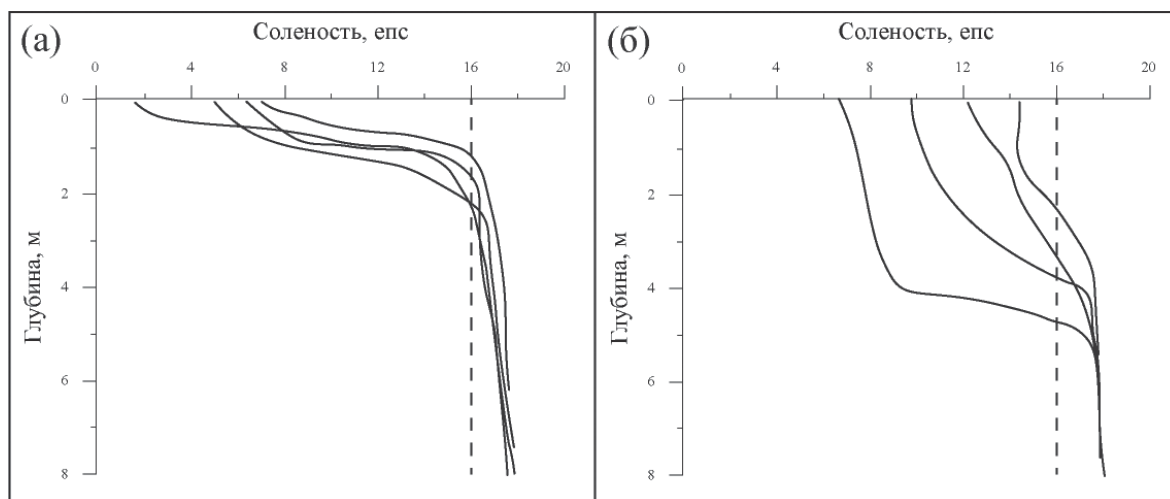
Натурные измерения показали, что пространственные масштабы и аномалия солености плюма Кодора существенно выше, чем у плюма Мзымты в периоды схожего уровня расхода воды ( $100\text{--}150\text{ м}^3/\text{с}$ ) и схожего атмосферного воздействия. Так, вдольбереговая протяженность плюма Кодора составляла 10–15 км, в то время как пространственные масштабы плюма Мзымты при аналогичных внешних условиях не превышали 3–5 км. Поверхностная соленость в плюме Кодора изменялась от 2–3 епс на расстоянии 200 м до 7–8 епс на расстоянии 1 км от

устьев дельтовых рукавов (см. рис. 3.2). Поверхностная соленость в плюме Мзымты при аналогичных условиях превышала 6 епс на расстоянии 200 м от речного устья и 14 епс на расстоянии 1 км от устья (см. рис. 3.3). Вертикальные масштабы плюмов Кодора и Мзымты также значительно отличаются (рис. 3.6). Толщина плюма Кодора составляет в среднем 1.5–2.5 м по всей площади плюма (см. рис. 3.6а), в то время как толщина плюма Мзымты почти в два раза больше и уменьшается от 4–5 м в приустьевой зоне до 2–3 м у границы плюма (см. рис. 3.6б).

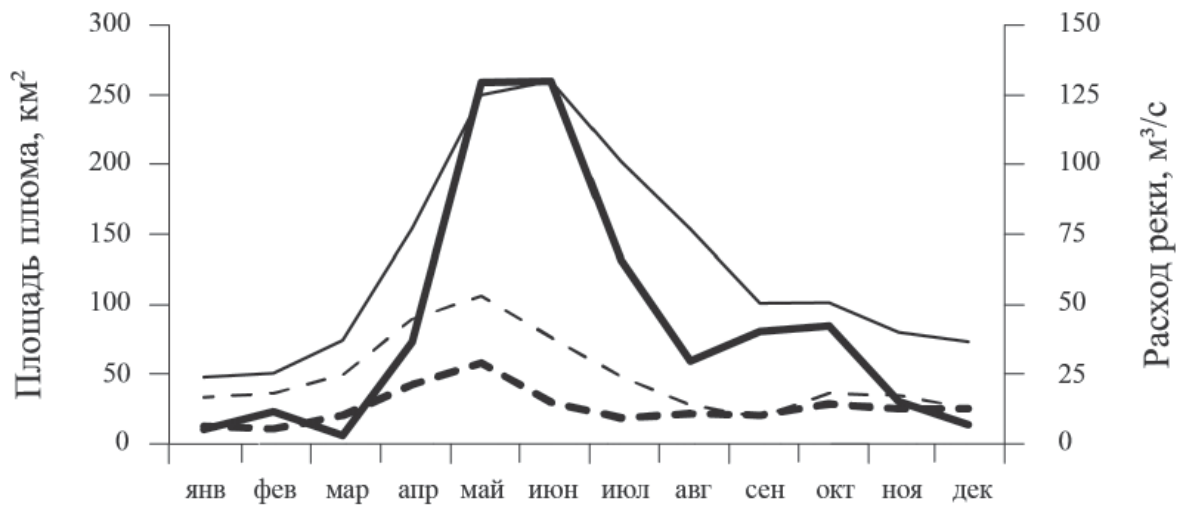
Анализ спутниковых снимков Landsat 8 и Sentinel-2 за 2013–2019 годы подтвердил, что площадь плюма Кодора в среднем в несколько раз больше площади плюма Мзымты. На 184 спутниковых снимках плюма Мзымты и 235 спутниковых снимках плюма Кодора, сделанных в различные дни, были определены границы этих плюмов, исходя из соответствия градиентов мутности и солёности на внешних границах этих плюмов. На основе полученных данных были рассчитаны среднемесячные и среднегодовые значения площади плюмов Мзымты и Кодора (рис. 3.7).

Годовой сток реки Кодор примерно в 2.5 раза больше годового стока реки Мзымта, тем не менее, по данным спутниковых снимков среднегодовая площадь плюма Кодора (53.9 км<sup>2</sup>) более чем в 4 раза превышает среднегодовую площадь плюма Мзымты (12.9 км<sup>2</sup>). Среднее значение площадей плюмов Кодора и Мзымты во время весенне-летнего половодья (апрель–июнь), рассчитанные по доступным безоблачным спутниковым снимкам, составили 98.7 км<sup>2</sup> и 21.2 км<sup>2</sup>. Краткосрочные осенние дождевые паводки также более ярко выражены у плюма Кодора, чем у плюма Мзымты. Средняя площадь плюма Кодора в сезон частых паводков (сентябрь–ноябрь) составляет 32.3 км<sup>2</sup>, а средняя площадь плюма Мзымты – всего 11.7 км<sup>2</sup>.

Таким образом, плюм Кодора формируется как более тонкий стратифицированный слой и в результате этого распространяется на большую площадь по сравнению с плюмом Мзымты при сходных внешних условиях. Этот эффект, по-видимому, вызван различиями в морфологии и гидрологических характеристиках рек Мзымта и Кодор. Река Мзымта имеет одно глубокое и



**Рис. 3.6.** Вертикальные профили солёности в плюме Кодора, измеренные 31 августа 2018 года на расстоянии в 200 м, 300 м, 500 м и 1000 м от устья дельтовой протоки (а). Вертикальные профили солёности в плюме Мзымты, измеренные 18 мая 2012 года на расстоянии в 200 м, 300 м, 500 м и 1000 м от речного устья (б). Пунктирными линиями показано расположение границы плюма, принятое за изохалину в 16 епс



**Рис. 3.7.** Среднемесячные значения расходов (тонкие линии) и площадей плумов (толстые линии) Кодора (сплошные линии) и Мзымты (пунктирные линии). Площади плумов рассчитаны по доступным безоблачным спутниковым снимкам Landsat 8 и Sentinel-2 за 2013–2019 годы

широкое русло, в результате чего при впадении в море речной сток более интенсивно перемешивается с нижележащими морскими водами и формирует менее стратифицированный, более глубокий и поэтому меньший по площади плум по сравнению с плумом Кодора, формируемым стоками из нескольких относительно мелких дельтовых рукавов.

В рамках экспедиционных работ был изучен отклик поверхностной структуры плюма Кодора на краткосрочное паводковое событие, вызванное сильным ливнем в ночь с 31 августа на 1 сентября 2018 года. Дождевой паводок на реке Кодор продолжался не более 6 часов, однако он оказал существенное влияние на речной плум, что было зафиксировано данными контактных измерений и аэрофотосъемкой. Паводок вызвал не только увеличение речного расхода, но и сопровождался резким увеличением концентрации терригенной взвеси в речном стоке. В результате мутность плюма Кодора сразу после паводка 1 сентября была существенно выше, чем накануне 31 августа (рис. 3.8). Пространственные размеры плюма также увеличились бо-



**Рис. 3.8.** Аэрофотоснимки придельтовой части плюма Кодора, сделанные 31 августа (а), 1 сентября (б), 2 сентября (в) 2018 года

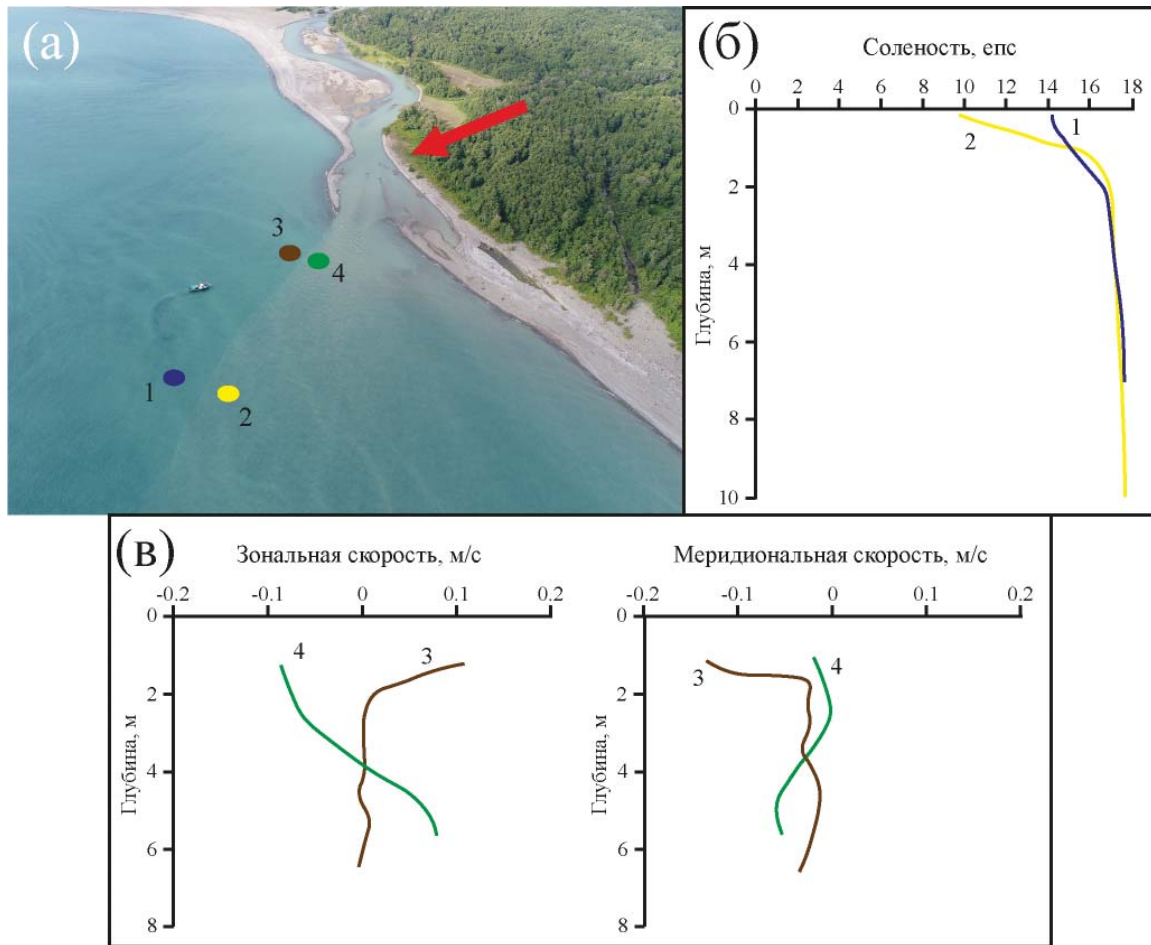
лее чем в два раза по сравнению с состоянием до паводка, в то время как толщина и аномалия солёности в придельтовой части плюма практически не изменились. Измерения, проведенные 2 сентября, показали, что через сутки после краткосрочного паводка мутность в плюме Кодора понизилась до допаводковых значений (см. рис. 3.8), но площадь плюма оставалась гораздо больше своего допаводкового состояния.

Натурные измерения показали, что горизонтальное распределение солёности и мутности в плюме Кодора крайне неоднородно, что выражается сложными и динамически активными фронтами внутри плюма (рис. 3.9–3.14). Эта неоднородная структура является следствием сразу нескольких особенностей формирования и распространения плюма Кодора. Во-первых, плюм дельтовой реки Кодор формируется пресноводным стоком из трех разнесённых в пространстве дельтовых рукавов. Из-за этого прибрежная часть плюма Кодора характеризуется существенной неоднородностью термохалинных характеристик, ярко выраженной как на полученных картах температуры и солёности (см. рис. 3.2), так и на спутниковых и аэрофотоснимках (см. рис. 3.9, 3.10). Все три рукава образуют отдельные речные плюмы, которые сливаются в единый плюм. Эти три речных плюма имеют разную гидрофизическую структуру, пространственные характеристики и динамику, поэтому они взаимодействуют между собой как отдельные водные массы и образуют устойчивые фронты, наблюдаемые аэрофотосъемкой (см. рис. 3.9). Натурные измерения, проведенные 2 сентября 2018 года, выявили резкий градиент солёности во фронтальной зоне между плюмами, образованными северным и центральным дельтовыми рукавами реки Кодор. Поверхностная солёность вдоль разреза, пересекающего эту фронтальную зону, резко уменьшалась с 14 епс до 8–10 епс на расстоянии 5 м (см. рис. 3.10).

Во-вторых, как было сказано выше, во время кратковременных дождевых паводков площади исследуемых плюмов могут изменяться в несколько раз менее чем за сутки, что наблюдалось 31 августа – 2 сентября 2018 года в период экспедиционных работ. Сильные дожди, которые шли в первую половину дня 1 сентября, привели к увеличению речного расхода с 80 до 150 м<sup>3</sup>/с. После этого площадь плюма Кодора, зарегистрированная 1 сентября, увеличилась вдвое по сравнению со своим состоянием на 31 августа. Затем в течение суток речной расход постепенно снижался до среднемесячного уровня. При проведении натурных измерений и аэрофотосъемки 2 сентября, т.е. вскоре после окончания паводка, наблюдался, во-первых, большой остаточный плюм, сформировавшийся 1 сентября во время паводка и не успевший диссипировать в результате перемешивания с морскими водами, и, во-вторых, вновь форми-



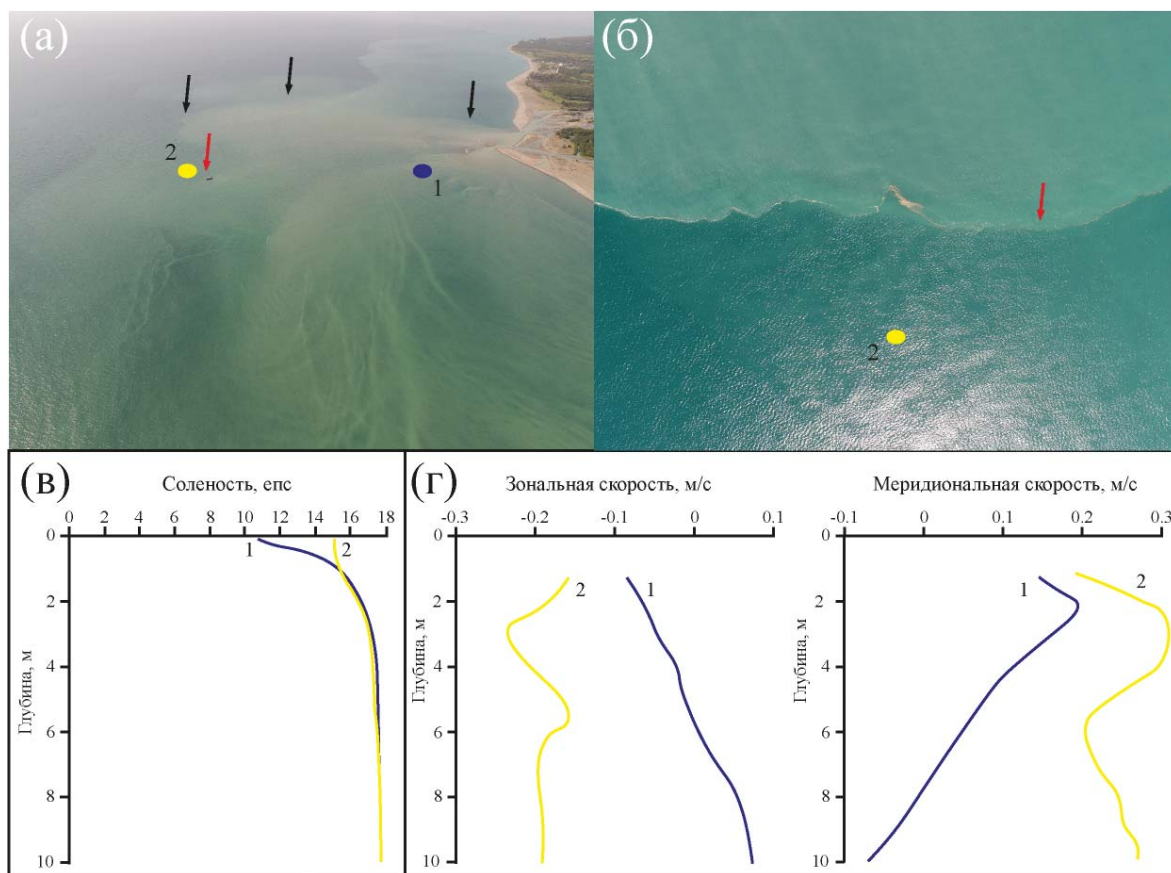
**Рис. 3.9.** Аэрофотоснимки фронта между водными массами плюма Кодора (показана стрелками), сформированными соседними дельтовыми рукавами, сделанные 1 сентября 2018 года (а), 2 сентября 2018 года (б) и 3 апреля 2019 года (в)



**Рис. 3.10.** Аэрофотоснимок (а), вертикальные профили солености (б) и скорости (в) во фронтальной зоне между плумами, образованными северным и центральным дельтовыми рукавами реки Кодор 1 сентября 2018 года. Цветными точками отмечены места измерения вертикальной солености (1 (синий) – северный плум; 2 (желтый) – центральный плум) и скорости течения (3 (коричневый) – северный плум; 4 (зеленый) – центральный плум). Стрелка на рисунке (а) указывает расположение центрального дельтового рукава реки Кодор

руемый новый плум, образовывавшийся 2 сентября после снижения речного расхода (см. рис. 3.11). Эти плумы имели различные пространственные масштабы, структуру, термохалинные и динамические характеристики. Подобно участкам плума Кодора, образованным разными дельтовыми рукавами, остаточный и новый плумы создают сложную систему внутренних фронтов и взаимодействуют как отдельные водные массы.

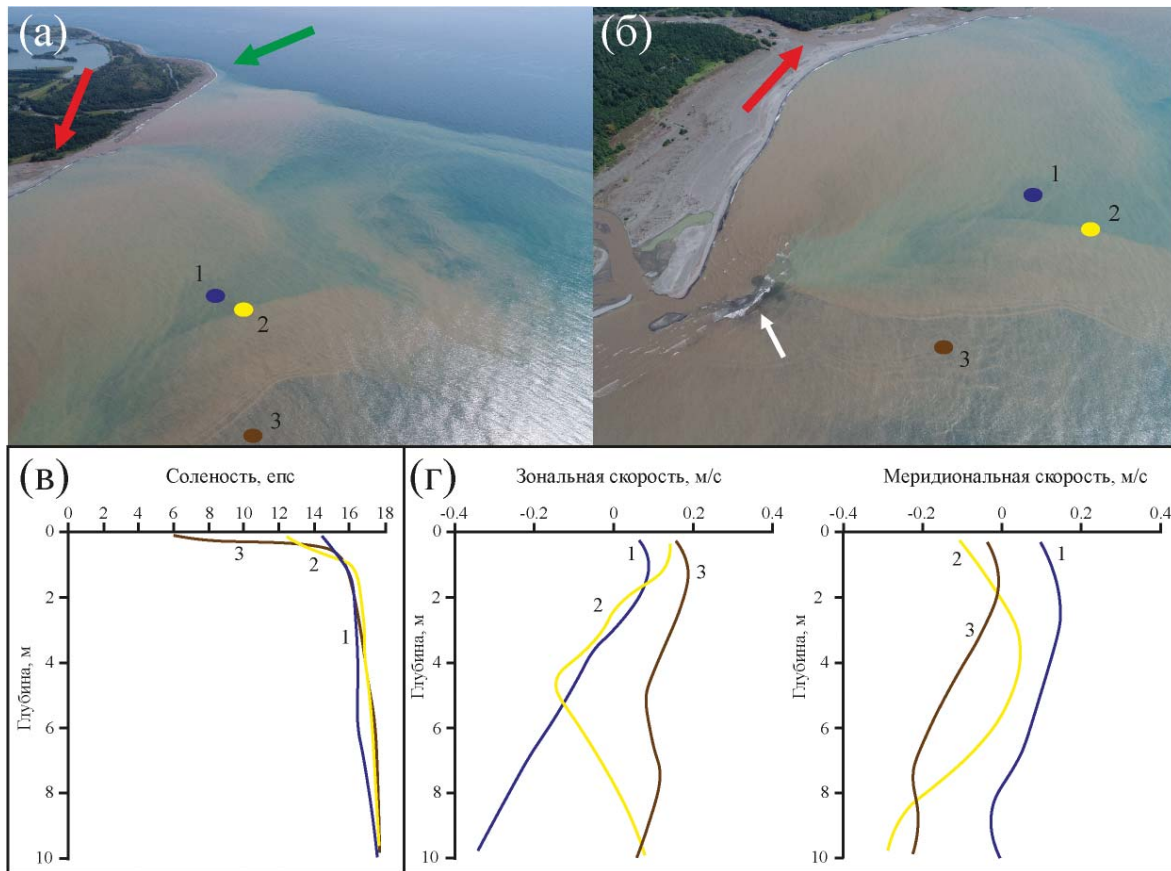
Третья причина горизонтальной неоднородности гидрофизической структуры плума Кодора заключается во взаимодействии поступающего материкового стока с особенностями донного рельефа в прибрежной зоне. На аэрофотоснимках в плуме Кодора была обнаружена зона пониженной мутности, формировавшаяся за отмелью, расположенной напротив устья



**Рис. 3.11.** Аэрофотоснимки (а, б), вертикальные профили солености (в) и скорости (г) во фронтальной зоне между новой и остаточной частями плюма Кодора 2 сентября 2018 года. Цветными точками отмечены места измерения вертикальной солености и скорости течения (1 (синий) – новый плюм; 2 (желтый) – остаточный плюм). Красные стрелки на рисунках (а) и (б) указывают на один и тот же участок фронтальной зоны, где были сделаны натурные измерения

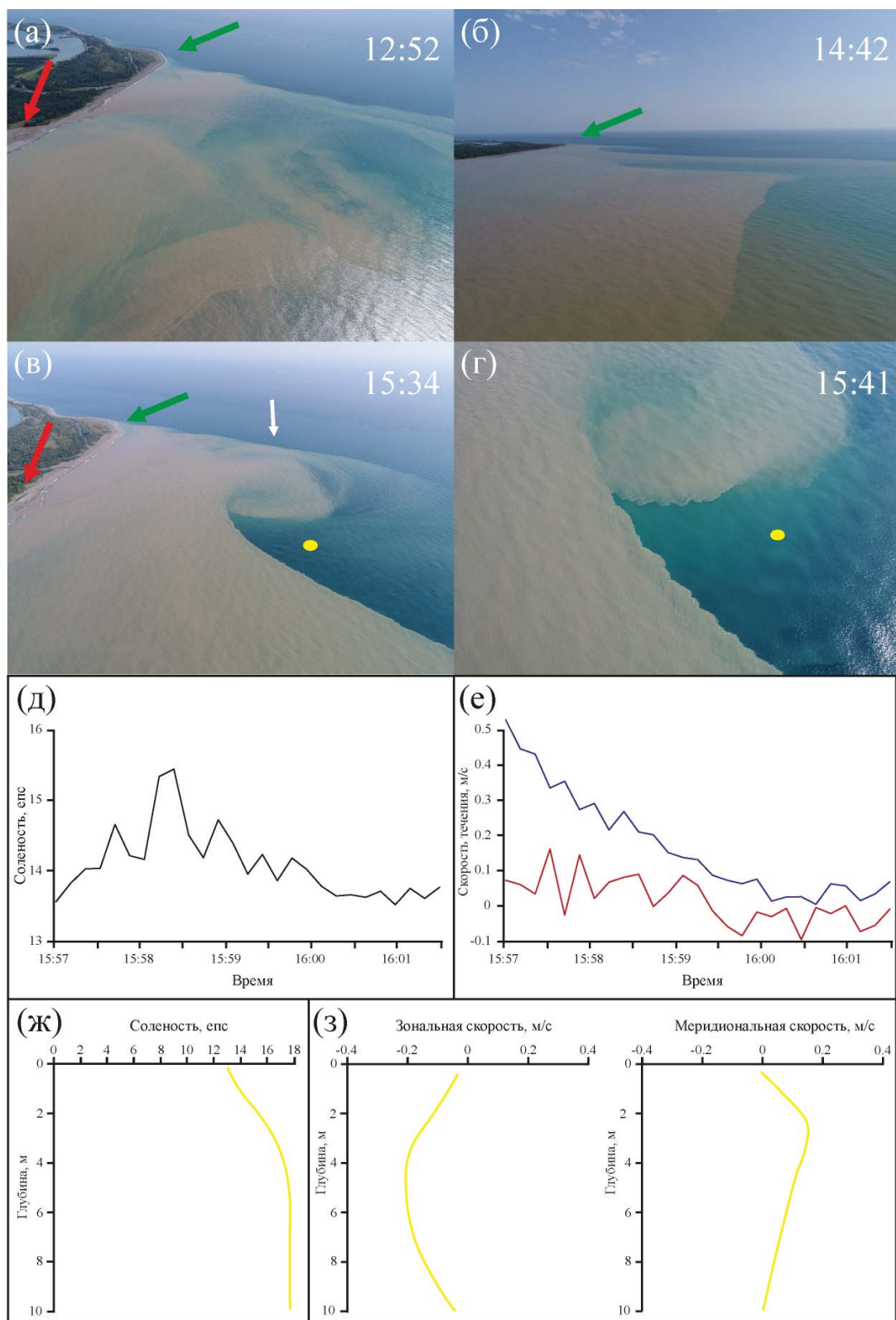


**Рис. 3.12.** Аэрофотоснимки области пониженной мутности и повышенной солености (показана красными стрелками), формировавшейся при обтекании плюмом Кодора мелководной банки, сделанные 1 сентября (а) и 2 сентября (б) 2018 года



**Рис. 3.13.** Аэрофотоснимок (а, б), вертикальные профили солёности (в) и скорости (г) во фронтальной зоне в плюме Кодора, сформированной за отмелью (показана белой стрелкой на рисунке (б)), 1 сентября 2018 года. Цветными точками отмечены места измерения вертикальной солёности и скорости течения (1 (синий) – область пониженной мутности в плюме; 2 (желтый) – фронтальная зона; 3 (коричневый) – мутная часть плюма). Красные стрелки на рисунках (а) и (б) показывают расположение центрального дельтового рукава реки Кодор, зеленая стрелка на рисунке (а) показывает расположение мыса Искурия

одного из дельтовых рукавов (см. рис. 3.12, 3.13). Эта зона пониженной мутности особенно контрастировала с окружающим ее мутным речным плумом в день паводка 1 сентября 2018 года. Натурные измерения показали, что поверхностная солёность в этой зоне с низкой мутностью (15 епс) была значительно выше, чем в прилегающей мутной области плюма (12.5–13 епс) (см. рис. 3.13б). Поверхностные течения также отличались в этих двух частях плюма. Северное течение (10 см/с) было зафиксировано в зоне пониженной мутности, в то время как в смежной мутной части регистрировалось юго-восточное течение (20 см/с) (см. рис. 3.13в). Формирование этой зоны обусловлено динамическим эффектом обтекания отмели речным потоком, что вызывает замедление струи и ее интенсивное перемешивание с соленой морской водой. Устойчивый фронт, ограничивающий эту зону пониженной мутности и повышенной солёности внутри плюма, наблюдался на расстоянии до 1 км от отмели (см. рис. 3.13а).



**Рис. 3.14.** Аэрофотоснимки южной части плюма Кодора до (а, б) и во время взаимодействия плюма и вихря (в), полученные 1 сентября 2018 года в 12:52 (а), 14:42 (б), 15:34 (в) и 15:41 (г). Соленость (д), зональная (синий) и меридиональная (красный) компоненты скорости течения в поверхностном слое (е), измеренные в течение 15:57–16:01, и вертикальные профили солености (ж) и скорости течения (з), измеренные в 16:02 в вихре. Желтые точки на рисунках (в) и (г) указывают место измерения солености и скорости. Белая стрелка на рисунке (в) указывает местоположение вихря, красные стрелки – местоположение центрального дельтового рукава реки Кодор, зеленые стрелки – местоположение мыса Искурия

Речные плумы обычно рассматриваются как «гладкие» водные массы без внутренних фронтов и резких градиентов. Этот подход широко используется в аналитических исследованиях и численном моделировании речных плумов [Yankovsky and Chapman, 1997; Fong and Geyer, 2002; Hetland, 2005; Choi and Wilkin, 2007]. Многие работы, основанные на натурных и спутниковых данных, подтвердили, что такой подход дает реалистичные результаты для плумов, образованных стоками больших рек, внутренняя структура которых действительно, как правило, характеризуется относительно плавными изменениями солености и других гидрофизических и гидрооптических характеристик. В данном разделе представлены результаты аэрофотосъемки плюма реки Кодор, подтвержденные натурными измерениями, которые свидетельствуют о значительной неоднородности структуры малых речных плумов, проявляющейся в сложных внутренних фронтальных зонах и резких градиентах солености и мутности. Эти градиенты и фронтальные зоны сильно влияют на формирование циркуляции внутри малых речных плумов, в частности, препятствуют адвекции, пересекающей эти фронты. Таким образом, внутренние фронты и разделяют малые речные плумы на полуизолированные, но взаимодействующие между собой структуры. В связи с этим исследование процессов, определяющих формирование фронтальных зон внутри малых речных плумов, имеет важное значение для понимания распространения и перемешивания пресноводного стока в море.

Взаимодействие и слияние плумов, образованных реками, устья которых расположены в непосредственной близости друг от друга, рассматривались в ряде предыдущих исследований [Saldías et al., 2012, 2016; Mendes et al., 2016; Warrick and Farnsworth, 2017]. Аналогичные процессы происходят и в плумах, образованных пресноводными стоками из множества дельтовых рукавов, что наблюдается для плюма Кодора. Кроме того, расстояния между дельтовыми рукавами в пределах одной дельтовой системы, как правило, меньше, чем расстояния между эстуариями и дельтами соседних рек. Таким образом, взаимодействие соседних плумов, образованных разными реками, обычно происходит только в периоды половодья и паводков [Warrick and Farnsworth, 2017], в то время как взаимодействие плумов, образованных разными дельтовыми рукавами, является постоянным или почти постоянным процессом для большинства придельтовых районов моря.

Многие малые реки мира подвержены значительным колебаниям расхода на суточном (из-за приливно-отливных явлений) и синоптическом (из-за дождевых паводков) временных масштабах. Это приводит к изменчивости пространственных масштабов и динамики малых речных плумов, чему был посвящен ряд исследований [Warrick et al., 2004; Nezlin and DiGiacomo, 2005; Nezlin et al., 2005; Gaston et al., 2006; Osadchiev et al., 2016a; Romero et al., 2016]. В нескольких работах рассматривалась реакция речных плумов на колебания скорости впадающего речного потока [Yankovsky et al., 2001; Yuan et al., 2018; Yankovsky and Voulgaris, 2019;

Cole et al., 2020]. Тем не менее, к настоящему моменту недостаточное внимание уделялось взаимодействию отдельных областей речного плюма, образующихся при различных условиях речного стока. Аэрофотосъемка и натурные измерения зафиксировали четкие фронтальные зоны и различия в динамике между остаточной частью плюма Кодора, образующейся во время кратковременного паводка, и вновь формирующейся частью плюма Кодора, образующейся во время среднесезонных условий речного расхода. Этот процесс также может оказывать значительное влияние на распространение и перемешивание пресноводных стоков малых рек во многих регионах мира.

В ряде предыдущих исследований рассматривалось взаимодействие речных плюмов с морским дном [Yankovsky and Chapman, 1997; Lentz and Helfrich, 2002; Avicola and Huq, 2003; Pimenta et al., 2010]. В этих исследованиях речные плюмы занимали всю толщу воды от поверхности моря до идеализированного плоского наклонного дна, при этом влияние реалистичного рельефа дна на речные плюмы практически не исследовалось, за исключением отдельных работ [Korotenko et al., 2014]. Интенсивное перемешивание плюма Кодора в результате донного трения в районе отмели, выявленное с помощью аэрофотосъемки и натурных измерений, приводит к образованию большой области внутри плюма с повышенной соленостью, ограниченной четко выраженным фронтом. Этот эффект ранее не был описан для речных плюмов, однако он может быть типичен для многих малых речных плюмов в прибрежных зонах мира.

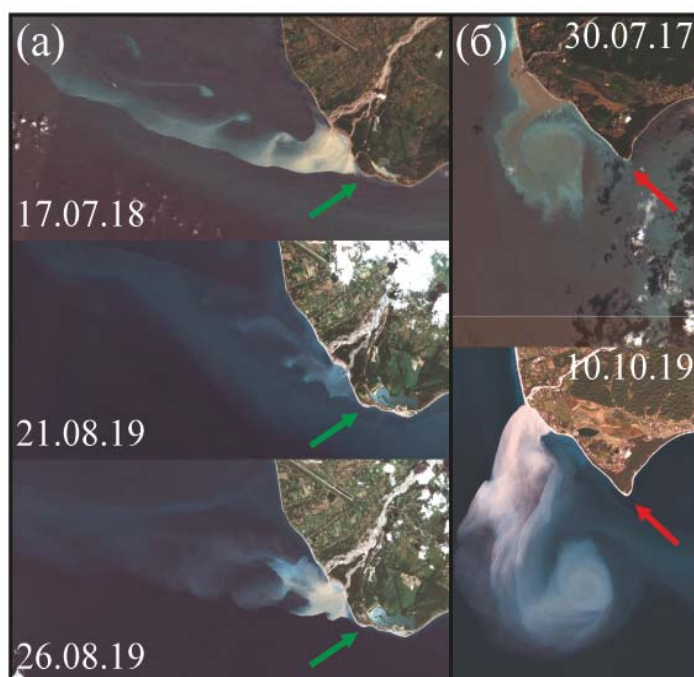
1 сентября 2018 года с помощью квадрокоптерной съемки в плюме Кодора был зафиксирован закручивающийся вихрь на внешней границе плюма (см. рис. 3.14). Этот вихрь образовался в южной части нового плюма на его границе с остаточным плюмом в районе мыса Искурия. На аэрофотоснимке этой части плюма, полученном в 12:52 (см. рис. 3.14а), видна неоднородная структура остаточного плюма и отсутствие вихря. Четкая граница между новым и остаточным плюмами начиналась от мыса Искурия и была вытянута в северо-западном направлении. Начало формирования вихря было зарегистрировано в 14:42 (см. рис. 3.14б), затем в 15:34 наблюдался хорошо развитый вихрь (см. рис. 3.14в, г). Диаметр вихря составлял около 500 м, он вращался в антициклоническом направлении, а его центр перемещался под углом около  $30^\circ$  к границе нового плюма. Обработка видеозаписи этого вихря позволила восстановить скорость движения его центра (0.9 м/с) и скорость вращения на его периферии (0.4 м/с). Квадрокоптерная съемка в 16:16 не зарегистрировала поверхностных проявлений вихря, что позволяет предположить, что менее чем за час он диссипировал.

Натурные измерения солености и скорости течения проводились в вихре с 15:57 до 16:01 (см. рис. 3.14е, з). Они включали в себя непрерывные измерения на глубине 0.7–0.8 м в течение 4.5 минут с последующим вертикальным профилированием от поверхности до глубины 13 м. Интенсивное северное течение (55 см/с), зарегистрированное в приповерхностном слое в начале измерений, постепенно замедлилось до  $<10$  см/с в течение первого этапа измерений (см. рис. 3.14е). Восточная компонента скорости в первые две минуты измерений была слабо положительной (в среднем 6 см/с при максимальном значении 16 см/с), а затем изменилась на слабо отрицательную (в среднем 5 см/с при максимальном значении 11 см/с). Это сопровождалось значительной изменчивостью солености, которая увеличилась с 13.5 до 15.5 епс в течение первых 1.5 минут измерений, а затем уменьшилась до 13.5 епс (см. рис. 3.14д). Наблюдаемая изменчивость скорости и солености в приповерхностном слое подтверждает смещение в северном направлении и антициклоническое вращение этого вихря, наблюдавшееся по данным аэрофотосъемки. Тем не менее, скорости движения и вращения, зарегистрированные натурными измерениями, были в два раза меньше скоростей, восстановленных по данным аэрофо-

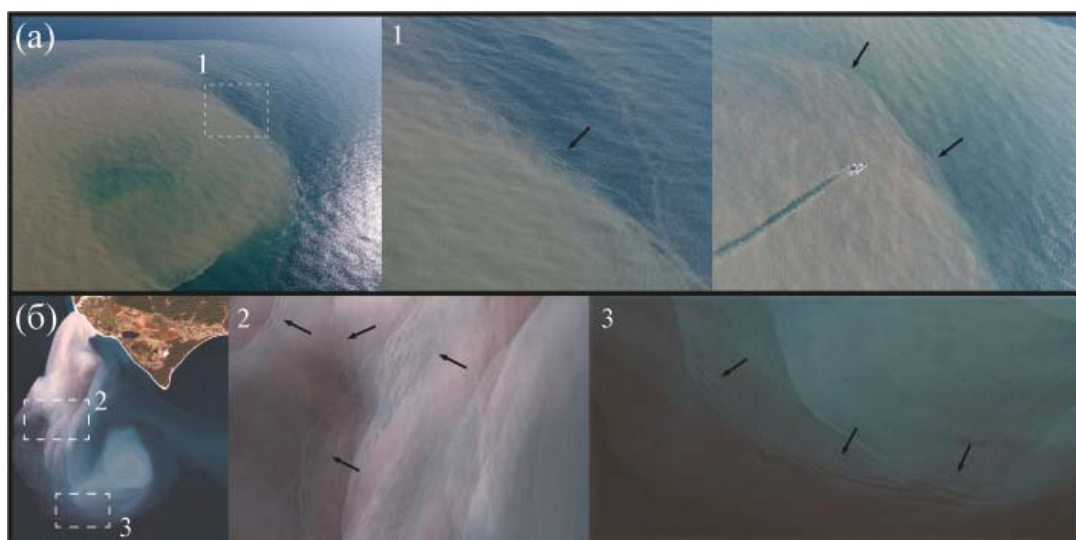
тосъемки. Это различие вызвано тем, что натурные измерения проводились не в центральной части вихря, а на его периферии. Наблюдаемая изменчивость солёности в поверхностном слое была вызвана вторжением солёной воды из окружающего моря в плюм из-за вращения вихря (см. рис. 3.14г). Вертикальные профили солёности и скорости, измеренные в 16:02, т.е. после измерений в приповерхностном слое, зарегистрировали сильное северо-западное течение в морских водах ниже плюма Кодора (см. рис. 3.14ж, з). Максимальная скорость этого течения (15–25 см/с) наблюдалась непосредственно под плюмом на глубинах 3–5 м, затем скорость снизилась до 10–15 см/с на глубинах 8–9 м и до <5 см/с на глубинах 10–13 м. Это интенсивное северо-западное течение (20–30 см/с) также было зарегистрировано в предыдущий день у мыса Искурия, что подтверждает наличие струйного течения за мысом Искурия, которое, по-видимому, сформировало наблюдавшийся вихрь.

Итак, аэрофотосъёмка выявила быстрое движение границы плюма Кодора (~ 0.5–1 м/с), в результате взаимодействия с вращающимся вихрем. Столь быстрый отклик циркуляции речного плюма на прибрежную циркуляцию моря описан впервые. Несмотря на то, что общие закономерности распространения малых плюмов определяются ветровым воздействием, отдельные интенсивные процессы фоновой морской циркуляции могут влиять на динамику малого речного плюма, однако, по-видимому, только локально и в течение непродолжительных периодов времени. Взаимодействие между субмезомасштабными вихрями и плюмом Кодора также наблюдалось на спутниковых снимках. Цепочки небольших антициклонических вихрей (диаметром 300–500 м), образовавшихся за мысом Искурия и взаимодействующих с плюмом Кодора, были зарегистрированы 17 июля 2018 года, 21 августа 2019 года и 26 августа 2019 года (рис. 3.15а). Расположение, размеры и формы нескольких последовательных вихрей в этих цепочках указывают на то, что они периодически формировались вблизи мыса Искурия и смещались в северо-западном направлении незадолго до момента спутниковых наблюдений. Когда их траектории пересекали плюм Кодора, мутная вода плюма закручивалась в эти вихри, что делало вихри видимыми на спутниковых снимках. Размеры, антициклоническое направление вращения и движение в северо-западном направлении были аналогичны для вихрей, обнаруженных в плюме Кодора аэрофотосъёмкой и спутниковым зондированием. Это позволяет предположить единство наблюдаемого процесса и анализировать его пространственно-временные характеристики, полученные как по данным аэрофотосъёмки, так и по данным спутниковых наблюдений.

Спутниковые наблюдения также регистрировали вихри, образовавшиеся за мысом Пичунда и взаимодействующие с плюмом Бзыби 30 июля 2017 года и 10 октября 2019 года (рис. 3.15б). Однако, в отличие от вихрей, зарегистрированных в плюме Кодора, эти вихри были отдельными, т.е. не образовывали цепочек, были значительно крупнее (диаметром 2–4 км) и вращались в циклоническом направлении. На спутниковом снимке, полученном 10 октября 2019 года, видны пакеты внутренних волн, распространяющиеся из вращающегося вихря в плюме Бзыби (рис. 3.16а). Аэрофотосъёмка 1 сентября 2018 года также зафиксировала, что от внешней границы вихря в плюме Кодора отделился пакет внутренних волн, который в дальнейшем распространялся в пределах плюма в сторону открытого моря (рис. 3.16б). Скорость распространения внутренних волн составляла около 0.3 м/с, а расстояние между волнами – 2–4 м. В центральной части цуга длиной около 50 м было 10 волн, на его периферии длиной около 200 м – 3–4 волны. На расстоянии около 500 м от места своего формирования внутренние волны диссипировали, новые внутренние волны ни в этом месте, ни на других участках фронта между плюмом и морем не образовывались в течение периода аэрофотосъёмки. Та-



**Рис. 3.15.** Спутниковые снимки в видимом диапазоне Sentinel-2, полученные 17 июля 2018 года, 21 августа 2019 года и 26 августа 2019 года, иллюстрирующие взаимодействие между вихрями и плюмом Кодора (а), и полученные 30 июля 2017 года и 10 октября 2019 года, иллюстрирующие взаимодействие между вихрями и плюмом Бзыби (б). Зеленые стрелки показывают местоположение мыса Искурия, красные стрелки – местоположение мыса Пицунда



**Рис. 3.16.** Поверхностные проявления высокочастотных внутренних волн, генерируемых вихрями внутри плюмов Кодора (а) и Бзыби (б), зарегистрированные на аэрофотоснимках 1 сентября 2018 года (а) и на спутниковых снимках 10 октября 2019 года (б). Черные стрелки указывают на поверхностные проявления внутренних волн

ким образом, источником формирования внутренних волн стала диссипация вихря в плюме и переход энергии вращения вихря в энергию внутренних волн. Подобные высокочастотные внутренние волны в речных плюмах описывались ранее [Mityagina et al., 2010; Lavrova and Mityagina, 2017], однако в этих работах не были рассчитаны их характеристики и не был установлен механизм их формирования

### 3.3. Ветровое воздействие и малые речные плюмы

Для исследования ветрового воздействия на малые речные плюмы были проанализированы оптические спутниковые снимки высокого разрешения и данные о внешних гидрометеорологических условиях в зоне распространения плюма Мзымты за 2016–2018 годы [Osadchiev and Sedakov, 2019a]. На основе пар спутниковых снимков Landsat 8 и Sentinel-2, сделанных с небольшим временным интервалом (табл. 3.1), с использованием методики, описанной в разделе 2.5, были восстановлены течения в плюме Мзымты 23 апреля, 12 июля, 30 сентября 2016 года, 9 марта, 28 мая, 10 сентября 2017 года, 12 марта 2018 года. Различные условия ветра и речного стока, наблюдавшиеся в течение этих периодов (табл. 3.2), приводили к различным пространственным характеристикам и схемам циркуляции в плюме Мзымты.

Распространение плюма Мзымты во время слабого ветрового воздействия наблюдалось 9 марта 2017 года и 10 сентября 2017 года (рис. 3.17). Впадающий в море речной поток замедлялся в приустьевой зоне и поворачивал по часовой стрелке примерно в 2 км от устья реки. Это антициклоническое течение вдоль края приустьевой части плюма в дальнейшем переходило во вдольбереговое течение в северо-западном направлении. Таким образом, в приустьевой части плюма не образовывалась антициклоническая циркуляция, описанная в ряде теоретических [Yankovsky and Chapman, 1997], натурных [Chant et al., 2008; Horner-Devine, 2009; Kudela et al., 2010], лабораторных [Avicola and Huq, 2003; Horner-Devine et al., 2006; Thomas and Linden, 2007; Yuan et al., 2018] и модельных исследований [Fong and Geyer, 2002; Soosaar et al., 2016]. На оптических спутниковых снимках отчетливо виден четкий фронт, образовавшийся между плумом Мзымты и окружающим морем. Он начинался от линии берега на расстоянии 3 км к юго-востоку от устья Мзымты, оконтуривал приустьевую часть плюма и распространялся примерно на 6 км в северо-западном направлении, где сглаживался резкий

Таблица 3.1

**Время съемки и временные интервалы между анализируемыми парами спутниковых снимков Sentinel-2 и Landsat 8**

Дата	Время съемки Landsat 8	Время съемки Sentinel-2	Разница во времени
23.04.2016	8:07:26	8:14:36	0:07:10
12.07.2016	8:07:51	8:10:13	0:02:22
30.09.2016	8:08:09	8:13:38	0:05:29
9.03.2017	8:07:42	8:14:38	0:06:56
28.05.2017	8:07:29	8:10:43	0:03:14
10.09.2017	8:01:51	8:09:59	0:08:08
17.02.2018	8:01:32	8:10:09	0:08:37
12.03.2018	8:07:31	8:17:29	0:09:58
6.04.2018	8:01:08	8:16:01	0:14:53

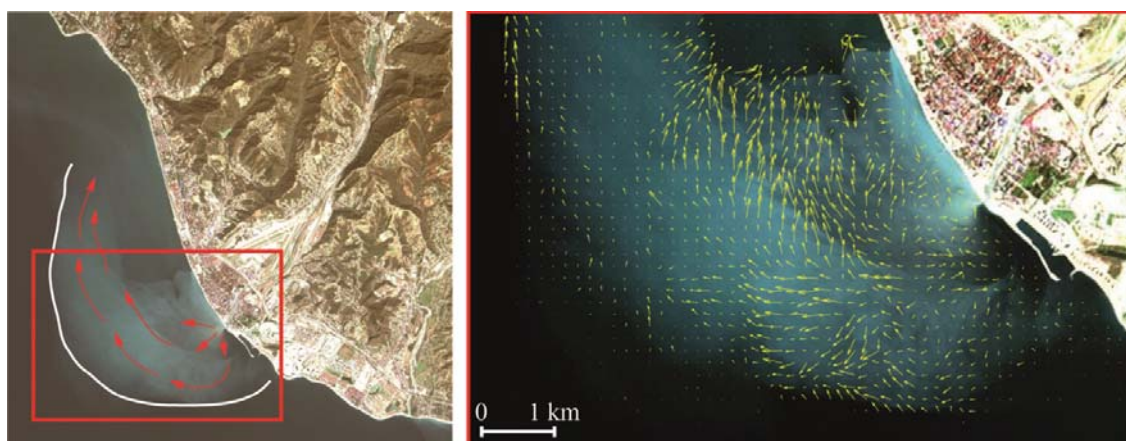
Таблица 3.2

**Ветровое воздействие и расход реки Мзымты во время исследуемых периодов, их климатические среднемесячные значения и стандартные отклонения**

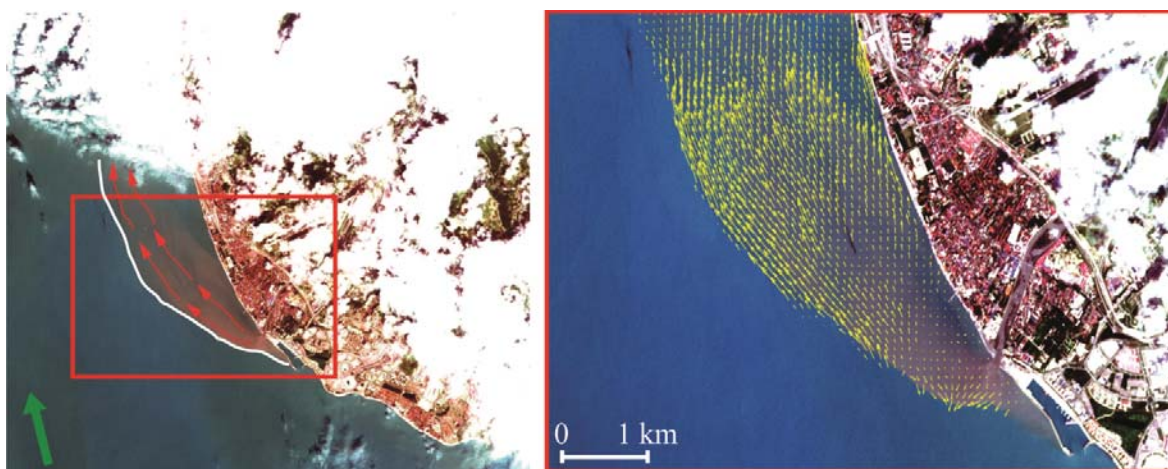
Дата	Расход Мзымты, м <sup>3</sup> /с	Среднемесячные значения и стандартные отклонения расхода Мзымты, м <sup>3</sup> /с	Направление ветра	Скорость ветра, м/с	Среднемесячные значения и стандартные отклонения скорости ветра, м/с
23.04.2016	118	90.4 ± 21.6	SW (нагонный)	3	3.0 ± 1.4
12.07.2016	59	48.5 ± 19.3	SE (даунвеллинговый)	4	3.2 ± 1.1
30.09.2016	70	19.2 ± 11.0	N (апвеллинговый)	2	3.4 ± 1.3
9.03.2017	75	49.8 ± 11.9	0	0	3.1 ± 1.3
28.05.2017	115	107.0 ± 21.2	S (даунвеллинговый)	4	2.7 ± 1.2
10.09.2017	44	19.2 ± 11.0	0	0	3.4 ± 1.3
17.02.2018	41	36.6 ± 7.7	SW (нагонный)	3	3.3 ± 1.4
12.03.2018	94	49.8 ± 11.9	SW (нагонный)	3	3.1 ± 1.3
6.04.2018	96	90.4 ± 21.6	SW (нагонный)	3	3.0 ± 1.4

градиент между внешней частью плюма и окружающим океаном. Расход реки Мзымты 9 марта 2017 года был низким (75 м<sup>3</sup>/с), однако расстояние между границей плюма и берегом составляло 3–5 км, тогда как вдольбереговая протяженность геострофического течения во внешней части плюма составляла примерно 7–8 км.

Умеренные южные и юго-восточные ветра (4 м/с) преобладали в районе исследования во время спутниковых наблюдений 12 июля 2016 года и 28 мая 2017 года и приводили к сходным типам распространения плюма Мзымты (рис. 3.18). Впадающий в море речной поток замедлялся на расстоянии 0.5–1 км от устья Мзымты, поворачивал по часовой стрелке и переходил



**Рис. 3.17.** Спутниковый снимок Sentinel-2 за 9 марта 2017 года, схема циркуляции в плюме (слева), и поле скорости поверхностного течения (справа), восстановленные с помощью алгоритма оптического потока. Белая линия показывает четкий фронт между плюмом и окружающим морем

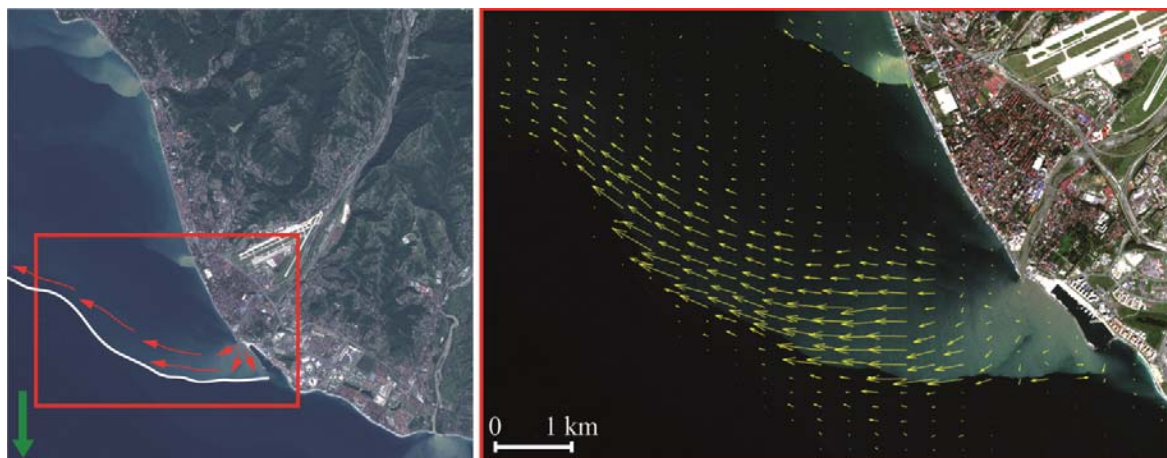


**Рис. 3.18.** Спутниковый снимок Sentinel-2 за 28 мая 2017 года, схема циркуляции в плюме (слева), и поле скорости поверхностного течения (справа), восстановленные с помощью алгоритма оптического потока. Белая линия показывает четкий фронт между плумом и окружающим морем, зеленая стрелка показывает направление ветра

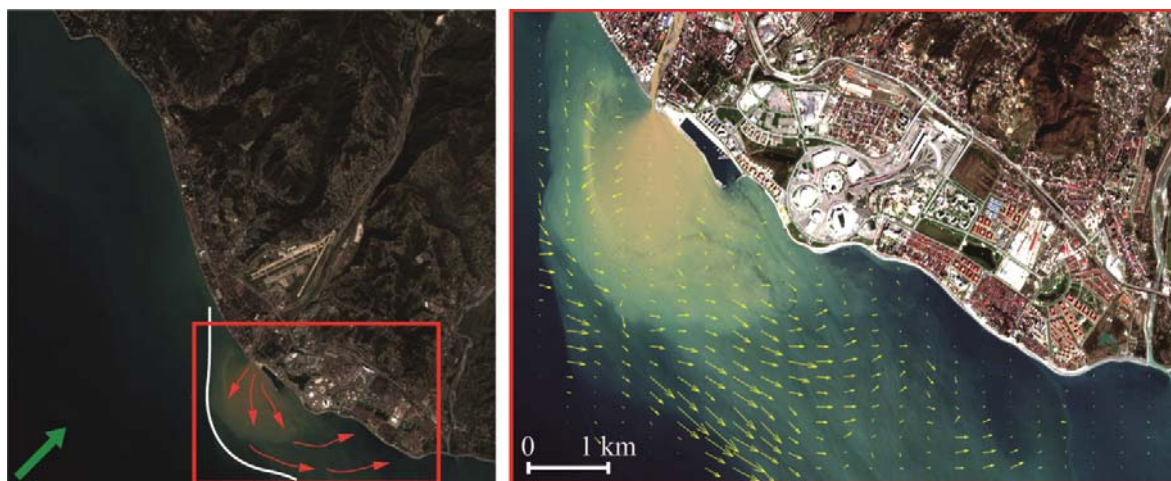
во внешнюю часть плюма. Внешняя часть плюма распространялась вдоль берега в северном направлении в результате даунвеллингового ветрового воздействия. Поэтому четкий фронт плюма Мзымты начинался от побережья на расстоянии менее 1 км к югу от устья Мзымты и был вытянут в северо-восточном направлении. Расход реки Мзымта 28 мая 2017 года был в два раза выше, чем 12 июля 2016 года, в результате чего расстояние от берега до границы плюма Мзымты было разным в эти дни (3 км и 1 км). Вдольбереговая протяженность внешней части плюма составляла 8–10 км для обоих дней.

Характер распространения плюма Мзымты при апвеллинговых ветрах (2 м/с), наблюдавшихся 30 сентября 2016 года, характеризуется значительной протяженностью приустьевой части плюма в поперечном берегу направлении. Впадающий в море речной поток поворачивал по часовой стрелке и переходил во внешнюю часть плюма (рис. 3.19). Четкий поперечный берегу фронт между приустьевой частью плюма и окружающим морем начинался примерно в 1.5 км к югу от устья Мзымты и был вытянут в западном направлении. Внешняя часть плюма распространялась на северо-запад и занимала большую площадь (более 50 км<sup>2</sup>), несмотря на относительно низкий расход реки Мзымта (70 м<sup>3</sup>/с). Вдольбереговой масштаб внешней части плюма составлял более 15 км. Расстояние между границей внешней части плюма и береговой линией увеличивалось с 4 км у устья реки до 6–8 км к северу от устья.

Распространение плюма Мзымты под воздействием слабых юго-западных ветров (3 м/с) было восстановлено по спутниковым снимкам, полученным 23 апреля 2016 года, 17 февраля 2018 года, 12 марта 2018 года и 6 апреля 2018 года (рис. 3.20). В эти дни впадающий в море речной поток распространялся на юг и юго-восток от устья Мзымты на расстояние 1–2 км. Затем течение поворачивало против часовой стрелки и переходило во внешнюю часть плюма, которая распространялась на юго-восток с постепенно уменьшающейся скоростью. Таким образом, сгонные ветра приводили к аккумуляции плюма вблизи устья реки, так как вдольбереговой поток на юго-восток не формировался. Несмотря на большой расход реки Мзымта 23 апреля 2016 года (118 м<sup>3</sup>/с), 12 марта 2018 года (94 м<sup>3</sup>/с) и 6 апреля 2018 года (96 м<sup>3</sup>/с), вдоль-



**Рис. 3.19.** Спутниковый снимок Sentinel-2 за 30 сентября 2016 года, схема циркуляции в плюме (слева), и поле скорости поверхностного течения (справа), восстановленные с помощью алгоритма оптического потока. Белая линия показывает четкий фронт между плюмом и окружающим морем, зеленая стрелка показывает направление ветра



**Рис. 3.20.** Спутниковый снимок Sentinel-2 за 12 марта 2018 года, схема циркуляции в плюме (слева), и поле скорости поверхностного течения (справа), восстановленные с помощью алгоритма оптического потока. Белая линия показывает четкий фронт между плюмом и окружающим морем, зеленая стрелка показывает направление ветра

береговая протяженность плюма Мзымты составляла всего 5–6 км, в то время как в период низкого расхода 17 февраля 2018 года ( $41 \text{ м}^3/\text{с}$ ) вдольбереговая протяженность плюма составляла 1 км. Плюм Мзымты был расположен к юго-востоку относительно речного устья и был оконтурен четким фронтом, начинавшимся к северу от устья.

Форма небольшого речного плюма и его расположение относительно устья реки и береговой линии указывают на характер поверхностной циркуляции в плюме. Существует два типа фронтальных зон на внешней границе малого речного плюма, а именно, четкая граница и

размытая граница [Bowman and Iverson, 1978; Jay et al., 2009]. Размытая граница является относительно широкой и характеризуется небольшими градиентами солёности, она оконтуривает внешние части плюма, которые интенсивно перемешиваются с окружающим морем. Если малый плюм распространяется под воздействием ветра, и перемешивание плюма вызывается сдвигом скорости между плюмом и нижележащим морем, то размытая граница формируется в направлении распространения плюма. Четкая граница, напротив, является узкой (до десятков сантиметров), характеризуется большими градиентами и, как правило, отчетливо видна на спутниковых снимках. Четкая граница оконтуривает внешние части плюма, которые слабо перемешиваются с окружающим морем и обычно образуются с противоположной стороны от направления распространения плюма. В частности, траектории внутренней циркуляционной структуры плюма не пересекают четкую границу между плюмом и окружающим морем [O'Donnell, 1990; Horner-Devine et al., 2015]. Таким образом, течения вблизи четкой границы плюма, как правило, направлены вдоль нее. Сам фронт также смещается под воздействием ветра, однако скорость его смещения значительно ниже скорости течения вдоль границы [Trump and Marmorino, 2003; O'Donnell et al., 2008].

Значительный цветовой контраст между речным плюмом и окружающим морем в исследуемом регионе позволяет детектировать границы плюма Мзымты на спутниковых снимках. Расположение и форма четких фронтов плюма Мзымты, наблюдаемых на спутниковых изображениях, находятся в хорошем соответствии с полями поверхностной скорости течения, рассчитанными с помощью алгоритма оптического потока. Это подтверждают восстановленные схемы распространения плюма Мзымты при различных условиях ветрового воздействия. В частности, четкий фронт, наблюдаемый в районе устья Мзымты 30 сентября 2016 года, был расположен к югу от устья реки и был вытянут на запад, что указывает на течение в направлении от берега в южной части плюма Мзымты и общий перенос пресноводного стока на северо-запад под воздействием апвеллингового ветра (см. рис. 3.19). Четкие фронты плюма Мзымты, наблюдаемые 23 апреля 2016 года, 12 марта 2018 года и 6 апреля 2018 года во время нагонных ветров, также были вытянуты в направлении, поперечном берегу, но были расположены к северу от устья реки, что указывает на течение в направлении от берега в северной части плюма Мзымты и общий перенос пресноводного стока на юго-восток от устья реки под воздействием нагонного ветра (см. рис. 3.20).

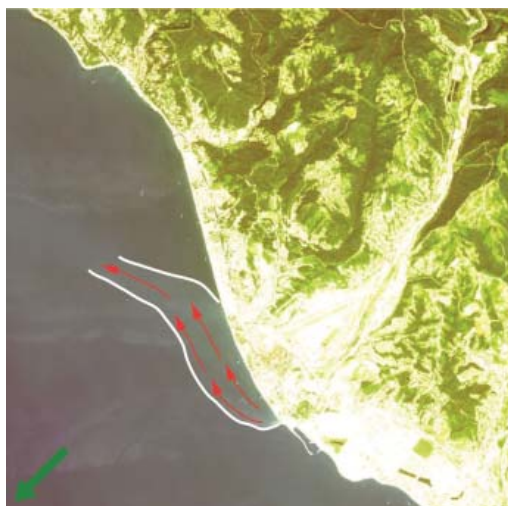
На основании одиночных снимков Landsat 8 и Sentinel-2, полученных в течение 96 безоблачных периодов в 2013–2018 годах, были определены четкие фронты плюма Мзымты при различных условиях ветра и речного стока. Зависимость расположения и формы четких фронтов плюма от направления ветра показала очень хорошее соответствие схемам распространения плюма Мзымты, полученным с помощью анализа почти одновременных спутниковых изображений. В частности, расположение четкого фронта к северу от речного устья и аккумуляция плюма к юго-востоку от устья наблюдалось только во время нагонных ветров. Все другие типы ветрового воздействия, включая слабые ветровые условия, напротив, способствовали расположению четкого фронта к юго-востоку от речного устья и аккумуляции плюма к северу от устья.

Расположение четкого фронта плюма Мзымты к юго-востоку от речного устья и распространение плюма на северо-запад наблюдалось во время стгонных ветров, влияние которых на распространение плюма не было охвачено имеющимися парами почти одновременных спутниковых снимков Landsat 8 и Sentinel-2. Тем не менее, подобное ветровое воздействие было зафиксировано на многочисленных одиночных спутниковых снимках этого региона. В част-

ности, характерная форма плюма Мзымты при северо-восточном ветре (2 м/с) наблюдалась 27 июля 2017 года (рис. 3.21). Зафиксированная в этот день поперечная берегу протяженность плюма Мзымты (1.5 км), образованного относительно низким речным расходом ( $57 \text{ м}^3/\text{с}$ ) во время сгонных ветров, была намного меньше, чем при апвеллинговых ветрах 30 сентября 2016 года ( $70 \text{ м}^3/\text{с}$ , более 15 км), но больше, чем при даунвеллинговых ветрах 27 июля 2017 года ( $59 \text{ м}^3/\text{с}$ , 1 км).

На основании полученных результатов была разработана динамическая интерпретация восстановленных схем распространения плюма Мзымты при различных условиях ветрового воздействия. Эти схемы значительно отличались от схем циркуляции, типичных для больших речных плюмов [Nof and Pichevin, 2001; Fong and Geyer, 2002; Horner-Devine et al., 2006; Chant et al., 2008; Liu et al., 2009a, b]. Основные отличия наблюдаемой динамики плюма Мзымты заключаются в следующем. Во-первых, наблюдаемые горизонтальные размеры приустьевой части плюма Мзымты на один порядок меньше, чем значения, рассчитываемые с помощью классических параметризаций пространственных масштабов плюма на основе характеристик речного стока. Во-вторых, впадающий в море речной поток не образует антициклонической рециркуляции в приустьевой части плюма, которая является типичной динамической особенностью многих речных плюмов в условиях слабого ветрового воздействия. На расстоянии 1–2 км от устья Мзымты впадающий в море речной поток переходит в квазигеострофическое вдольбереговое течение. В-третьих, наблюдается существенная изменчивость угла между направлением ветра и экмановским транспортом внутри исследуемых плюмов в период апвеллинговых, сгонных и нагонных ветров. Этот угол уменьшается от аномально больших значений в  $60\text{--}80^\circ$  в приустьевой зоне плюмах до  $30\text{--}40^\circ$  во внешней части плюма. Далее описывается и обсуждается физическая интерпретация этих динамических особенностей плюма Мзымты.

Река Мзымта имеет быстрое течение (1–2 м/с), но относительно небольшую глубину в устье (1–1.5 м). В результате этого струя пресной воды, впадающая в море из устья Мзымты, характеризуется относительно высокой скоростью, но небольшой глубиной и объемом. Из-за



**Рис. 3.21.** Спутниковый снимок Sentinel-2 за 27 июля 2017 года и схема циркуляции в плюме. Белая линия показывает четкий фронт между плюмом и окружающим морем, зеленая стрелка показывает направление ветра

этого инерция речной струи быстро диссипирует в приустьевой зоне моря. Большому диапазону расхода воды в Мзымте (44–118 м<sup>3</sup>/с) и в связи с этим скорости речной струи в течение рассмотренных периодов соответствует малый диапазон горизонтальных размеров инерционной приустьевой части плюма (1–2 км) в соответствии с восстановленными полями поверхностной скорости. Таким образом, наблюдаемые пространственные масштабы приустьевой части плюма Мзымты на один порядок меньше, чем значения, оцененные по классическим формулам на основе чисел Бургера и Россби [Yankovsky and Chapman, 1997; Horner-Devine et al., 2006].

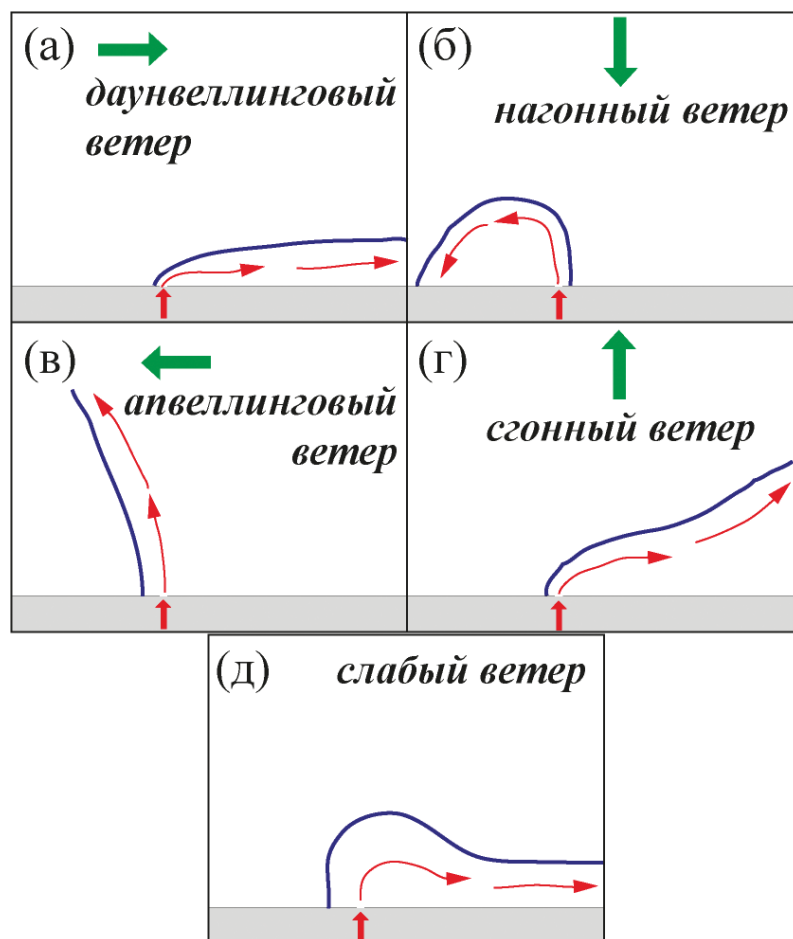
Резкое замедление струи пресной воды приводит к образованию значительного градиента давления вблизи устья реки, направленного от устья реки в сторону открытого моря. В результате этого градиент давления препятствует формированию антициклонической рециркуляции в приустьевой зоне плюма. Таким образом, речной расход и скорость речного потока являются ограничивающими факторами формирования антициклонической циркуляции в плюме Мзымты в рассматриваемые периоды слабого ветрового воздействия (см. рис. 3.17). По-видимому, такая ситуация не возникает, если впадающий речной поток имеет низкую скорость или большой объем, из-за чего не происходит его резкого замедления и не образуются большие градиенты скорости и давления вблизи устья реки.

Восстановленные поля скоростей поверхностных течений показывают большие различия в структуре циркуляции во внешней части плюма Мзымты при различных ветровых условиях. Поверхностный слой движется под углом до 80° относительно направления апвеллингового, нагонного и сгонного ветров в наиболее стратифицированной приустьевой части плюма, в то время как в более перемешанной внешней части плюма этот угол уменьшается до 30–40°. Этот эффект, по-видимому, вызван неоднородностью толщины экмановского слоя, зависящей от стратификации на границе между плюмом Мзымты и нижележащим морем [Журбас, 2013]. При этом наблюдаемая у плюма Мзымты аномально большая изменчивость угла экмановского транспорта не описывалась ранее для столь небольшого по размеру участка моря.

Вышеописанные динамические особенности плюма Мзымты существенно влияют на его структуру, характер распространения и связанный с этим перенос взвешенных и растворенных веществ, поступающих в море с речным стоком. Так, аккумуляция опресненных вод в приустьевой части плюма, которая описывалась в ряде предыдущих исследований [Nof and Pichevin, 2001; Fong and Geyer, 2002; Horner-Devine et al., 2006], не происходит в плюме Мзымты из-за небольшого размера его приустьевой части и отсутствия в ней антициклонической рециркуляции. Поэтому большая часть стока Мзымты выносится от устья реки во внешнюю часть плюма, чья динамика определяется ветровым воздействием.

Ветровое воздействие вызывает распространение внешней части плюма в направлении экмановского транспорта до тех пор, пока он не ограничен береговой линией. Это приводит к двум устойчивым состояниям плюма, определяемым расположением береговой линии и устья реки. Если распространение плюма происходит в направлении вдольберегового геострофического течения, т.е. ограничивается линией берега, расположенной справа от поступающего в море речного потока в Северном полушарии, то формируется стационарный вдольбереговой перенос вод плюма. Если же распространение речного плюма происходит в противоположном направлении и ограничивается береговой линией, расположенной слева от речного потока, то плюм аккумулируется в приустьевой области и не распространяется далеко от речного устья. Этим двум стабильным состояниям плюма, как правило, соответствует расположение четкой границы плюма слева (при вдольбереговом течении) или справа (при приустьевой аккумуляции) от речного устья.

Большие углы между направлением ветра и направлением поверхностного течения, наблюдаемые в сильно стратифицированной приустьевой части плюма Мзымты, приводят к значительным различиям в характере ветрового распространения этого малого речного плюма, по сравнению с ветровым распространением больших речных плюмов, особенно для нагонных и апвеллинговых ветров (рис. 3.22). В предыдущих работах было показано, что распространение речного плюма в направлении, противоположном геострофическому течению, т.е. влево от речного устья в Северном полушарии, происходит под действием апвеллинговых ветров [Geyer et al., 2000; Choi and Wilkin, 2007; Xia et al., 2007]. Однако распространение плюма Мзымты в этом направлении и его аккумуляция в приустьевой зоне наблюдается только под воздействием нагонных ветров. Апвеллинговые ветра, напротив, вызывали интенсивный вынос вод плюма Мзымты в сторону открытого моря и, таким образом, наибольшие поперечные берегу размеры плюма, в то время как для больших речных плюмов наибольшие поперечные берегу размеры наблюдаются при сгонных ветрах [Xia et al., 2011; Jurisa and Chant, 2012]. При



**Рис. 3.22.** Схема распространения малого речного плюма и расположения четкого фронта между плюмом и окружающим морем под воздействием различных типов ветра: (а) даунвеллингового, (б) нагонного, (в) апвеллингового, (г) сгонного и (д) слабого или отсутствующего ветра

этом распространение плюма Мзымты на северо-запад в виде узкого вдольберегового течения при даунвеллинговом ветре совершенно аналогично типичным схемам распространения больших речных плюмов [Rennie et al., 1999; Geyer et al., 2000; Pullen and Allen, 2000; Johnson et al., 2003; Choi and Wilkin, 2007].

В зоне распространения плюма Мзымты преобладают сгонные и даунвеллинговые ветра (67% дней в течение года), в то время как на нагонные ветра приходится в среднем 18% времени в году и 20% времени в период весеннего половодья. В результате большая часть пресноводного стока Мзымты выносится от устья реки вдоль берега в северо-западном направлении. С другой стороны, аккумуляция пресноводного стока Мзымты в приустьевой зоне также происходит в течение значительной части года. При этом ветровое воздействие в исследуемом регионе характеризуется высокой временной изменчивостью. В частности, продолжительность большинства периодов стационарного нагонного ветра составляет порядка нескольких часов. Таким образом, вдольбереговой северо-западный перенос стока Мзымты преобладает среди всех возможных типов распространения плюма Мзымты, в то время как длительная аккумуляция плюма в приустьевой зоне является достаточно редкой ситуацией. Этот результат согласуется с предыдущими исследованиями, основанными на натурных измерениях и численном моделировании, которые показали, что терригенная взвесь, поступающая в море из малых рек исследуемого региона, в основном переносится вдоль берега и не накапливается вблизи устьев рек [Джаошвили, 2002; Балабанов, 2011].

Частота, продолжительность и временное распределение ветровых условий, приводящих к формированию вдольберегового переноса или приустьевой аккумуляции пресноводного стока и содержащихся в нем взвешенных и растворенных веществ, сильно влияют на региональные физические, биологические и геохимические процессы. В частности, частый и интенсивный вдольбереговой перенос речного стока может приводить к продолжительному увеличению аномалии солености и уменьшению стратификации поверхностного слоя на протяженных участках морского побережья [Подымов и Зацепин, 2016; Osadchiev and Korshenko, 2017]. Вследствие этого речной плюм может взаимодействовать с плюмами, формируемыми реками, устья которых расположены в направлении распространения геострофического течения, и влиять на их структуру и динамику [Mendes et al., 2016; Romero et al., 2016; Warrick and Farnsworth, 2017]. С другой стороны, долгосрочная аккумуляция биогенов, терригенной взвеси и антропогенных загрязняющих веществ речного происхождения в приустьевой зоне может значительно влиять на региональное качество вод, загрязнение, биопродуктивность и т.д. Таким образом, полученные результаты, описывающие влияние ветра на динамику малых речных плюмов, важны для понимания процессов переноса и аккумуляции взвешенных и растворенных веществ, поступающих в море со стоком малых рек, а также их влияния на морскую среду во многих прибрежных районах мира.

### 3.4. Взаимодействие между малыми речными плюмами

С помощью численного моделирования были исследованы процессы взаимодействия между многочисленными малыми речными плюмами, формируемыми в северо-восточной части Черного моря [Osadchiev and Korshenko, 2017]. Как было описано в разделе 3.2, в этот район впадает большое количество рек, имеющих небольшие водосборы и небольшие объемы годового стока (рис. 3.23). В обычных условиях речные плюмы в этом регионе четко разделе-

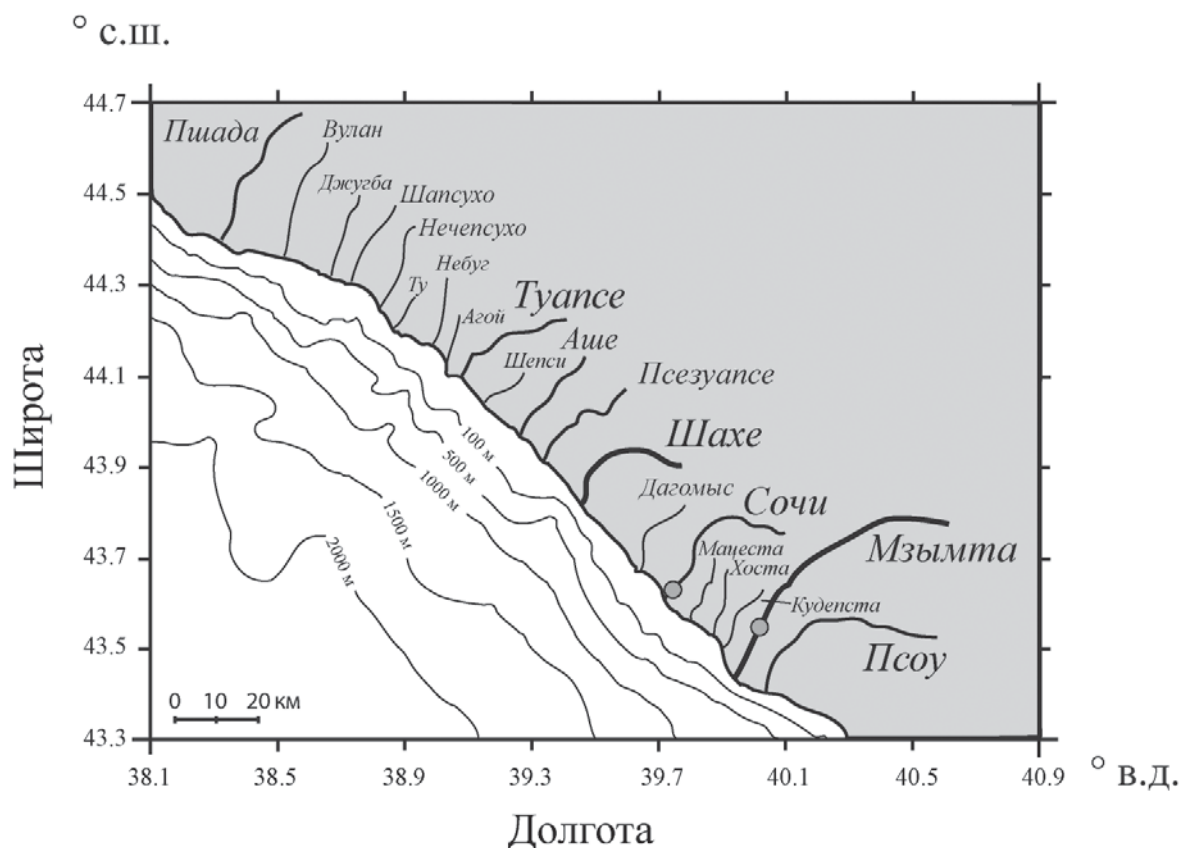
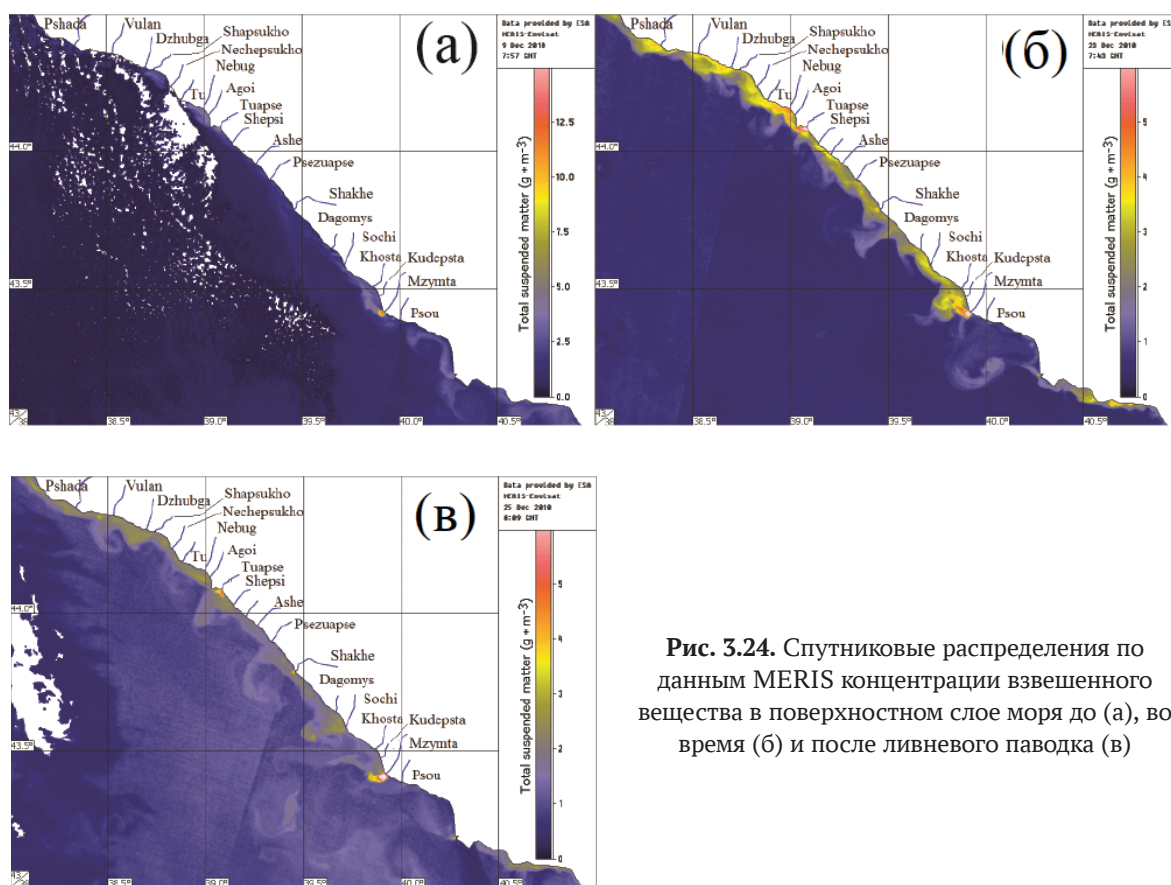


Рис. 3.23. Расположение 20 крупнейших рек российского побережья Черного моря

ны, поскольку их пространственные масштабы не превышают расстояния между соседними речными устьями (рис. 3.24а). Обильные осадки, регулярно случающиеся в исследуемом регионе, вызывают резкое увеличение стока рек и синхронное формирование паводка на протяженных участках побережья. В подобные паводковые периоды площади речных плюмов резко возрастают, пространственные масштабы многих плюмов начинают превышать расстояния между соседними речными устьями, из-за чего соседние речные плюмы начинают сливаться и взаимодействовать друг с другом. Наиболее интенсивные осадки вызывают образование непрерывной прибрежной полосы мутной воды, которую можно наблюдать с помощью спутниковых снимков (рис. 3.24б). После окончания периода половодья эта полоса диссипирует, а площади речных плюмов уменьшаются до своих средесезонных размеров (рис. 3.24в).

Для исследования взаимодействия малых речных плюмов вдоль российского побережья Черного моря были рассмотрены два периода, 25 мая – 4 июля 2011 года (весенне-летнее половодье) и 6–19 сентября 2011 года (осенняя межень), во время которых несколько раз происходило формирование дождевых паводков на протяженных участках побережья. Для численного моделирования взаимодействия малых речных плюмов в эти периоды необходимо иметь данные о расходах формирующих их рек, при этом лишь две реки этого региона (Мзымта и Сочи) обеспечены суточными измерениями речного расхода на гидрологических постах. В



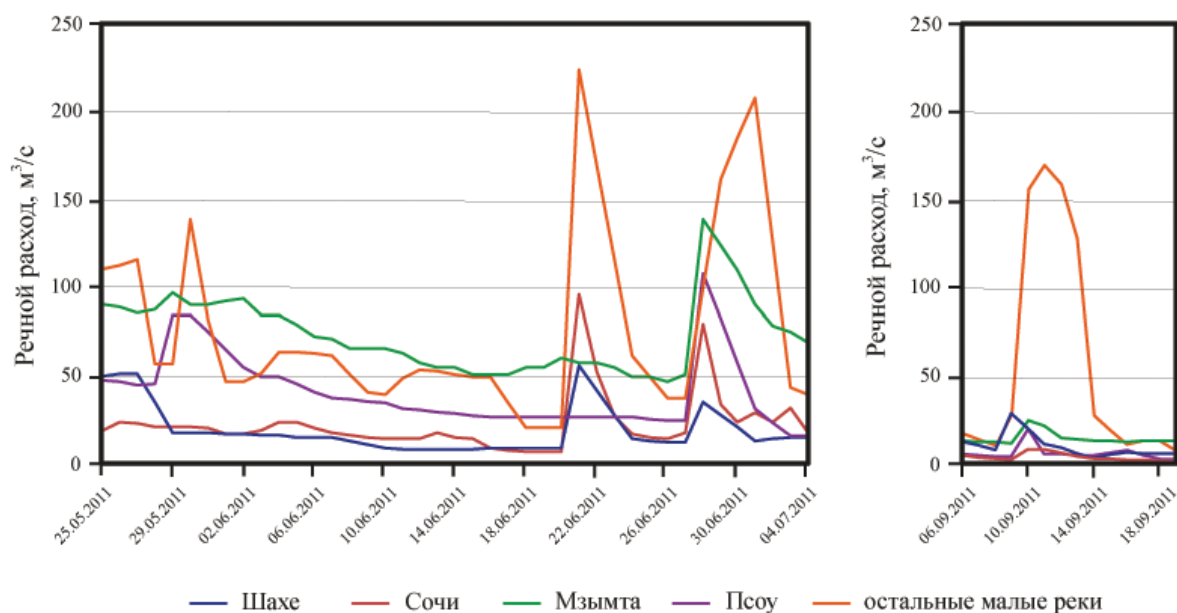
**Рис. 3.24.** Спутниковые распределения по данным MERIS концентрации взвешенного вещества в поверхностном слое моря до (а), во время (б) и после ливневого паводка (в)

связи с этим в дополнение к имеющимся суточным данным о расходах рек Мзымта и Сочи были восстановлены расходы 18 наиболее крупных рек исследуемого региона (Пшада, Вулан, Джубга, Шапсухо, Нечепсухо, Ту, Небуг, Агой, Туапсе, Шепси, Аше, Псецуапсе, Шахе, Дагомыс, Мацеста, Хоста, Кудепста, Псоу) с помощью модели, описанной в разделе 2.6.

С использованием сочетания лагранжевой модели речного плюма STRiPE и трехмерной эйлеровой модели циркуляции Черного моря ИНМОМ [Дианский и др., 2013] было осуществлено численное моделирование распространения 20 малых речных плюмов, формируемых рассматриваемыми реками, а также переноса и осаждения терригенной взвеси речного происхождения. Терригенная взвесь моделировалась как пассивный трассер речного стока. Первоначально взвесь переносится речными плюмами, динамика которых задается моделью STRiPE. После того как взвесь оседает под плюм, ее движение определяется прибрежной морской циркуляцией, воспроизводимой моделью ИНМОМ. Для проведенных численных исследований была использована региональная модель ИНМОМ Черного моря с закрытыми границами и с горизонтальным разрешением от 200 м в исследуемом регионе и до 4.5 км в юго-западной части Черного моря. Выбор такого разрешения позволяет воспроизводить как субмезомасштабную циркуляцию в исследуемом районе, так и мезомасштабные процессы в рамках всего Черного моря. Совместная численная модель была верифицирована на основе данных контактных и спутниковых измерений, а затем использована для сравнения процессов

распространения речных плюмов и связанных с ними процессов поступления, переноса и оседания взвеси во время среднесезонных (половодье и межень) и паводковых условий стока.

Суточные расходы четырех относительно крупных рек региона – Шахе, Сочи, Мзымты и Псоу, а также суммарный суточный расход 16 более мелких рек региона за рассматриваемые периоды представлены на **рис. 3.25**. Измеренные и восстановленные значения речных расходов показывают, что реки Шахе, Сочи, Мзымта и Псоу обеспечивают 65–85% всего регионального речного стока в море во время среднесезонных условий. Наводнения существенно



**Рис. 3.25.** Суточные речные расходы рек российского побережья Черного моря с 25 мая по 4 июля 2011 года (слева) и 6–19 сентября 2011 года (справа), измеренные на гидрологических постах (для Мзымты и Сочи) и восстановленные по спутниковым снимкам плюмов (для Шахе, Псоу и остальных малых рек)

меняют эту пропорцию, особенно во время осенней межени, когда среднесезонные расходы всех рек региона невелики. В частности, доля четырех крупнейших рек в общем стоке во время ливневых паводков снижалась до 45% в течение первого моделируемого периода и до 20% в течение второго моделируемого периода.

После оценки суточных значений речных расходов были восстановлены суточные концентрации взвешенных веществ в приустьевых частях рассматриваемых речных плюмов, которые использовались в качестве входных данных для численного моделирования. Концентрации взвеси были получены по данным натурных измерений и спутниковых наблюдений за соответствующие дни моделируемых периодов. Они показали значимую логарифмическую зависимость от восстановленных значений речных расходов отдельно для крупных и малых рек региона (**рис. 3.26**). Коэффициент корреляции Пирсона между  $\ln(C)$  и  $\ln(Q)$  был равен 0.82 для крупных рек и 0.8 для малых рек, где  $C$  – концентрация взвеси в  $г/м^3$ , а  $Q$  – расход реки в  $м^3/с$ . Статистический  $t$ -критерий показал, что обе корреляции были значимыми на уровне 0.01. Исходя из этого, для восстановления суточных значений концентраций взвеси в исследуемых реках в течение моделируемых периодов использовались уравнения  $C = Q^{1.2}$  для крупных рек

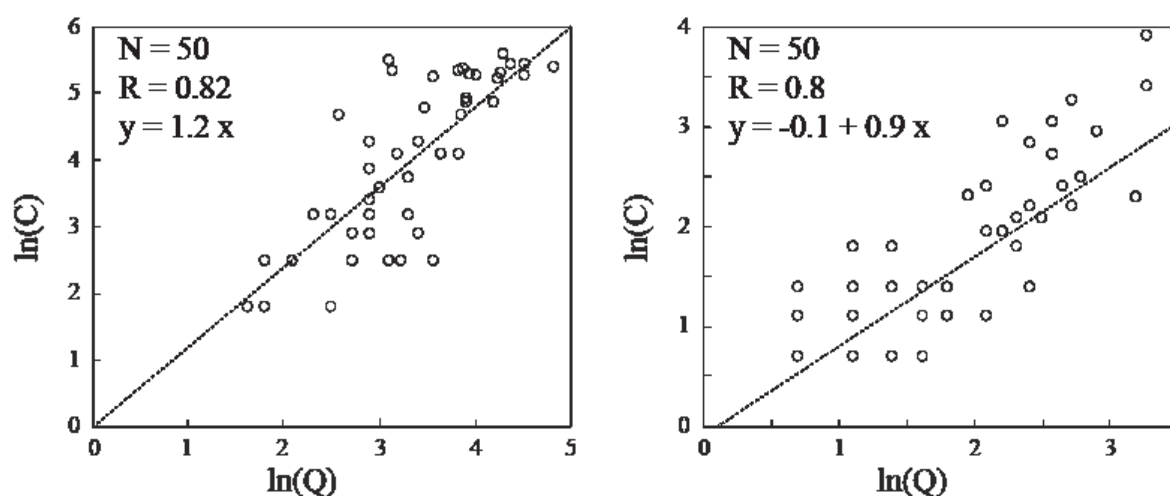


Рис. 3.26. Логарифмические зависимости концентраций взвеси ( $C$ , г/м<sup>3</sup>) от речных расходов ( $Q$ , м<sup>3</sup>/с) для крупных (слева) и малых (справа) рек рассматриваемого региона

и  $C = 9Q^{0.9}$  для малых рек, которые согласуются с результатами предыдущих исследований [Балабанов, 2011].

Численная модель была применена для воспроизведения динамики речных плюмов с 25 мая по 4 июля 2011 года и 6–19 сентября 2011 года. Результаты моделирования показали хорошее соответствие с натурными измерениями солёности (рис. 3.27) и мутности (рис. 3.28), а

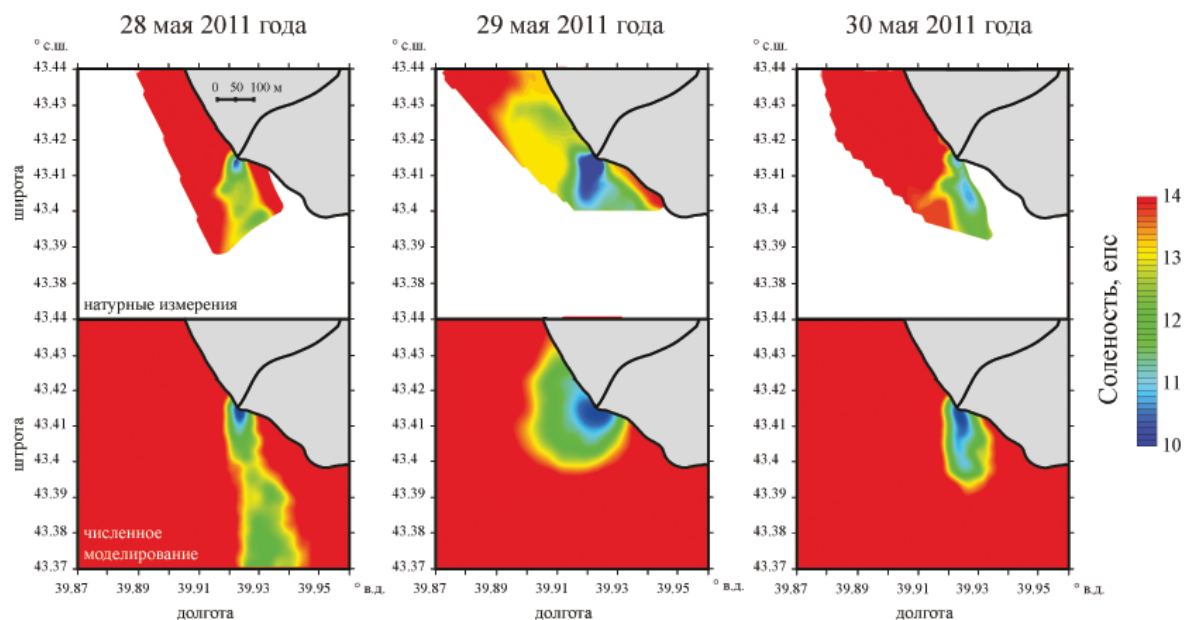
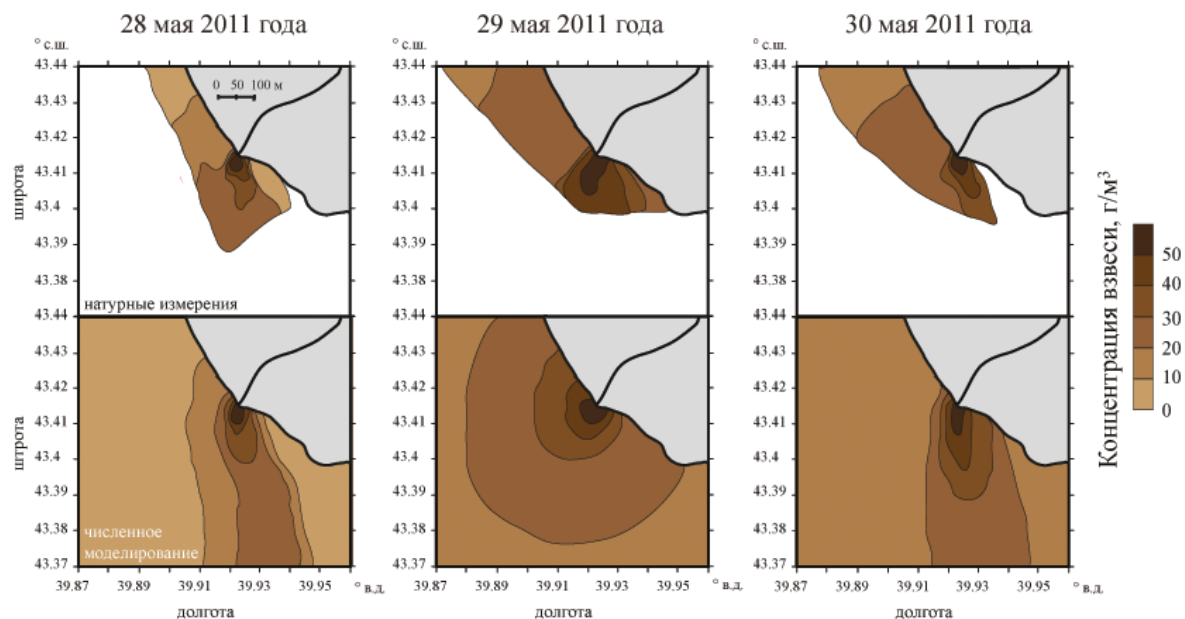


Рис. 3.27. Распределение солёности в районе распространения плюма Мзымты по данным натурных наблюдений (сверху) и численного моделирования (снизу) 28–30 мая 2011 года



**Рис. 3.28.** Распределение концентрации взвеси в районе распространения плюма Мзымты по данным натурных наблюдений (сверху) и численного моделирования (снизу) 28–30 мая 2011 года

также спутниковыми распределениями мутности (рис. 3.29, 3.30) в рассматриваемые периоды. Низкие вычислительные затраты лагранжевой модели STRiPE позволили воспроизвести динамику отдельных речных плюмов с высоким пространственным разрешением. В частности, модель адекватно воспроизвела субмезомасштабную изменчивость плюма Мзымты, наблюдавшуюся во время экспедиционных работ 28–30 мая 2011 года (см. рис. 3.27, 3.28).

Моделируемое распределение концентрации взвеси в плюме Мзымты также было верифицировано относительно натурных данных. Для этой цели непрерывные измерения концентрации взвеси в поверхностном слое с помощью ультрафиолетового флуоресцентного лидара во время экспедиционных работ сравнивались со смоделированными концентрациями взвеси. Как натурные данные, так и численное моделирование показали, что поверхностные воды с повышенной мутностью соответствовали положению плюма в течение всего периода моделирования (см. рис. 3.28). Концентрация взвеси в исследуемом регионе увеличилась 29 мая в результате усиления ветра, что было воспроизведено численным моделированием.

Первый численный эксперимент (с 25 мая по 4 июля) воспроизводил типичное весенне-летнее половодье на более крупных реках региона и относительно низкие расходы более мелких рек. Второй численный эксперимент (6–19 сентября) воспроизводил типичные условия осенней межени для всех рек исследуемого региона. Четыре интенсивных дождя (25–27 мая, 30 мая, 21–23 июня и 27–30 июня) в течение первого моделируемого периода и один дождь (9–12 сентября) в течение второго моделируемого периода приводили к значительному увеличению расходов более мелких рек и их последующему снижению до среднесезонных значений. Третий и четвертый численные эксперименты воспроизводили среднесезонные климатические условия в те же самые временные интервалы, но без учета сильных ливневых

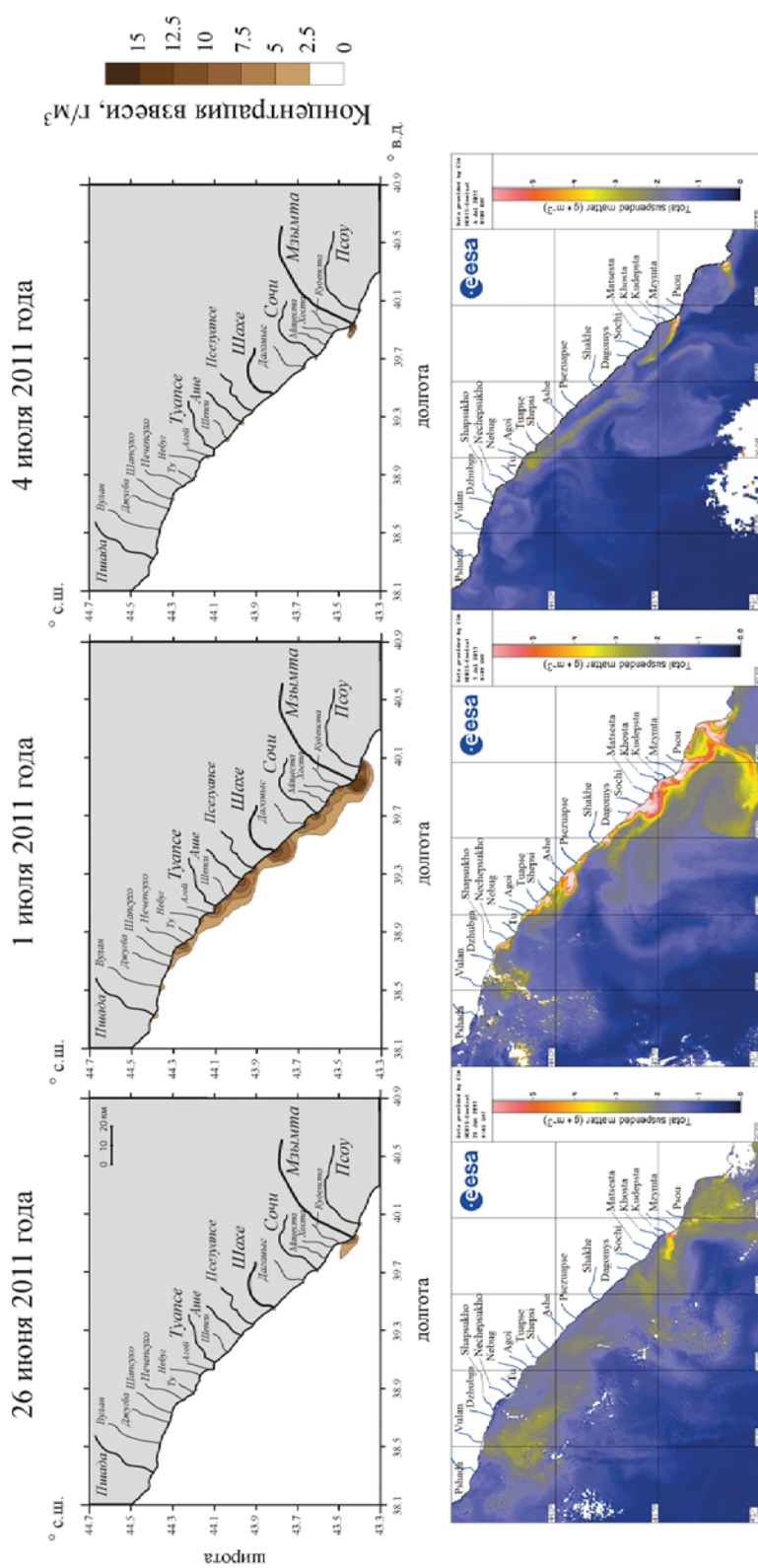


Рис. 3.29. Распределения концентрации взвешенного вещества в поверхностном слое моря в исследуемом регионе по результатам численного моделирования в «реальном» режиме (сверху) и по спутниковым данным MERIS (снизу) 26 июня, 1 июля и 4 июля 2011 года

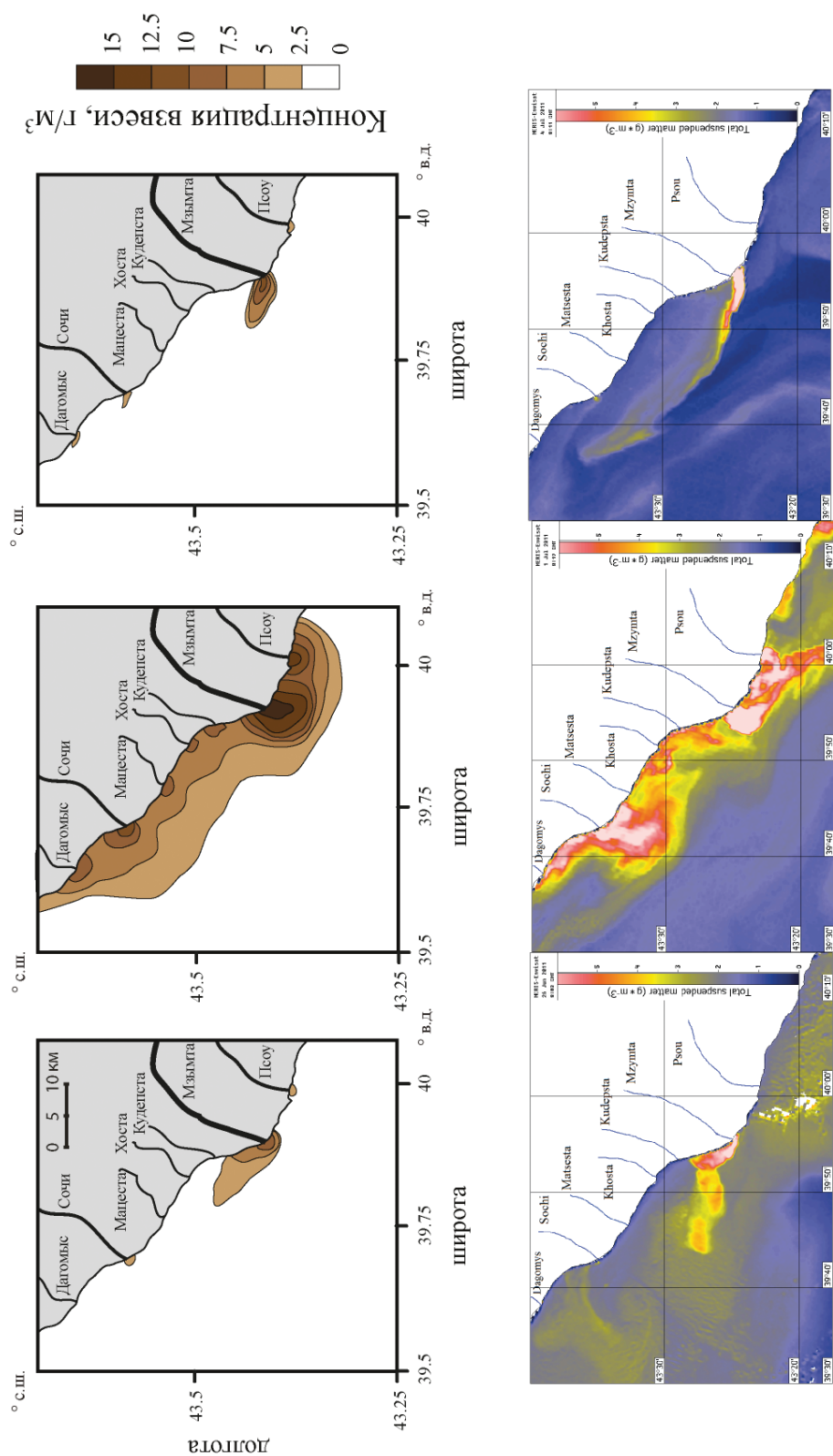


Рис. 3.30. Распределение концентрации взвеси в поверхностном слое моря в южной части исследуемого региона по результатам численного моделирования в «реальном» режиме (сверху) и по спутниковым данным MERIS (снизу) 26 июня, 1 июля и 4 июля 2011 года

паводков. Для этого реальный речной сток был усреднен по десятисуточному интервалу времени. Таким образом, общий сток за рассматриваемый период не изменился по сравнению с реальными условиями, но его суточное распределение было сглажено и не имело выраженных экстремумов. Помимо моделирования распространения и взаимодействия речных плюмов был рассчитан перенос и осаждение речной взвеси, выносимой реками, для первого и второго («реальные» режимы) и третьего и четвертого («осредненные» режимы) периодов. Таким образом, сравнивая результаты соответствующих пар численных экспериментов, можно оценить влияние взаимодействия речных плюмов во время краткосрочных паводков на перенос, осаждение и аккумуляцию взвеси речного происхождения в виде донных осадков в прибрежной зоне российского побережья Черного моря.

Типичный пример ситуации, когда площади исследуемых речных плюмов резко увеличились в результате выпадения обильных осадков, наблюдался в период с 26 июня по 4 июля 2011 года (см. рис. 3.29, 3.30). 26 июня река Мзымта была единственным крупным источником стока пресной воды и взвешенных наносов на протяжении всего побережья, т.е. наблюдался «точечный» тип речного стока. Плюм Мзымты был вытянут в северном направлении вдоль береговой линии и его площадь составляла около 30 км<sup>2</sup>. Плюмы остальных рек (Псоу, Сочи и других более мелких) были значительно меньше, их пространственные масштабы не превышали 1–2 км, а их влияние на прибрежные воды было незначительным. Расход взвешенных наносов из реки Мзымта составлял 4.8 кг/с, тогда как суммарный расход взвешенных наносов из остальных рек был в два раза меньше (2.5 кг/с).

Сильные дожди, проходившие в следующие четыре дня, сильно повлияли на сток пресной воды и взвешенных наносов из всех рек региона, в наибольшей степени изменились стоки мелких рек (см. рис. 3.25). К 29 июня отдельные плюмы этих мелких рек слились в непрерывную полосу опресненных (14–17 епс) и мутных (2.5–7.5 г/м<sup>3</sup>) вод между реками Джубга и Псоу (см. рис. 3.30). Эта полоса была сформирована многочисленными источниками пресноводного стока, расположенными вдоль берега, т.е. наблюдался «линейный» тип речного стока. Вдольбереговая протяженность этой полосы превышала 150 км, а ширина составляла в среднем 5 км, хотя в районе устьев некоторых рек она увеличивалась до 10–15 км. Расход взвешенных наносов из рек за этот период увеличился на порядок и составлял 25–50 кг/с для реки Мзымты, 10–25 кг/с для рек Псоу, Шахе и Сочи, 1–5 кг/с для более мелких рек. В результате этого большое количество частиц взвеси крупных фракций осело около многочисленных речных устьев вдоль побережья. Линейный тип стока вызвал формирование вдольберегового геострофического течения со скоростью до 40 см/с в пределах опресненной полосы, что вызвало интенсивный перенос мелкодисперсной взвеси в северо-западном направлении.

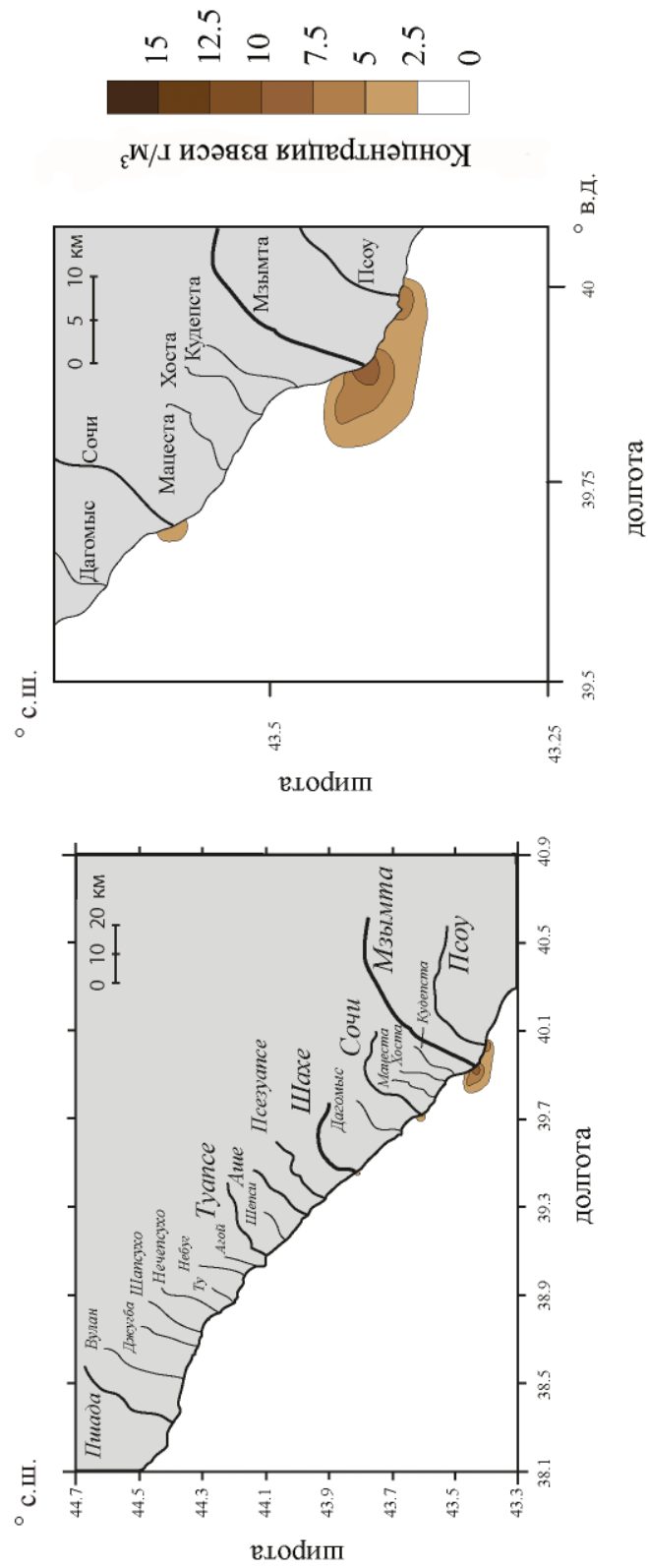
К концу паводкового периода линейный тип стока сменился на точечный тип, опресненная полоса постепенно уменьшалась в размерах в течение нескольких дней и в конечном итоге диссипировала 3 июля. Распределения солёности и концентрации взвеси в районе исследования 4 июля были сходными с наблюдавшимися распределениями до формирования паводка (см. рис. 3.29, 3.30). Единственный относительно большой по размеру речной плюм (площадью около 20 км<sup>2</sup>) был образован рекой Мзымтой, а площади других речных плюмов уменьшились до своих среднесезонных масштабов.

Влияние трех других паводков (25–27 мая, 30 мая и 21–23 июня 2011 года) на прибрежные воды в течение первого моделируемого периода также было изучено с помощью численного моделирования. Сильные дожди в южной части исследуемого района в течение 21–23 июня 2011 года привели к формированию линейного типа стока между реками Шахе и Мзымта.

Расходы пресной воды и взвешенных наносов из отдельных рек увеличились на один (с 1–10 до 20–100 м<sup>3</sup>/с) и два (с 0.01–0.1 до 2.5–25 кг/с) порядка. Опресненная и мутная полоса между реками Шахе и Мзымтой (длиной 60 км) наблюдалась в течение 21–24 июня и диссипировала 25 июня. Вдольбереговое геострофическое течение также было широким (до 15 км), но менее интенсивным (со скоростью до 25 см/с) по сравнению с тем, что наблюдалось в конце июня и начале июля 2011 года. Два менее интенсивных и более коротких паводка наблюдались 25–27 мая и 30 мая 2011 года в южной части региона между реками Шахе и Псоу. Они вызвали умеренное увеличение речных расходов (до 25 м<sup>3</sup>/с), за исключением рек Шахе (50 м<sup>3</sup>/с 25–27 мая) и Псоу (85 м<sup>3</sup>/с 30–31 мая). В результате этого речные плюмы были недостаточно велики для образования опресненной вдольбереговой полосы.

Влияние ливневых паводков на прибрежные воды также было изучено в период межени в сентябре 2011 года. Расходы пресной воды и взвешенных веществ из рек Мзымты, Псоу, Шахе и Сочи были равны 6–15 м<sup>3</sup>/с и 0.05–0.4 кг/с, тогда как суммарные расходы пресной воды и взвешенных наносов из малых рек составляли 10–15 м<sup>3</sup>/с и менее 0.1 кг/с. Пространственные масштабы и аномалии солёности речных плюмов не превышали 1 км и 2 епс. В результате дождевого паводка с 10 по 13 сентября 2011 года расходы пресной воды из малых рек увеличились на порядок, тогда как расходы пресной воды из крупных рек увеличились не более чем в два раза. В результате общий расход взвешенных наносов из малых рек увеличился на два порядка (1–8 кг/с) и превысил общий расход взвешенных наносов из крупных рек (0.5–1 кг/с). Общий объем стока пресной воды и взвешенных наносов в течение 10–13 сентября 2011 года был меньше, чем в течение 27–30 июня 2011 года. Между реками Пшада и Псоу образовалась полоса опресненной и мутной воды, однако она не была непрерывной и имела несколько разрывов длиной 5–10 км. Максимальная ширина (5 км) полосы также была значительно меньше, чем в конце июня 2011 года. Геострофическое течение (скоростью 10–20 см/с) в пределах этой полосы вызвало перенос мелкодисперсной взвеси в северо-западном направлении в течение четырех дней до окончания половодья 14 сентября 2011 года, после чего опресненная полоса диссипировала.

Численные эксперименты в осредненном режиме моделировали распространение речных плюмов и взвеси речного происхождения в течение обозначенных ранее периодов при равномерно распределенном речном стоке, т.е. в отсутствие паводков. После осреднения расходов пресной воды у моделируемых рек по десятидневному интервалу суммарный расход взвешенных наносов малых рек за первый из рассматриваемых периодов изменился с 21–224 кг/с в «реальном» режиме до 40–108 кг/с в осредненном режиме. Для крупных рек осреднение стока не дало столь сильных изменений, в частности, расход взвешенных наносов из реки Мзымты изменился с 47–139 кг/с до 54–91 кг/с. При осреднении реки Мзымты и Псоу были единственными значимыми источниками пресной воды и взвешенных наносов в течение рассматриваемых периодов. Пространственные размеры плюмов Мзымты и Псоу превышали 10 км, тогда как остальные реки формировали плюмы площадью не более 1–2 км<sup>2</sup> даже в период максимальных расходов 1 июля 2011 года (рис. 3.31). Суммарный расход взвешенных наносов из рек Мзымты и Псоу составлял 8–28 кг/с, тогда как суммарный расход взвешенных наносов из всех остальных рек не превышал 3.5 кг/с. Таким образом, на протяжении всего рассматриваемого периода на всем побережье наблюдался точечный тип речного стока. Крупные фракции частиц взвеси речного происхождения оседали в основном около устьев рек Мзымты и Псоу, в то время как более мелкие фракции выносились в открытое море фоновой прибрежной морской циркуляцией.



**Рис. 3.31.** Распределение концентрации взвеси в поверхностном слое моря в южной части исследуемого региона по результатам численного моделирования в осредненном режиме

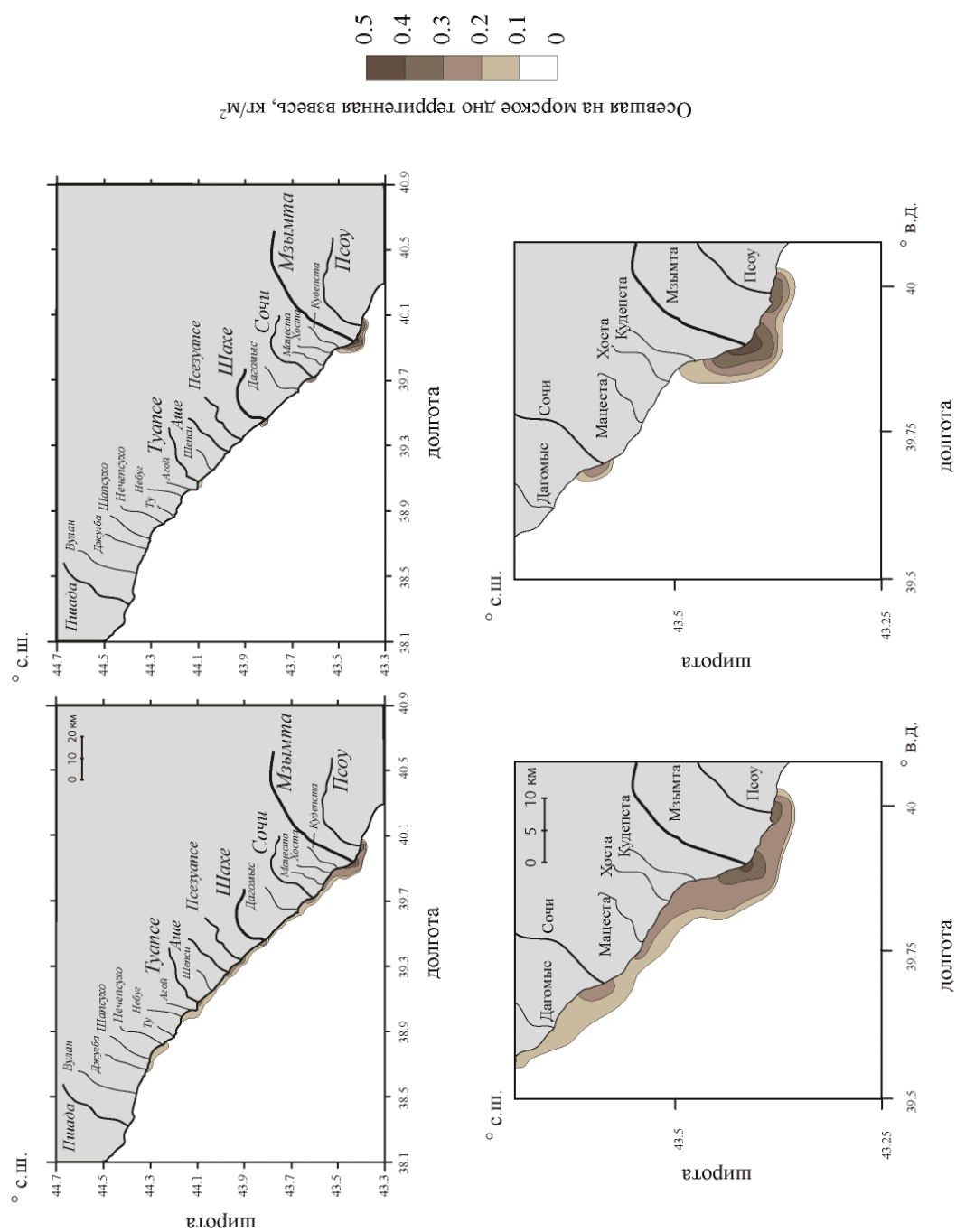
В течение второго моделируемого периода в осредненном режиме пространственные масштабы всех речных плюмов не превышали 1 км. В результате на протяжении всего рассматриваемого периода также наблюдался исключительно точечный тип речного стока. Из-за отсутствия периодов половодья, характеризующихся интенсивным поступлением взвешенных наносов из рек, суммарный суточный расход взвешенных наносов в условиях осредненного стока был намного меньше, чем в условиях реального стока, и не превышал 3 кг/с. Таким образом, скорость аккумуляции взвеси речного происхождения в донных осадках в осредненном режиме была незначительной на всей исследуемой акватории.

Помимо моделирования полей солёности и концентрации взвеси в исследуемом районе был воспроизведен перенос и осаждение взвешенных веществ речного происхождения в условиях реального и осредненного стока в течение первого моделируемого периода. Полученные распределения скорости осадконакопления взвешенных веществ речного происхождения в районе исследований представлены на [рис. 3.32](#). Общие объёмы пресноводного стока из отдельных рек в течение первого моделируемого периода были одинаковыми для обоих режимов моделирования. Тем не менее, суточные расходы пресной воды у этих режимов значительно отличались, особенно сильно – в периоды половодья. Вследствие нелинейности зависимости расхода взвешенных наносов от расхода пресной воды суммарный сток взвешенных наносов из рек в течение 41 дня первого моделируемого периода в реальном режиме ( $8.5 \cdot 10^7$  кг) был на четверть больше, чем в осредненном режиме ( $6.7 \cdot 10^7$  кг).

Скорости осадконакопления взвешенных веществ речного происхождения также значительно различались для этих двух режимов. В условиях осредненного стока большая часть стока взвешенных наносов поступала из Мзымты, Псоу, Сочи, Шахе и Туапсе и частицы взвеси оседали на дно моря вблизи этих речных устьев. Район наиболее активного осадконакопления взвешенных веществ речного происхождения ( $0.2\text{--}0.5$  кг/м<sup>2</sup>), обеспечиваемый стоком взвешенных наносов из Мзымты и Псоу, располагался в южной части исследуемого района. Его вдольбереговая протяженность и площадь составляли приблизительно 20 км и 60 км<sup>2</sup>. Площадь области, примыкающей к устью реки Мзымты, где скорость осадконакопления взвешенных веществ речного происхождения превышала 0.4 кг/м<sup>2</sup>, составляла приблизительно 5 км<sup>2</sup>.

При реальных условиях стока реки Мзымта и Псоу также были основными источниками взвешенных наносов в исследуемом регионе. Тем не менее, паводки, воспроизведенные в реальном режиме моделирования, вызвали значительный сток взвешенных наносов и из более мелких рек региона. Кроме того, образование вдольбереговых геострофических течений с 21 по 24 июня и с 29 июня по 2 июля 2011 года привело к интенсивному переносу мелкодисперсной взвеси вдоль берега в северо-западном направлении. В частности, большие объёмы взвешенных веществ, поступившие в море из более крупных южных рек (Псоу, Мзымта, Сочи и Шахе), были перенесены на несколько десятков километров от их источников и осели на морском дне вдоль протяженных участков шельфа. Таким образом, осадконакопление превышало 0.1 кг/м<sup>2</sup> вдоль почти всего участка берега между реками Псоу и Джубга. Общая длина прибрежной зоны, где происходило активное осадконакопление, составила около 150 км, что значительно превышает соответствующую длину (35 км), наблюдаемую в условиях осредненных речных расходов.

Итак, численные эксперименты показали, что взаимодействие между малыми речными плюмами во время краткосрочных дождевых паводков оказывает существенное влияние на перенос и осаждение взвешенных наносов речного происхождения в районе черноморского побережья России. При среднеклиматических условиях в суммарном стоке пресной воды и



**Рис. 3.32.** Распределения скорости осадконакопления взвешенных веществ речного происхождения в районе исследований за период 25 мая – 4 июля 2011 года, в районе исследований (сверху) и в его южной части (снизу), в реальном (слева) и осредненном (справа) режимах

взвешенных наносов преобладают несколько наиболее крупных рек региона. Сток пресной воды и взвешенных наносов из более мелких рек невелик, поэтому их плюмы имеют небольшие пространственные масштабы, а их влияние на качество прибрежных вод незначительно. В результате этого материковый сток значительно влияет на качество воды и вызывает интенсивное осадконакопление только вблизи устьев наиболее крупных рек региона. Интенсивные осадки могут привести к быстрому и значительному увеличению расходов пресной воды и наносов из мелких рек региона и, таким образом, могут вызвать формирование паводка на протяженных участках побережья, как в половодье, так и в межень. В этих условиях площади речных плюмов значительно увеличиваются, и происходит смена типа речного стока с точечного на линейный. Это может привести к образованию одной или нескольких вдольбереговых полос опресненных и мутных вод длиной до 200 км и заметно повлиять на пути переноса пресной воды и взвешенных наносов, поступающих в море с речным стоком. Эти полосы влияют на динамику речных плюмов, уменьшая интенсивность их перемешивания с окружающим морем, тем самым увеличивая их пространственные масштабы. Также формирование геострофических течений опресненных и мутных вод вызывает интенсивный перенос мелкодисперсной взвеси в северо-западном направлении. Этот процесс оказывает существенное влияние на качество вод в прибрежных районах и вызывает активное осадконакопление вдоль протяженных участков узкого шельфа в северо-восточной части Черного моря по сравнению со среднеклиматическими условиями речного стока.

Как было показано выше, дождевые паводки влияют на сток более мелких рек региона в большей степени, чем на сток более крупных рек. Поэтому внутригодовое распределение осадков, в частности, частота, интенсивность и продолжительность экстремальных осадков, существенно влияют на поступление пресной воды, растворенных и взвешенных веществ с суши в море. В частности, на метеостанциях, расположенных вдоль черноморского побережья России, в 1971–2010 годах наблюдались устойчивые тренды к повышению температуры воздуха на 1.2–1.4°C и повышению годового объема осадков на 32–164 мм, что привело к климатическим изменениям режимов стока рек [Alexeevsky et al., 2016]. Годовая частота и продолжительность сильных дождей и, следовательно, ежегодное количество экстремальных речных паводков также показали устойчивую тенденцию к росту за последние 50 лет. Более того, максимальные годовые речные расходы за этот период увеличились в 1.5–4.5 раза для всех рек этого региона [Alexeevsky et al., 2016]. В результате этих климатических изменений повышается роль экстремальных паводков как в поступлении пресной воды, биогенов, терригенной взвеси и антропогенных загрязнений с суши в море, так и в их последующем переносе в прибрежной зоне моря.

### 3.5. Генерация внутренних волн в малых речных плюмах

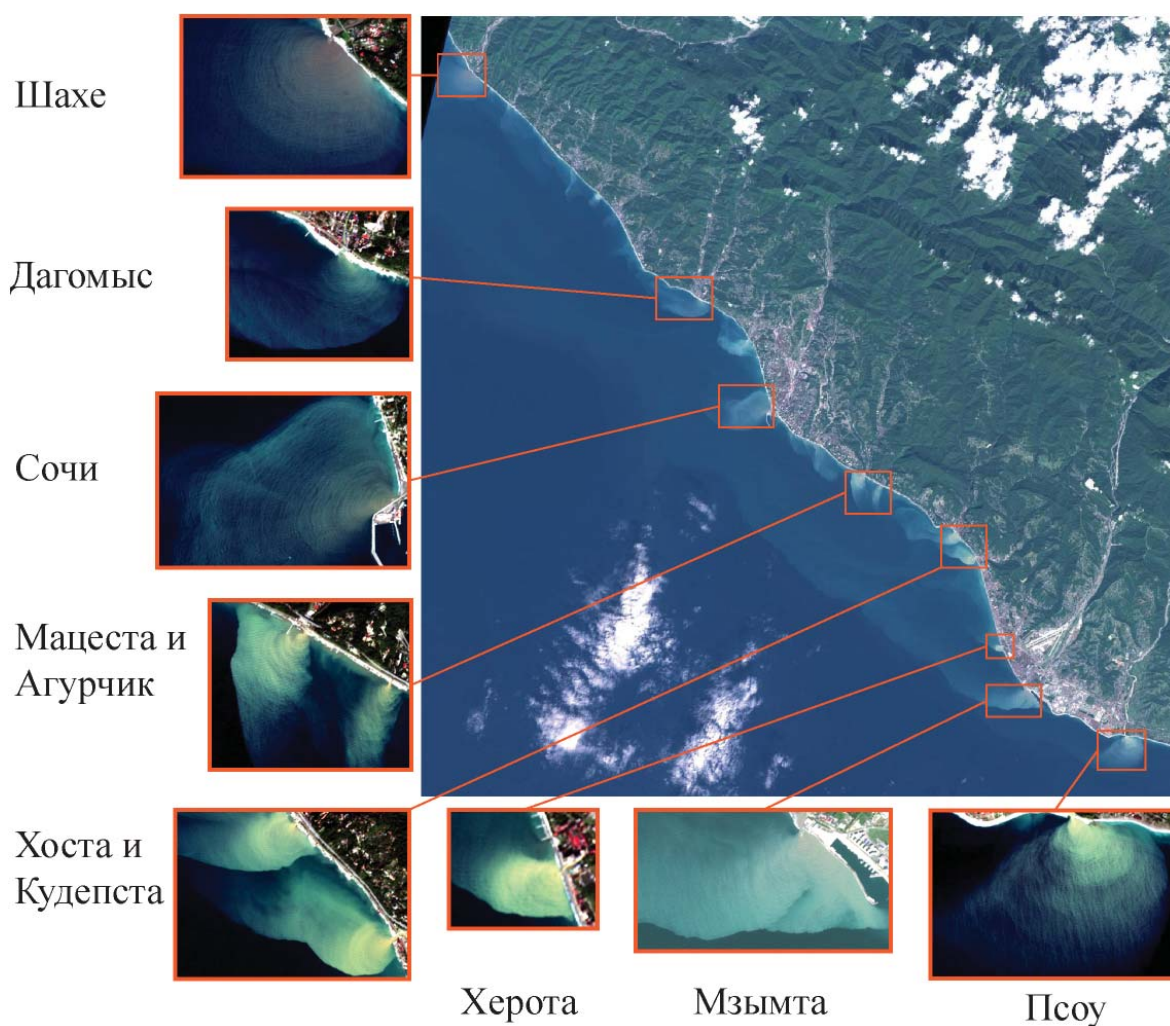
Внутренние волны – распространенное явление в Мировом океане, которое в значительной степени влияет на горизонтальный и вертикальный перенос импульса, перемешивание, турбулентность, стратификацию и многие другие физические, биологические и геохимические процессы [Shea and Broenkow, 1982; Cacchione and Drake, 1986]. Одним из основных источников внутренних волн в Мировом океане является взаимодействие баротропных приливных течений с особенностями рельефа дна и генерация бароклинных возмущений [Morozov, 1995, 2018; Garrett and Kunze, 2007]. Внутренние волны также генерируются другими физическими

процессами, в том числе неоднородностью поля скорости течения, атмосферным воздействием, прибрежным апвеллингом и донными мутьевыми потоками [Thorpe, 2005; Jackson et al., 2012]. Внутренние волны в прибрежной зоне моря могут генерироваться и в результате взаимодействия речных плюмов и приливных течений [Nash and Moum, 2005]. Распространение речного плюма во время отлива может вызвать поверхностную конвергенцию горизонтальной скорости во фронтальной зоне между плюмом и окружающим морем. Последующее заглубление опресненных вод во фронтальной зоне плюма преобразует кинетическую энергию плюма в потенциальную энергию и вызывает генерацию пакетов внутренних волн, которые распространяются от внешней границы плюма в сторону открытого моря.

В этом разделе рассматривается новый, ранее не описанный механизм генерации высокочастотных внутренних волн в прибрежном море при попадании в него материкового стока [Osadchiev, 2018]. Река с небольшим расходом и высокой скоростью потока впадает в прибрежную зону моря и формирует гидравлический скачок в приустьевом районе. Этот процесс преобразует кинетическую энергию речного потока в потенциальную энергию и вызывает генерацию высокочастотных внутренних волн. Основные различия между этим механизмом и механизмом, описанным в работе [Nash and Moum, 2005], заключаются в следующем. Во-первых, в результате рассматриваемого процесса внутренние волны образуются стоками малых рек, что значительно увеличивает количество рек в мире, которые могут потенциально генерировать внутренние волны. Во-вторых, генерация внутренних волн не связана с приливным воздействием и может происходить вне периодов отлива. В-третьих, внутренние волны генерируются в относительно небольшом по площади районе вблизи устья реки, местоположение которого стабильно по сравнению с сильно изменяющимся местоположением внешней границы плюма.

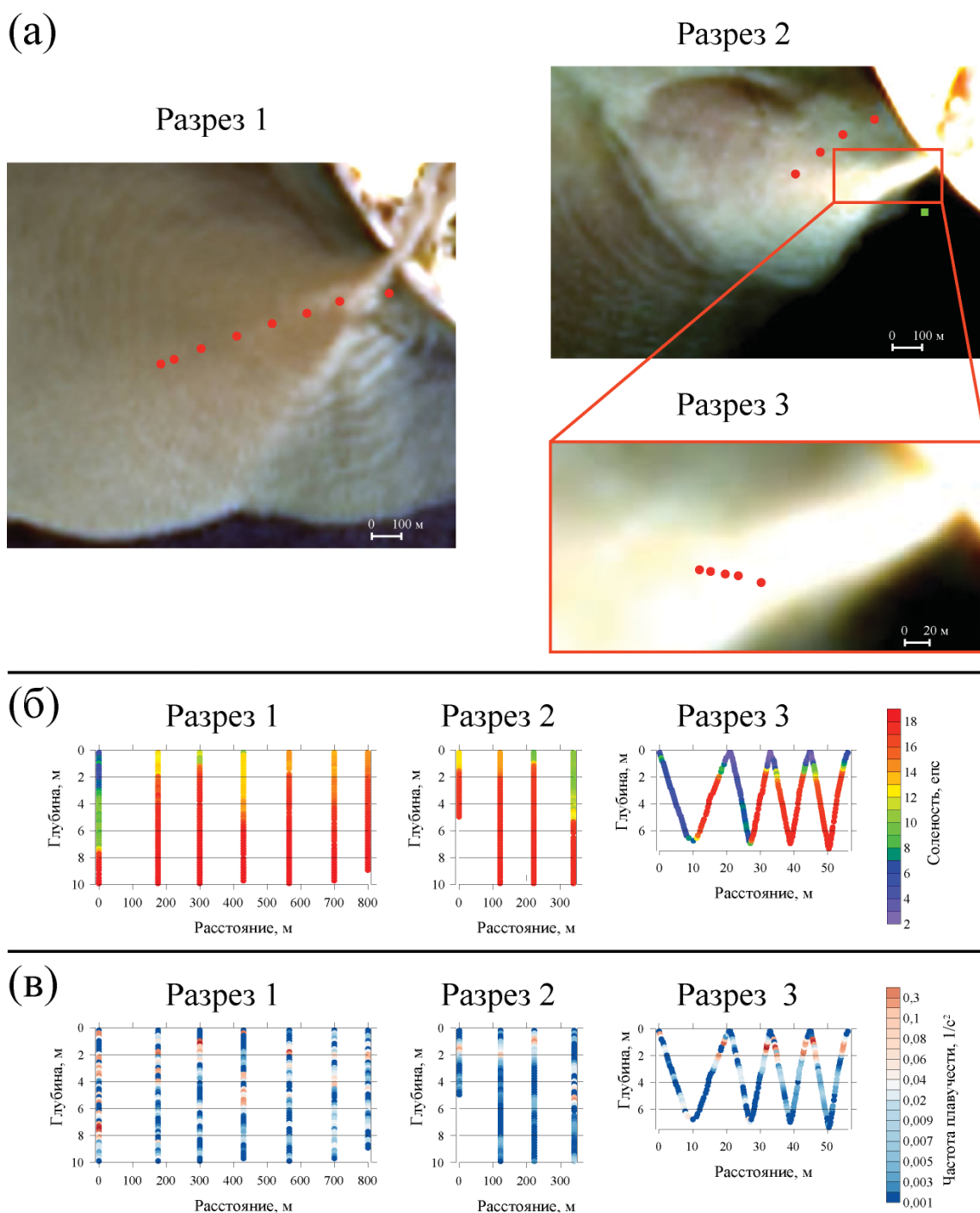
Спутниковые снимки Landsat 8 и Sentinel-2 регулярно регистрируют поверхностные проявления высокочастотных внутренних волн, распространяющихся в небольших речных плюмах вдоль северо-восточного побережья Черного моря (рис. 3.33). Источниками этих внутренних волн являются небольшие участки моря (длиной 100–200 м и шириной 25–100 м), примыкающие к устьям рек и вытянутые в направлении впадающих в море речных потоков. Внутренние волны распространяются в радиальном направлении из этих областей через речные плюмы в направлении их границ с окружающим морем. Длины внутренних волн, зарегистрированные на спутниковых снимках в различных речных плюмах исследуемой области, составляют от 30 до 60 м. Если площадь речного плюма достаточно велика, у устья реки отчетливо наблюдаются поверхностные проявления внутренних волн, а затем их интенсивность постепенно уменьшается с увеличением расстояния до их источника. Наконец, внутренние волны не видны на оптических спутниковых изображениях, начиная с определенного расстояния от устья реки, которое варьируется от 1 до 5 км для разных речных плюмов и разных периодов наблюдения (см. рис. 3.33). Если пространственные масштабы речного плюма меньше расстояния затухания внутренних волн, волны резко диссипируют на боковой границе речного плюма. Поверхностные проявления внутренних волн не наблюдаются за пределами речных плюмов (см. рис. 3.33).

Фазовые скорости отдельных внутренних волн были рассчитаны благодаря анализу почти одновременных спутниковых снимков, описанных в разделе 2.5. Были обработаны четыре пары почти одновременных спутниковых снимков Landsat 8 и Sentinel-2, полученных 23 апреля и 30 сентября 2016 года, 9 марта и 10 сентября 2017 года с небольшими временными интервалами (5–8 минут). Полученные диапазоны фазовых скоростей и периодов внутренних волн, рассчитанные для этих дней для речных плюмов исследуемого региона, были равны 0.45–0.65 м/с и 65–90 с.



**Рис. 3.33.** Спутниковый снимок Sentinel-2 от 30 сентября 2016 года с увеличенными изображениями речных плюмов, иллюстрирующими распространение внутренних волн в приустьевых зонах

Для исследования механизма генерации этих внутренних волн были проведены измерения вертикальной термохалинной структуры плюма Мзымты вдоль трех поперечных берегу разрезов 21 мая 2013 года и 29 мая 2014 года (рис. 3.34а). В 2013 году 7 гидрологических станций были расположены вдоль разреза длиной 800 м (разреза 1), наиболее близкая к берегу станция находилась в 160 м от устья реки (см. рис. 3.34а, слева). В 2014 году гидрологические станции были организованы вдоль двух разрезов (разрез 2 и разрез 3) (см. рис. 3.34а, справа). Разрез 2 (340 м, 4 станции) располагался в 100–150 м к северо-западу от устья Мзымты. Разрез 3 был коротким (длиной 56 м), он начинался на расстоянии 90 м от устья Мзымты. CTD-зонд буксировался вдоль этого разреза и был четыре раза последовательно опущен и поднят с поверхности моря до глубины 7–8 м. В течение обоих периодов экспедиционных работ преобладали



**Рис. 3.34.** Расположение гидрологических станций (красные кружки) и донной заякоренной станции (зеленый квадрат около разреза 2) во время экспедиционных работ 21 мая 2013 года (разрез 1) и 29 мая 2014 года (разрезы 2 и 3), показанные на спутниковых снимках Landsat 8 от 17 мая 2013 года (слева) и 29 мая 2014 года (справа) (а). Профили вертикальной солености (б) и частоты плавучести ( $N^2$ ) (в), измеренные на гидрологических станциях вдоль разрезов

умеренные (2–3 м/с) восточные ветра, а расход реки Мзымта составлял 75 и 64 м<sup>3</sup>/с. Внутренние волны в плюме Мзымты были зарегистрированы на спутниковых снимках Landsat 8, сделанных 17 мая 2013 года, т.е. за четыре дня до натурных измерений вдоль разреза 1, и в 08:01 29 мая 2014 года, т.е. за несколько часов до натурных измерений вдоль разреза 2 и разреза 3, которые были выполнены в 09:20–10:40 и 11:27–11:29.

Разрезы 1 и 2 были расположены вблизи устья Мзымты в районе, где распространение внутренних волн регулярно регистрируется на спутниковых снимках. Глубина границы между плюмом Мзымты и нижележащим морем изменялась от 1 до 7 м на разрезе 1 и от 1 до 5 м на разрезе 2 (рис. 3.34б). Вертикальные распределения солености и глубины плюма сильно и неравномерно изменялись на расстояниях около 100 м между соседними станциями и не зависели от расстояния до устья Мзымты. Эти явления, по-видимому, вызваны распространением высокочастотных внутренних волн в плюме Мзымты. Временные интервалы между измерениями на соседних станциях (10–30 минут) были значительно больше, чем периоды внутренних волн (65–90 секунд), поэтому вертикальные измерения на гидрологических станциях фиксировали случайно распределенные фазы внутренних волн. В результате этого полученных данных было недостаточно для расчета амплитуд этих внутренних волн, однако, судя по наблюдавшемуся заглублению изохалин, они превышали 6 и 4 м в 2013 и 2014 годах, соответственно.

Разрез 3 был расположен в переходной зоне между впадающей в море струей пресной воды и внешней частью плюма Мзымты. Судя по спутниковым снимкам, эта переходная зона является источником внутренних волн, и ее термохалинная структура была измерена с высоким пространственным разрешением (7 м). Опресненные воды (3–6 епс) регистрировались от поверхности моря до глубины 7 м вдоль первых 9 метров от начала разреза 3 с последующим резким (шириной 2 м) переходом в соленые морские воды (14–18 епс), зарегистрированном на глубине 2–7 м вдоль 11–18 м разреза 3 (рис. 3.34б). Такая же структура наблюдалась вдоль 19–27 м этого разреза с резким градиентом (шириной 1 м) на глубине 7.5 м между опресненным плюмом (2–8 епс) и нижележащим морем (16–18 епс). Эти вертикальные заглубления пресной воды на глубину 7–7.5 м являются аномальными для плюма Мзымты, а также для плюмов, образованных реками с небольшими расходами в других прибрежных регионах мира. Значения стратификации на границе между плюмом Мзымты и нижележащим морем, измеренные вдоль разреза 3, входят в число максимальных значений, когда-либо зарегистрированных в прибрежной зоне моря. Значения квадрата частоты плавучести ( $N^2$ ) на отдельных вертикальных профилях вблизи переходной зоны были равны 0.3–0.6 с<sup>-2</sup> (рис. 3.34в).

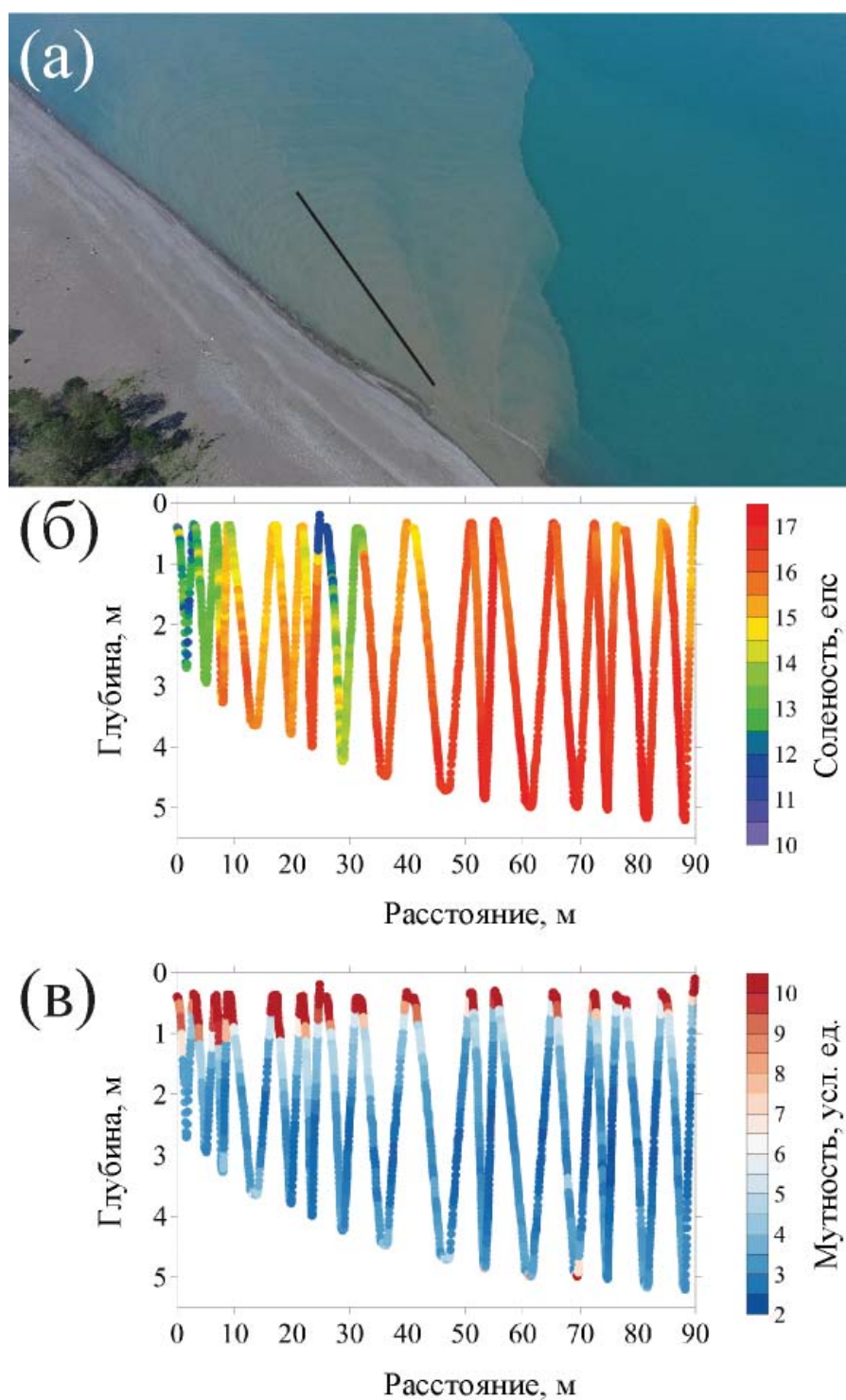
Средние глубина и ширина устья реки Мзымта в период экспедиционных работ составляли приблизительно 1 и 40 м, поэтому скорость потока реки Мзымта составляла 1.5–2 м/с. Скорость фоновое течения в море, измеренная в 180 м от устья Мзымты во время второй полевой съемки, была на 2 порядка менее интенсивной (см. рис. 3.34а). Средние и максимальные скорости течения на глубине 8 м были равны 0.06 и 0.1 м/с, в то время как на морском дне они составляли 0.01 и 0.03 м/с. Большой сдвиг скорости между впадающим речным потоком и нижележащими морскими водами вызвал резкое замедление опресненной струи и ее заглубление, т.е. образование гидравлического скачка [Chanson, 2009]. Натурные измерения, представленные на рис. 3.34, показывают четкое различие в вертикальной термохалинной структуре между областью генерации внутренних волн и зоной распространения внутренних волн в плюме, что подтверждает наличие гидравлического скачка вблизи устья реки. Получающееся в результате этого процесса аномальное заглубление опресненных вод плюма, сопровождающееся резкими градиентами с окружающим морем, было зарегистрировано в первой половине разреза 3.

Как было упомянуто ранее, разрез 3 пересекает область источника внутренних волн, видимую на спутниковых снимках. Фронтальное число Фруда  $F = u/c$ , где  $u$  – скорость потока, а  $c$  – скорость внутренней волны, является основным параметром, определяющим генерацию внутренних волн [Nash and Moum, 2005; Pan et al., 2007; Pan and Jay, 2009]. Согласно спутниковым данным, значение  $c$  принимается равным 0.45–0.65 м/с, тогда как значение  $u$  в устье реки было 1.5–2 м/с. Точка отрыва плюма от дна находится в устье реки из-за резкого свала глубин в исследуемом регионе, поэтому впадающий в море речной поток не замедляется трением с морским дном и является сверхкритическим вблизи устья реки ( $F > 1$ ). Таким образом, гидравлический скачок, образовавшийся в результате перехода опресненного потока от сверхкритического режима в приустьевой зоне к докритическому режиму во внешней области плюма, генерирует внутренние волны, которые были обнаружены с помощью спутниковых снимков и натурных измерений. Этот результат хорошо согласуется с рядом предыдущих исследований генерации внутренних волн гидравлическим скачком в двухслойной жидкости [Honegger et al., 2016; Ogden and Helfrich, 2016].

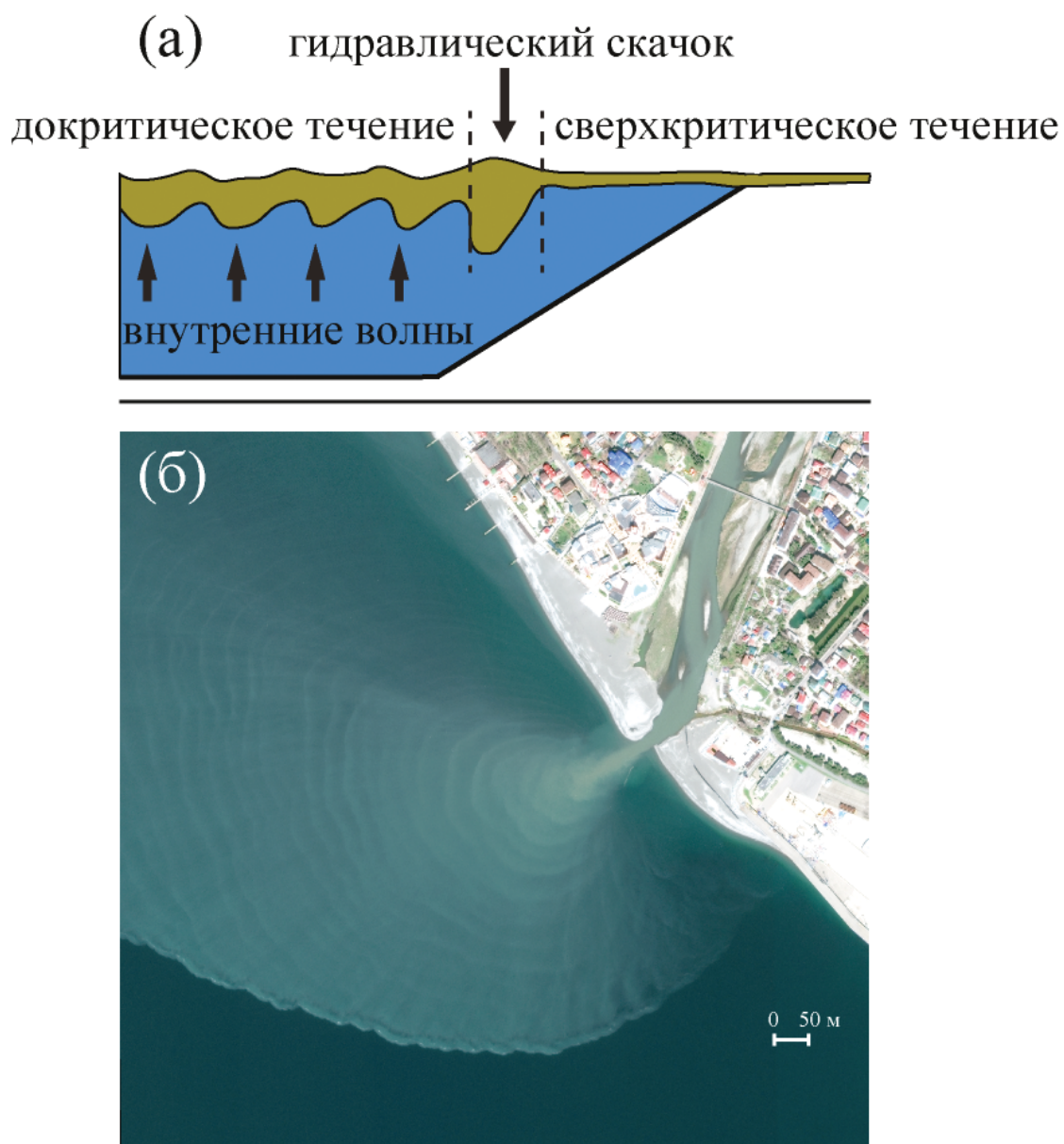
Процессы генерации и распространения внутренних волн в речном плюме также были зафиксированы аэрофотосъемкой 1 июля 2019 года. Внутренние волны генерировались в плюме реки Бзыбь на расстоянии 40–50 м от устья реки в среднем каждые 19 секунд, т.е. за девятиминутную видеозапись было сгенерировано 29 отдельных волн. Расстояния между волнами уменьшались с 8–10 м у устья реки до 1–2 м на расстоянии 500 м от устья. Скорость волн составляла 0.27–0.31 м/с. Синхронно с аэрофотосъемкой были проведены натурные измерения в приустьевой части плюма Бзыби, выполненные с лодки с малой осадкой для минимизации перемешивания приповерхностного слоя (рис. 3.35а). Первая половина гидрологического разреза располагалась в районе формирования гидравлического скачка, на котором было зарегистрировано аномальное заглубление опресненных вод (10–14 епс) до глубины 3–4 м вдоль 0–5 м и 25–35 м разреза. Вертикальная структура солености в этой части плюма была нестабильной, с многочисленными обратными перепадами солености (до 1 епс на расстоянии 0.1 м). Вертикальная структура солености плюма Бзыби между этими двумя участками гидравлических скачков, т.е. вдоль 5–25 м разреза, имела относительно однородную соленость (14.5–16 епс) от поверхности до дна, которая при этом была значительно выше, чем внутри участков гидравлического скачка.

За пределами области генерации внутренних волн, т.е. вдоль 35–90 м разреза, вертикальные профили были типичны для плюма Бзыби с относительно однородной поверхностной соленостью (14.5–15.5 епс) и стабильной вертикальной структурой солености. Соленость моря под плюмом варьировала от 16 до 16.5 епс. Вертикальный градиент солености вне зоны генерации внутренних волн был на два порядка меньше, чем максимальные значения, зарегистрированные в гидравлических скачках. При этом вертикальная структура мутности не показала больших различий внутри и вне этой зоны генерации внутренних волн (рис. 3.35в). Мутный слой наблюдался от поверхности до глубины 1–1.5 м вдоль первой части разреза, а затем его глубина неуклонно уменьшалась до 0.5 м. Это показывает, что соленостная и мутностная структуры речного плюма могут существенно различаться в районах очень интенсивной адвекции и турбулентного перемешивания.

Принципиальная схема формирования гидравлического скачка и генерации высокочастотных внутренних волн речным потоком показана на рис. 3.36. Внутренние волны распространяются от устья в сторону моря в сильно стратифицированном слое между плюмом и нижележащим соленым морем. Если плюм имеет небольшие размеры, и внутренние волны не



**Рис. 3.35.** Аэрофотоснимок поверхностных проявлений внутренних волн, распространяющихся в плюме Бзыби, и место расположения гидрологического разреза (черная линия) 1 июля 2019 года (а).  
Профили вертикальной солёности (б) и мутности (в) вдоль разреза



**Рис. 3.36.** Схема формирования гидравлического скачка и генерации высокочастотных внутренних волн речным потоком (а). Высокоразрешающий спутниковый снимок WorldView-3 плюма Мзымты 4 апреля 2017 года, иллюстрирующий формирование и распространение внутренних волн (б)

затухают до момента достижения его боковой границы, то они резко диссипируют на ней из-за относительно небольшой стратификации в окружающем море. Этот процесс отчетливо виден на рис. 3.36б, где показано наличие внутренних волн в северной части плюма Мзымты вплоть до его четкой границы и отсутствие внутренних волн в окружающем море непосредственно

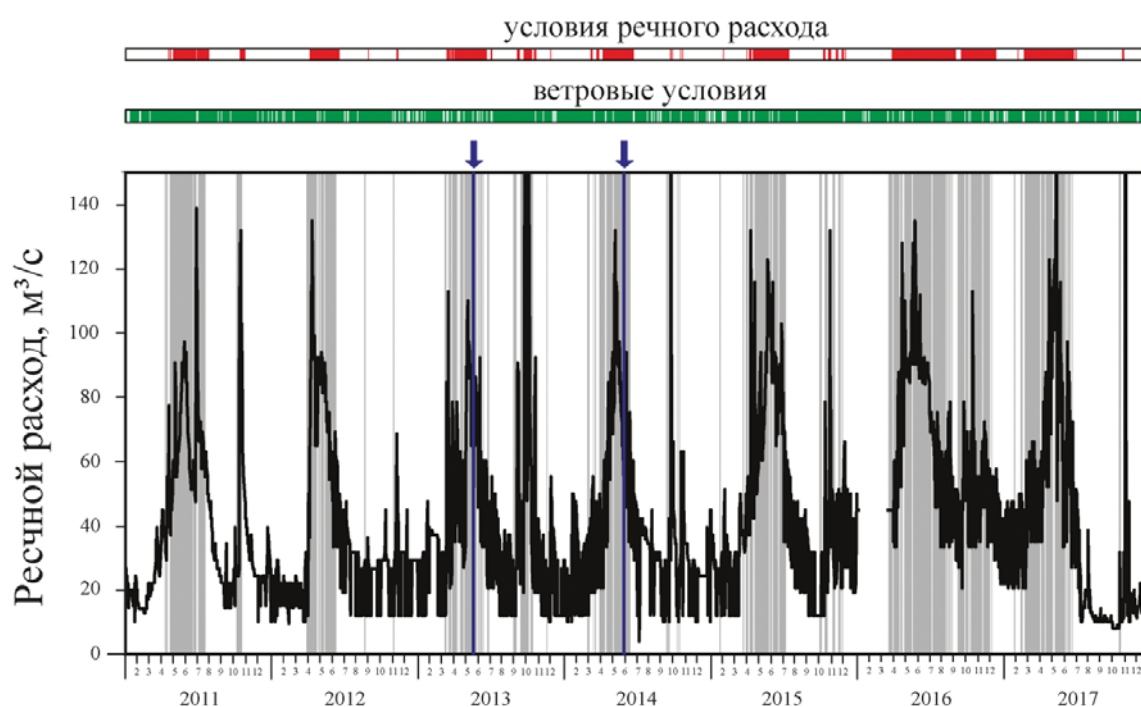
за этой границей. Таким образом, энергия подобных внутренних волн преобразуется в турбулентность, что вызывает перемешивание между речным плюмом и нижележащим морем, однако эта энергия не переносится за пределы плюма и не оказывает существенного влияния на перемешивание в окружающем море.

Совместный анализ спутниковых данных Sentinel-2 и Landsat 8, с одной стороны, и данных о ветровых и речных расходах, с другой стороны, в течение 2013–2017 годов позволил выявить зависимость между процессом генерации внутренних волн в речных плюмах и внешними ветровыми и стоковыми условиями. Во-первых, внутренние волны не регистрировались, если речной расход был меньше  $50 \text{ м}^3/\text{с}$ , и наблюдались в течение большинства дней, когда речной расход превышал  $50 \text{ м}^3/\text{с}$ . По-видимому, если расход реки, а отсюда и скорость речного потока ниже, чем определенная пороговая скорость, то разница скоростей между впадающей в море речной струей и окружающим морем недостаточно велика, чтобы сформировать гидравлический скачок и генерировать внутренние волны. Тем не менее, внутренние волны не наблюдались в течение некоторого количества дней с большим уровнем речного расхода.

Анализ метеорологических данных показал, что генерация внутренних волн также зависит от силы ветра, которая влияет на распространение и перемешивание речных плюмов и, таким образом, определяет зоны распространения и диссипации внутренних волн. Во-первых, внутренние волны не генерируются в периоды сильного ветра ( $>10 \text{ м/с}$ ), который вызывает интенсивное перемешивание и быструю диссипацию речных плюмов в исследуемом регионе. В этом случае стратификация в прибрежном море недостаточно велика для распространения внутренних волн. Во-вторых, внутренние волны не генерируются при умеренном апвеллинговом ( $>6 \text{ м/с}$ ) и даунвеллинговом ( $>4 \text{ м/с}$ ) ветрах, по-видимому, из-за того, что эти ветра удерживают речной плюм у берега и препятствуют распространению внутренних волн из-за большого угла между направлением впадения речного потока и направлением распространения внешней области плюма.

Периоды благоприятных условий ветра и речного расхода для генерации внутренних волн стоком реки Мзымты в 2011–2017 годах показаны на [рис. 3.37](#). Они составляют более 80% дней во время весеннего половодья в апреле–июне, в то время как их среднегодовая продолжительность оценивается в 125 дней, т.е. примерно треть всего года. Тем не менее, их продолжительность в течение отдельных лет имеет значительную межгодовую изменчивость – от 21% в 2012 году до 63% в 2016 году. Внутренние волны генерируются в течение 94% дней с высоким уровнем речного расхода, поэтому небольшой расход воды является основным ограничивающим фактором для генерации внутренних волн (см. [рис. 3.37](#)).

Итак, речной сток образует гидравлический скачок в прибрежном море при определенных условиях, определяемых свойствами речного потока, окружающей морской воды и донным рельефом. Во-первых, течение реки должно быть достаточно быстрым, чтобы сформировать сверхкритический поток вблизи устья реки. С другой стороны, кинетическая энергия опресненного потока должна быть достаточно низкой, чтобы резко замедляться в результате трения с окружающим морем вдоль сильно стратифицированной нижней границы речного плюма [Shu et al., 2011]. Это условие выполняется, если расход воды в реке низкий, т.е. река быстрая, но небольшая по размеру. Во-вторых, соленость окружающего моря должна быть достаточно высокой, чтобы обеспечить эффективное преобразование кинетической энергии впадающего речного потока в потенциальную энергию гидравлического скачка, которая зависит от аномалии солености между впадающим опресненным потоком и окружающим морем [Zu et al., 2014]. Это условие выполняется, если прибрежная циркуляция препятствует накоплению



**Рис. 3.37.** Расход реки Мзымты (черная линия) в 2011–2017 годах, периоды, когда уровень речного расхода (более  $50 \text{ м}^3/\text{с}$ , красные полосы) и ветер (зеленые полосы) были благоприятными для генерации внутренних волн. Итоговые периоды, благоприятные для генерации внутренних волн, обозначены серыми полосами, периоды натурных измерений обозначены синими стрелками и синими линиями

пресной воды вблизи устья реки и поддерживает обновление морской воды в этом районе. В-третьих, глубина моря вблизи устья реки должна быть значительно больше, чем толщина речного плюма. В этом случае точка отрыва плюма от дна располагается вблизи устья реки, а речной плюм не взаимодействует с морским дном, поэтому конвергенция горизонтальной скорости имеет достаточно места в вертикальном направлении для образования гидравлического скачка.

Перечисленные выше условия формирования гидравлических скачков и генерации внутренних волн выполняются для многих прибрежных регионов мира, где малые и быстрые реки впадают из горных районов в море с резким свалом глубин. Натурные измерения подобных внутренних волн, генерируемых гидравлическим скачком, были описаны для сбросов пресной воды с гидроэлектростанции в залив Даубтфул Саунд в Новой Зеландии [McPherson et al., 2019]. Формирование внутренних волн также регулярно наблюдается на спутниковых снимках в регионах, где реки впадают в море из горных долин, в том числе на тихоокеанском побережье Мексики, Перу и Чили; на Тайване, в Новой Гвинее, Новой Зеландии, Западных Балканах, Западном Кавказе. Эти реки часто имеют относительно небольшие расходы из-за небольших площадей их водосборных бассейнов в горных долинах, однако крутые склоны этих долин приводят к высоким скоростям их течений. Резкий свал глубин в прибрежном море, также характерный для таких регионов, способствует эффективному обновлению морской

воды за счет прибрежной циркуляции в глубоких районах вблизи устьев рек. Многие из таких регионов характеризуются сезонами интенсивных дождей, которые вызывают наводнения на небольших реках. Получающаяся в результате этого одновременная генерация высокочастотных внутренних волн из множества близко расположенных устьев рек была зарегистрирована спутниковыми наблюдениями в нескольких из вышеперечисленных районов. Спутниковые снимки Sentinel-2 от 30 сентября 2016 года, иллюстрирующие этот процесс, наблюдаемый вдоль северо-восточного побережья Черного моря, показаны на рис. 3.33. С другой стороны, для многих небольших рек в прибрежных регионах, топография которых благоприятна для формирования гидравлических скачков, генерация внутренних волн наблюдается нерегулярно или не наблюдается вообще. Низкая скорость течения в реке и отсюда низкая скорость потока являются основным ограничивающим фактором генерации внутренних волн в плюме Мзымты, что, по-видимому, относится и к рекам в других прибрежных регионах.

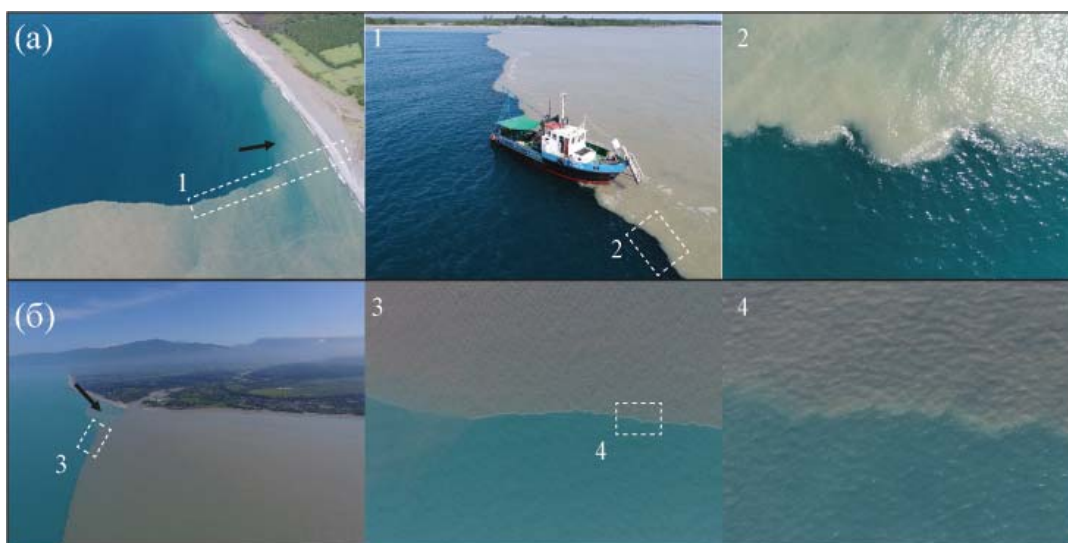
### 3.6. Фронтальное перемешивание в малых речных плюмах

Этот раздел посвящен процессу фронтального перемешивания в результате формирования бароклинной неустойчивости на границе малых речных плюмов [Osadchiev, 2020a]. Аэрофотосъемка плюмов Кодора и Бзыби зарегистрировала вихреобразную структуру протяженных участков их четких внешних границ, проявляющуюся в чередовании специфических выпуклых и вогнутых сегментов длиной 2–10 м и шириной до 2 м. На размытых границах, которые интенсивно перемешиваются с окружающим морем, вихреобразная структура не наблюдалась. Подобные вихреобразные фронты начинаются от речных устьев и ограничивают впадающую в море речную струю. Вихреобразные фронты не наблюдались во внешней части плюма и в зоне прибоя в периоды активного обрушения волн из-за интенсивного перемешивания (рис. 3.38).

Квадрокоптерная видеосъемка зафиксировала повторяющийся циркуляционный процесс вдоль вихреобразных фронтов (рис. 3.39). После формирования выпуклого сегмента на границе плюма он начинает увеличиваться, расширяясь в сторону моря. Увеличиваясь, соседние вихреобразные структуры сливаются, механически захватывая небольшую область соленой морской воды (площадью 0.1–0.5 м<sup>2</sup>) и перенося их через границу плюм–море (см. рис. 3.39). Слившиеся выпуклые сегменты диссипируют, а захваченная область морской воды перемешивается внутри плюма, после чего возобновляется процесс формирования новых выпуклых сегментов на этом участке границы плюма. Этот повторяющийся процесс непрерывного образования, расширения, слияния и диссипации выпуклых сегментов наблюдался по всей длине вихреобразных фронтов плюмов Кодора и Бзыби. Время существования отдельного сегмента от его образования до диссипации составляло 1–2 минуты.

Из-за конвергенции поверхностных течений на резких фронтах плюмов [O'Donnell et al., 1998] там, на вихреобразных фронтах, обычно накапливаются пена и плавающий мусор (см. рис. 3.39а; рис. 3.40а). С помощью обработки видеозаписей, полученных с БЛА, было детектировано движение пены и плавающего мусора в зоне этих вихреобразных фронтов, восстановлена их поверхностная циркуляция (см. рис. 3.40). Эта циркуляция внутри выпуклых сегментов состоит из пар циклонических и антициклонических вихрей, которые образуются, расширяются, сливаются и диссипируют вместе с сегментами (черные линии на рис. 3.40б).

Траектории пены и плавающего мусора показали, что циклонические вихри значительно более выражены и интенсивны по сравнению с антициклоническими вихрями. Пена и плавающий



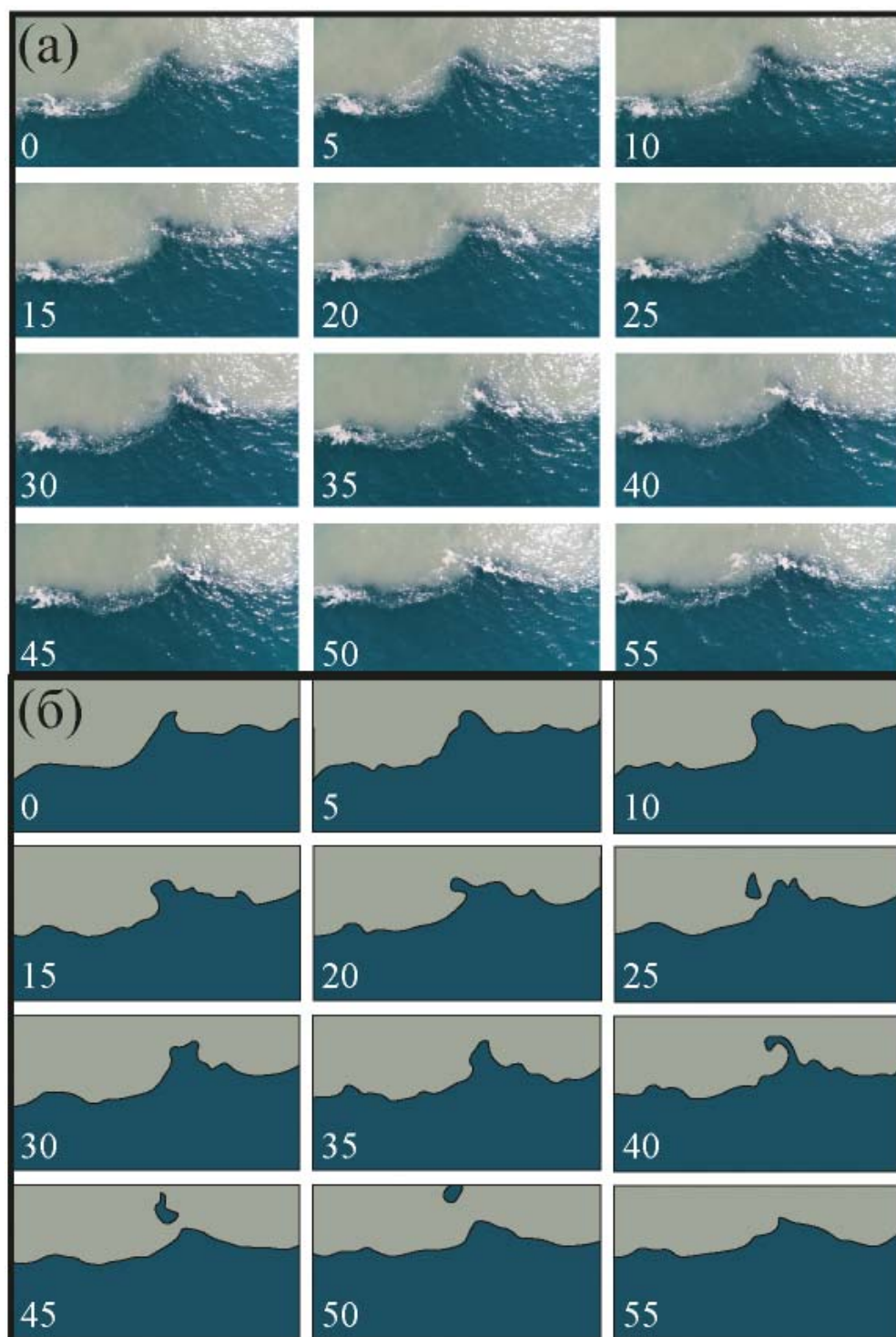
**Рис. 3.38.** Аэрофотоснимки вихреобразных фронтов на границе плюма Кодора 1 сентября 2018 года (а) и на границе плюма Бзыби 1 июня 2019 года (б). Белые цифры и белые пунктирные квадраты слева и центральные снимки на рисунках (а) и (б) указывают на фрагменты, которые масштабируются на центральных и правых снимках на этих рисунках. Черные стрелки указывают на отсутствие вихреобразных фронтов в зоне прибоя

мусор накапливаются в основном внутри циклонических вихрей, т.е. в правых частях выпуклых сегментов, если смотреть из моря в сторону плюма (см. рис. 3.40а). Пена и плавучий мусор вращаются циклоническими вихрями в правой части выпуклых сегментов в течение большей части времени видеозаписей. Как только элемент пены или плавучего мусора выносятся из циклонического вихря и попадает в антициклонический вихрь в левой части выпуклого сегмента, он переносится во внешнюю часть выпуклого сегмента и затем захватывается циклоническим вихрем в соседнем (слева) выпуклом сегменте (красные линии на рис. 3.40б). Таким образом, элементы пены и плавучего мусора перескакивают между правыми частями выпуклых сегментов, в результате чего пена и плавучий мусор постепенно переносятся влево вдоль границы плюма. Наблюдаемая большая интенсивность циклонической циркуляции внутри выпуклых сегментов по сравнению с антициклонической циркуляцией, по-видимому, имеет ту же физическую подоплеку, что и преобладание циклонических вихрей на спутниковых снимках поверхности моря, вызванное различиями во вращательных характеристиках циклонических и антициклонических вихрей в море [Zhurbas et al., 2019].

Вихреобразная структура четкой границы плюма, по-видимому, формируется из-за бароклинной неустойчивости между плюмом и окружающим морем. Сила градиента давления поперек границы плюма составляет

$$g \frac{\Delta \rho}{\rho_{sea}} \frac{\partial h}{\partial x},$$

где  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\Delta \rho$  – разница в плотностях между плюмом и окружающим морем,  $\rho_{sea}$  – плотность моря,  $h$  – толщина плюма,  $x$  – направление поперек фронта. Натурные



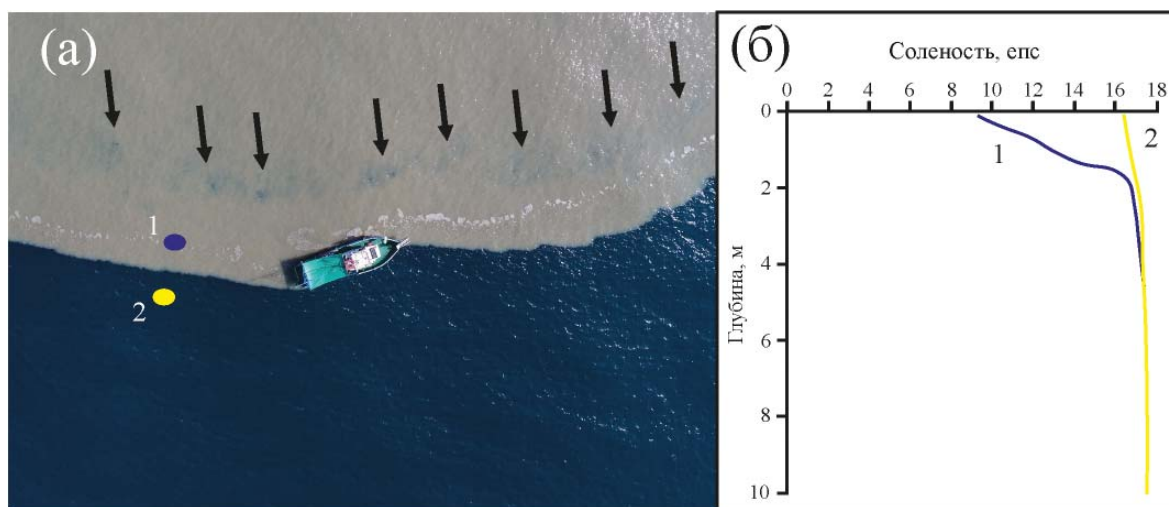
**Рис. 3.39.** Аэрофотоснимки (а) и восстановленные контуры (б) участка волнообразной границы плюма Кодора 1 сентября 2018 года, иллюстрирующие слияние выпуклых сегментов и захват областей соленой морской воды. Цифры указывают интервалы времени в секундах от начала наблюдений



**Рис. 3.40.** Аэрофотоснимки вихреобразной границы плюма Кодора 1 сентября 2018 года (а), восстановленная по quadroкоптерным видеозаписям схема циркуляции в выпуклых сегментах границы плюма (черные линии) и перенос пены и плавучего мусора вдоль границы плюма (красные линии) (б). Черные стрелки на рисунке (а) указывают на пену, скопившуюся внутри циклонических вихрей в правых частях выпуклых сегментов

измерения, проведенные на вихреобразных фронтах, показали, что поверхностная соленость резко увеличивается при пересечении этих фронтов (2–3 м в ширину) с 10–12 епс внутри плюма Кодора до 17 епс за пределами плюма (рис. 3.41б) и с 8–10 епс внутри плюма Бзыби до 16–17 епс за его пределами. Толщина плюма Кодора в узкой фронтальной зоне составляла 2 м (рис. 3.41б), толщина плюма Бзыби – 4 м. Таким образом, значения градиента давления в этих фронтальных зонах равны 0.05 и 0.1 м/с<sup>2</sup> для плюма Кодора и плюма Бзыби. Этот большой градиент давления поперек границы плюма является источником потенциальной энергии, вызывающей образование вихреобразной фронтальной структуры.

Небольшое возмущение границы плюма и образование локального выпуклого сегмента приводит к увеличению локальной длины границы и, следовательно, к увеличению адвекции по нормали к границе, индуцируемой градиентом давления. Этот процесс вызывает непре-



**Рис. 3.41.** Аэрофотоснимки (а) и вертикальные профили солености (б) на вихреобразной границе плюма Кодора 1 сентября 2018 года (а). Цветными точками отмечены места вертикальных измерений солености (1 (синий) – плюм; 2 (желтый) – окружающее соленое море). Черными стрелками на рисунке (а) обозначена полоса воды пониженной мутности в плюме Кодора, вытянутая вдоль его границы

рывное расширение выпуклого сегмента до тех пор, пока он не сольется с соседним выпуклым сегментом. Слияние двух сегментов с захватом области соленой морской воды и ее последующее перемешивание с плюмом приводит к уменьшению локальной аномалии солености и, следовательно, к уменьшению локального градиента давления. Это обеспечивает отрицательную обратную связь и препятствует дальнейшему образованию выпуклого сегмента на данном участке границы, увеличивая вероятность возникновения возмущения на смежных участках.

На аэрофотоснимках была зарегистрирована полоса вод пониженной мутности в плюме Кодора шириной 3–4 м, расположенная на расстоянии 10–20 м от вихреобразной границы и вытянутая вдоль этой границы (рис. 3.41а). По-видимому, эта полоса вод пониженной мутности образовалась в результате непрерывного захвата областей соленых морских вод сливающимися выпуклыми сегментами вихреобразного фронта. Таким образом, бароклинная неустойчивость на внешней границе малого речного плюма вызывает наблюдаемый цикл формирования, слияния и диссипации выпуклых сегментов вихреобразного фронта и влияет на перемешивание малых речных плюмов с окружающим морем.

Вышеописанный процесс формирования, слияния и диссипации выпуклых сегментов четких границ малых речных плюмов, вызванный бароклинной неустойчивостью, хорошо согласуется с восстановленной поверхностной циркуляцией вдоль границы плюма. Этот механизм вызывает интенсивный перенос соленой морской воды через границу малого речного плюма в результате слияния сегментов вихреобразной границы и механического захвата участков соленого моря. Анализ данных спутниковых наблюдений показал, что образование подобных вихреобразных структур и формирование этого механизма перемешивания характерно для плюмов малых рек во многих прибрежных регионах мира. Таким образом, впервые осуществленное описание этого механизма существенно уточняет существующие представления о процессах трансформации и диссипации материкового стока в море.

### 3.7. Перенос терригенной взвеси малыми речными плюмами

Малые реки выносят значительные объемы терригенной взвеси в море в глобальном масштабе и во многих районах мира влияют на региональные процессы осадконакопления [Milliman et al., 2007; Syvitski and Saito, 2007]. В частности, накопление на дне моря больших объемов терригенной взвеси, поступающих в море со стоком малых рек, может приводить к подводным оползням и последующему формированию мутьевых потоков, которые регулярно наблюдаются в ряде прибрежных районов мира [Hampton et al., 1996; Lamb and Mohrig, 2009; Carter et al., 2012; Warrick, 2014]. Типичным примером этого служат небольшие горные реки острова Тайвань, которые ежегодно выносят в море 180–380 миллионов тонн терригенной взвеси, что связано с климатическими, топографическими, литологическими и антропогенными особенностями острова Тайвань [Kao et al., 2005; Dadson et al., 2005]. Большая часть стока пресной воды и взвешенных наносов поступает с острова Тайвань в море во время сезона муссонов (июнь–сентябрь), когда речные расходы и концентрации взвеси в реках вырастают на несколько порядков по сравнению со среднеклиматическими значениями. Еще более значительное увеличение расходов наблюдается во время кратковременных тайфунов, которые были зарегистрированы 255 раз в течение 1949–2009 годов [Chang et al., 1993; Liu et al., 2006]. В среднем 60–80% речной взвеси оседает на дне моря на узких восточных и юго-западных шельфах острова [Liu et al., 2008], которые характеризуются повышенной сейсмической активностью. Последствия быстрого накопления и недостаточного уплотнения осадков в условиях периодических землетрясений, которые являются потенциальными триггерами подводных оползней, были предметом значительного числа исследований [Hsu et al., 2008; Huh et al., 2009; Carter et al., 2012; Hale et al., 2012].

Мутьевые потоки могут переносить огромное количество терригенного материала из шельфовых зон в глубокую зону моря через подводные каньоны [Walsh and Nittrouer, 2009; Meiburg and Kneller, 2010]. Реки Тайваня характеризуются высокой концентрацией взвешенного органического вещества [Kao and Liu, 1996; Hilton et al., 2008], поэтому мутьевые потоки на шельфе Тайваня играют важную роль в цикле углерода. Также они неоднократно приводили к разрушению подводных трубопроводов и телекоммуникационных кабелей на континентальном шельфе и континентальном склоне Тайваня [Carter et al., 2014]. В частности, многочисленные обрывы кабелей в восточных и юго-западных прибрежных районах острова Тайвань произошли вскоре после землетрясения в 2006 году, что привело к серьезным сбоям в передаче данных по всему Азиатско-Тихоокеанскому региону [Hsu et al., 2008]. Таким образом, задача идентификации районов шельфа и континентального склона, потенциально затрагиваемых мутьевыми потоками, имеет важное практическое значение.

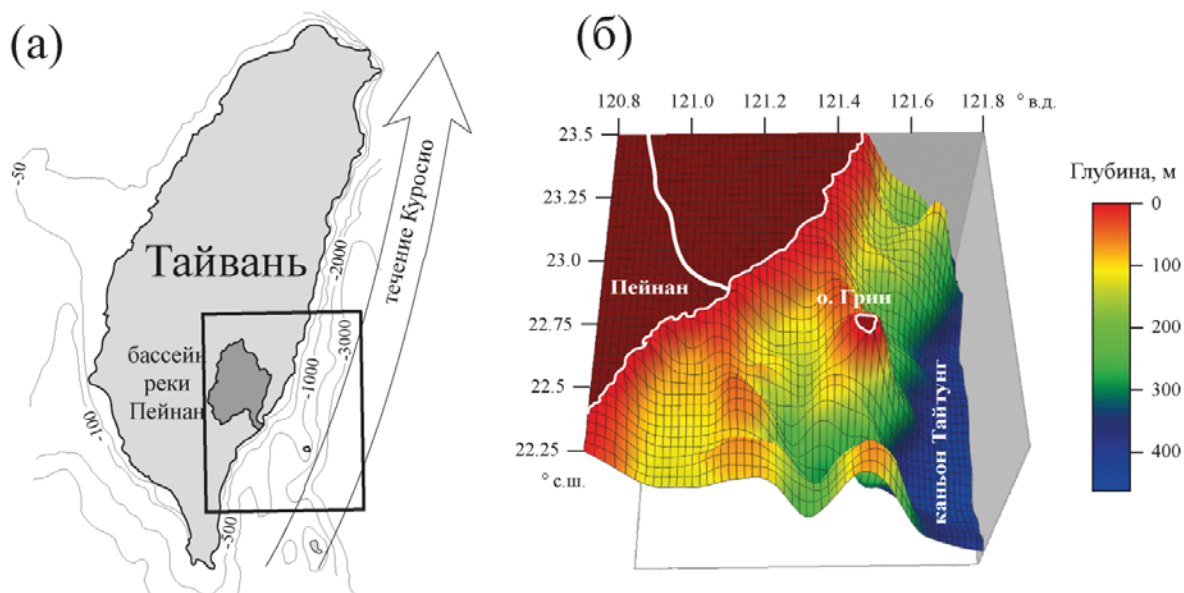
Мутьевые потоки на шельфе Тайваня вызваны двумя различными механизмами: во-первых, гиперпикнальным течением, непосредственно формируемым речным стоком, и, во-вторых, быстрой аккумуляцией мелкодисперсной взвеси в донных осадках, приводящей к формированию подводного оползня. Первый механизм, который может срабатывать в устьях рек во время тайфунов, когда концентрация взвешенных веществ в речной воде превышает определенное пороговое значение, рассматривался во многих работах [Milliman and Kao, 2005; Dadson et al., 2005; Milliman et al., 2007]. Гораздо меньшее внимание было уделено второму механизму, который также может быть вызван повышенным стоком взвешенных наносов из рек во время тайфунов. Этот механизм запускается сложным и длительным процессом нако-

пления оползневого тела, в результате чего большие области на шельфе становятся потенциальными источниками мутьевых потоков [Carter et al., 2014].

В этом разделе описывается исследование переноса, оседания и аккумуляции на морском дне мелкодисперсной взвеси, поступающей в море со стоком реки Пейнан, расположенной на северо-восточном побережье острова Тайвань [Osadchiev et al., 2016a]. Моделирование этого процесса позволяет оценить интенсивность осадконакопления взвешенных наносов речного происхождения на морском дне и идентифицировать зоны потенциального образования подводных оползней после тайфунов. Предыдущие исследования аккумуляции взвеси речного происхождения на морском дне в прибрежных районах показали большую сложность этого процесса, вызванную изменчивостью внешних факторов, а именно, объема стока взвешенных наносов, концентрации и состава взвеси в речной воде, прибрежной циркуляции, приливных течений, волнового воздействия [Walsh and Nittrouer, 2009]. Многие общие аспекты этого процесса в прибрежных районах остаются неясными [Milliman and Kao, 2005], что обуславливает необходимость специализированных региональных исследований.

Район исследования расположен на юго-восточном побережье острова Тайвань около устья реки Пейнан (рис. 3.42). Океанографические условия у восточного побережья Тайваня в основном определяются влиянием течения Куроиси, а также приливами, ветрами и речным стоком [Johns et al., 2001; Gilson and Roemmich, 2002; Jia and Liu, 2004]. Несколько горных рек с восточного побережья Тайваня выносят в океан огромное количество взвешенных веществ (около 150 млн. тонн в год) [Liu et al., 2008].

Река Пейнан – одна из самых больших рек восточного побережья Тайваня. Несмотря на свою небольшую длину (85 км), площадь бассейна (1600 км<sup>2</sup>) и умеренный среднегодовой

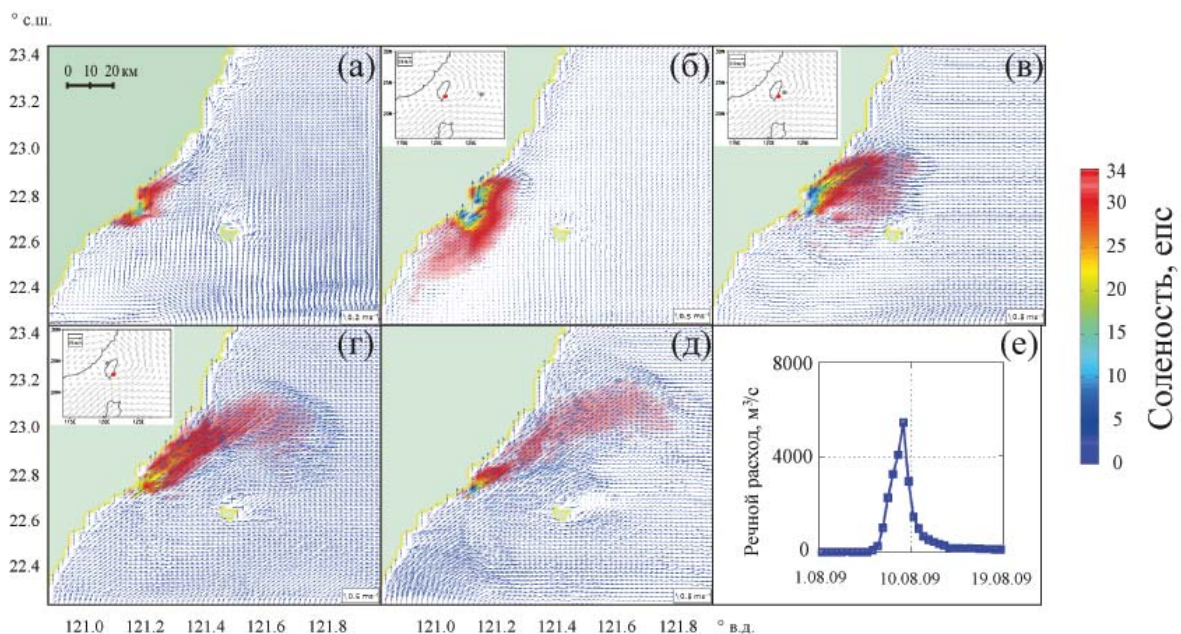


**Рис. 3.42.** Расположение исследуемого региона на юго-восточном побережье острова Тайвань около устья реки Пейнан (а), прямоугольником обозначена область численного моделирования. Донный рельеф области моделирования (б)

расход пресной воды, варьирующий от 30 м<sup>3</sup>/с весной до 170 м<sup>3</sup>/с летом, река Пейнан выносит значительный объем взвеси, равный 20–90 млн. тонн в год [Liu et al., 2008]. Расходы пресной воды и взвешенных наносов из реки Пейнан резко возрастают во время тайфунов, например, во время тайфуна Моракот 9 августа 2009 года расход реки Пейнан превысил 6000 м<sup>3</sup>/с. Концентрация взвешенных веществ в воде реки Пейнан особенно высока после интенсивных осадков и может превышать 10 г/л [Milliman and Kao, 2005; Dadson et al., 2005].

Используя сочетание лагранжевой модели речного плюма STRiPE и трехмерной эйлеровой модели циркуляции океана POM, был изучен перенос и осаждение терригенной взвеси, выносимой стоком реки Пейнан в море на юго-восточном побережье острова Тайвань. Концентрация взвешенных веществ в речной воде рассчитывалась по формулам, определяющим зависимость между речным стоком и концентрацией взвеси для реки Пейнан для условий половодья и тайфуна, построенным на основе натурных измерений [Milliman and Kao, 2005].

Численная модель была верифицирована на основе данных контактных измерений, после чего были выполнены два численных эксперимента, направленных на воспроизведение переноса мелкодисперсной взвеси речного происхождения под воздействием паводковых и тайфунных условий речного стока и ветра (рис. 3.43). Первый эксперимент воспроизводил многолетнее среднеемесячное значение расхода реки Пейнан для августа (80 м<sup>3</sup>/с) и ветра (северо-восточный, 2 м/с) в течение 30 дней. Конфигурация второго эксперимента была более сложной. Вначале в течение 3 дней моделировались среднеклиматические условия августа, затем в течение 6 дней воспроизводились ветровые и стоковые условия, наблюдавшиеся в



**Рис. 3.43.** Результаты численного моделирования плюма реки Пейнан до тайфуна (а), во время первого (б), второго (в), третьего (г) и пятого (д) дня тайфуна. На правой нижней панели (е) показана изменчивость расхода пресной воды из реки Пейнан в августе 2009 года во время тайфуна Моракот.

Расположение центра тайфуна (серая точка) показано на вставках на рисунках (б)–(г)

течение тайфуна Моракот 4–9 августа 2009 года. Расход воды у реки Пейнан во время тайфуна вырос от 80 до 6000 м<sup>3</sup>/с, а максимальная скорость ветра в этот период превышала 40 м/с. После тайфуна условия модели возвращались к среднеклиматическим условиям августа.

Рисунок 3.43е иллюстрирует расход пресной воды из реки Пейнан до, во время и после тайфуна Моракот. Быстрое и почти равномерное увеличение расхода реки Пейнан в течение 7–9 августа 2009 года сопровождалось его экспоненциальным понижением в течение 10–16 августа 2009 года. В частности, речной расход резко сократился 10 августа, а затем медленно уменьшался в течение следующих 5 дней до среднесезонных значений. Поэтому скорость падения расхода была значительно медленнее, чем скорость его роста в течение всего периода, кроме 10 августа 2009 года. Такая же особенность наблюдалась для ряда других тайваньских рек во время тайфуна Моракот (например, Гаопин, Чжуошуй, Цзэнвэнь, Ву) и, по-видимому, была вызвана неравномерным распределением осадков во время прохождения тайфуна Моракот над островом Тайвань и относительно небольшими площадями водосборных бассейнов рек Тайваня. Численное моделирование показало значительное влияние тайфуна на циркуляцию моря к востоку от Тайваня и распространение плюма Пейнана. Усиление юго-западных ветров над районом исследования и увеличение стока реки Пейнан, вызванное тайфуном, привело к перестройке локальной циркуляции и значительному увеличению площади плюма Пейнана (см. рис. 3.43). Первоначально речной плюм был вытянут на север вдоль берега под действием средних климатических ветров (см. рис. 3.43а). Взаимодействие ветровых течений и силы плавучести привело к формированию сильного струйного вдольберегового течения к северу от устья Пейнана.

Увеличение скорости ветра и изменение его направления в течение первого дня тайфуна вызвало расширение плюма, его смещение в южном направлении и отделение от берега (см. рис. 3.43б). Во второй день тайфуна плюм перемещался в северо-восточном направлении, его недавно сформированная часть, примыкающая к устью Пейнана, распространялась вдоль побережья, в то время как более старая часть достигла острова Грин, расположенного к востоку от устья реки Пейнан (см. рис. 3.43в). Третий день паводка характеризовался пиковыми скоростями ветра, речного расхода и скорости береговой циркуляции (до 1 м/с). В этот день плюм был вытянут на северо-восток и оторвался от побережья около 23° с.ш. (см. рис. 3.43г). На рисунке 3.43е показан плюм Пейнана 10 августа 2009 года, когда речной расход снизился до значений менее 2000 м<sup>3</sup>/с, но ветер оставался сильным (более 10 м/с). В течение этого периода соленость как в приустьевой, так и во внешней области плюма стала увеличиваться. В течение нескольких дней после ухода тайфуна из района исследований северо-восточное течение постепенно уменьшалось, а плюм Пейнана также сокращался в размерах и возвращался к состоянию, наблюдавшемуся до тайфуна (см. рис. 3.43а).

Моделируемое распространение стока реки Пейнан в прибрежных водах во время тайфуна Моракот показало сходные характеристики с расходами других малых рек Тайваня. Как описано в работе [Jan et al., 2013], реки западного Тайваня, а именно реки Чжуошуй, Су, Цэнвэнь и Гаопин, образовали большие плюмы. Вместе с приповерхностными плюмами эти реки (характеризующиеся повышенной концентрацией взвешенных веществ) также формировали гиперпикнальные потоки [Carter et al., 2012]. Горизонтальные (~100 км) и вертикальные (~10 м) пространственные масштабы, а также аномалия солености (~2 епс) внешней области плюма, образованного рекой Чжуошуй, полученные на основе натурных измерений, проведенных 13–17 августа 2009 года, были аналогичны соответствующим характеристикам плюма Пейнана вскоре после тайфуна Моракот, полученных в результате численного моделирования (см.

рис. 3.43д) [Jan et al., 2013]. Периоды существования этих плюмов также были практически одинаковыми, они возвращались в свои исходные дотайфунные состояния через 1–1.5 недели после того, как речные расходы уменьшались до среднемесячных значений [Jan et al., 2013].

Полученные результаты моделирования аккумуляции взвеси речного происхождения в донных осадках, поступившей в море в течение 30 дней половодья и 6 дней тайфуна, представлены на рис. 3.44. Концентрация взвеси в воде реки Пейнан составляла около  $4 \text{ кг/м}^3$  во время половодья, а сток взвешенных наносов из реки в течение 30 дней составил  $0.8 \cdot 10^6$  тонн. Во время тайфуна произошло резкое увеличение речного расхода и концентрации взвеси в реке Пейнан с пиковыми значениями около  $6000 \text{ м}^3/\text{с}$  и  $120 \text{ кг/м}^3$ . Общий сток взвешенных наносов из реки Пейнан в течение 6 дней тайфуна составил около  $20 \cdot 10^6$  тонн, что в 25 раз больше по сравнению со стоком взвешенных наносов в течение 30 дней в половодье. В результате этого скорость осадконакопления в приустьевой зоне моря во время тайфуна была примерно на два порядка выше, чем во время половодья. Области интенсивного осадконакопления во время половодья и во время тайфуна, полученные в результате моделирования, существенно различались по форме и расположению. В период половодья речная взвесь практически равномерно оседала на мелководье к югу и юго-западу относительно устья реки. Протяженность прибрежной зоны интенсивного осадконакопления ( $3\text{--}5 \text{ кг/м}^2$ ) составляла около 25 км. Общая масса осевшей на дно взвеси речного происхождения в области моделирования составила около  $0.5 \cdot 10^6$  тонн, в то время как  $0.3 \cdot 10^6$  тонн мелкодисперсной взвеси оставалось в толще воды и не осело на морское дно в течение периода моделирования.

Наиболее интенсивное осадконакопление во время и вскоре после тайфуна происходило на небольшой территории, прилегающей к устью реки Пейнан. Пространственный масштаб этой области составлял всего 5 км, однако интенсивность осадконакопления в этом районе превышала  $300 \text{ кг/м}^2$ . Кроме того, большой объем взвешенных наносов был вынесен от устья

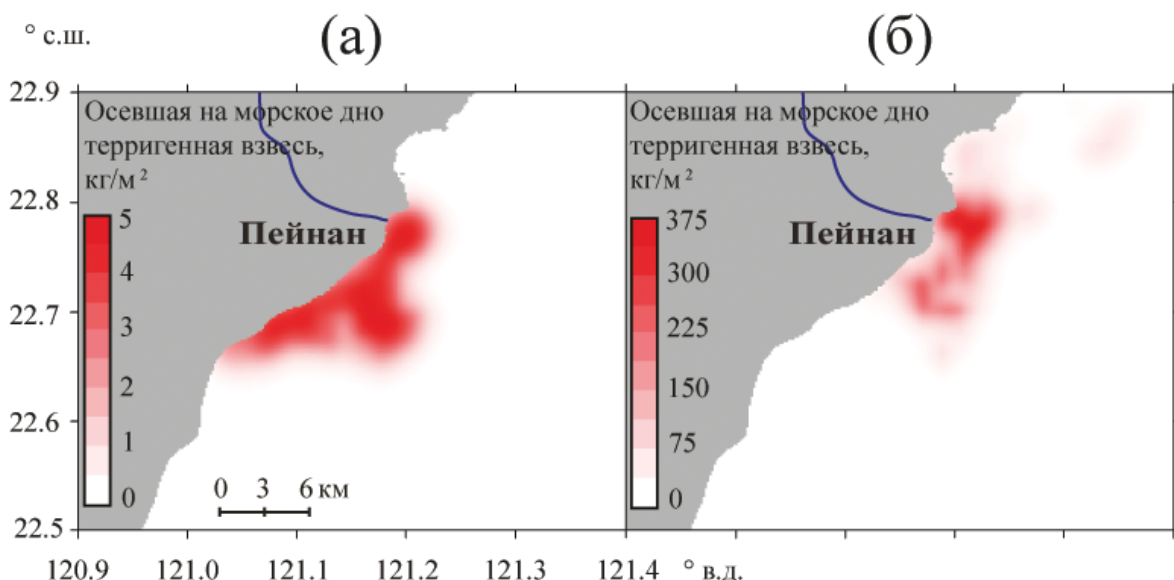


Рис. 3.44. Результаты численного моделирования аккумуляции взвеси речного происхождения на морском дне в исследуемом регионе во время половодья (а) и тайфуна (б)

реки Пейнан вдоль берега в юго-западном и северо-восточном направлениях и аккумуляровался на морском дне на соответствующих мелководных участках шельфа. Пространственные протяженности и концентрации взвеси в рассматриваемых прибрежных зонах интенсивного осадконакопления составляли 10 км и 150–250 кг/м<sup>2</sup> для юго-западной зоны и 5 км и 50–150 кг/м<sup>2</sup> для северо-восточной зоны. Тем не менее, только около  $8 \cdot 10^6$  тонн от общего объема поступивших в море взвешенных наносов аккумуляровалось в донных осадках в пределах области моделирования, в то время как  $12 \cdot 10^6$  тонн было вынесено в глубокие районы моря и оставались в толще воды в течение периода моделирования.

Представленные результаты моделирования показывают, что процесс осаждения взвеси речного происхождения на морское дно существенно зависит от динамики речного плюма. В условиях половодья и умеренного ветрового воздействия плюм Пейнана, как правило, формирует квазигеострофическое вдольбереговое течение. В результате этого взвесь речного происхождения, которая первоначально была сосредоточена в верхнем слое моря, переносится плюмом в юго-западном направлении. Как только частицы взвеси погружаются под плюм, их дальнейший перенос определяется северо-восточной прибрежной циркуляцией. Средняя скорость фоновых морских течений значительно меньше, чем скорость распространения речного плюма. Таким образом, частицы взвеси, осевшие из плюма в нижележащие морские воды в мелководной области, расположенной к юго-западу от устья Пейнана, переносятся прибрежными течениями в северо-восточном направлении на небольшие расстояния, так как быстро оседают на морское дно в этом районе. С другой стороны, значительная часть взвеси речного происхождения в исследуемом регионе выносится плюмом с узкого шельфа в глубокое море. Когда эти частицы взвеси погружаются под плюм в глубоких районах моря, они переносятся течением Курисио в северо-восточном направлении и не оседают на морском дне в пределах района исследования.

Вынос большого объема терригенной взвеси в море во время тайфуна привел к увеличению скорости осадконакопления на исследуемой территории. Тем не менее, доля осевшей на дно взвеси речного происхождения по отношению к общему объему стока взвешенных наносов (40%) была значительно ниже по сравнению с периодом половодья (65%) в силу следующих причин. Во время тайфуна сильные ветра определяли распространение плюма Пейнана в изучаемом регионе. В течение периода моделирования плюм Пейнана распространялся в основном в северо-восточном направлении, поэтому взвесь речного происхождения аккумуляровалась на дне моря, в основном в небольшой мелководной области, непосредственно примыкающей к речному устью. Скорость распространения плюма была значительно выше по сравнению с периодом половодья, поэтому большая часть взвеси не успевала погрузиться под плюм в пределах этого мелководья и была вынесена в глубокую часть моря. Наконец, сильное ветровое воздействие приводило к интенсивной турбулентности в верхнем слое, что уменьшало скорость осаждения частиц взвеси. Короткий период северных ветров во время тайфуна привел к аккумуляции взвеси речного происхождения на мелководном прибрежном участке, расположенном к югу от устья Пейнана, однако общий объем аккумуляровавшейся в донных осадках взвеси в этом районе был намного меньше, чем в районе, примыкающем к устью Пейнана. Полученные результаты моделирования согласуются с результатами предыдущих исследований [Kao et al., 2005; Milliman and Kao, 2005], из которых следует, что отношение мелкодисперсной взвеси речного происхождения, оседающей на дно в прибрежных водах, к общему объему взвеси, поступающему в море с речным стоком, значительно ниже во время тайфунов по сравнению со среднеклиматическими условиями.

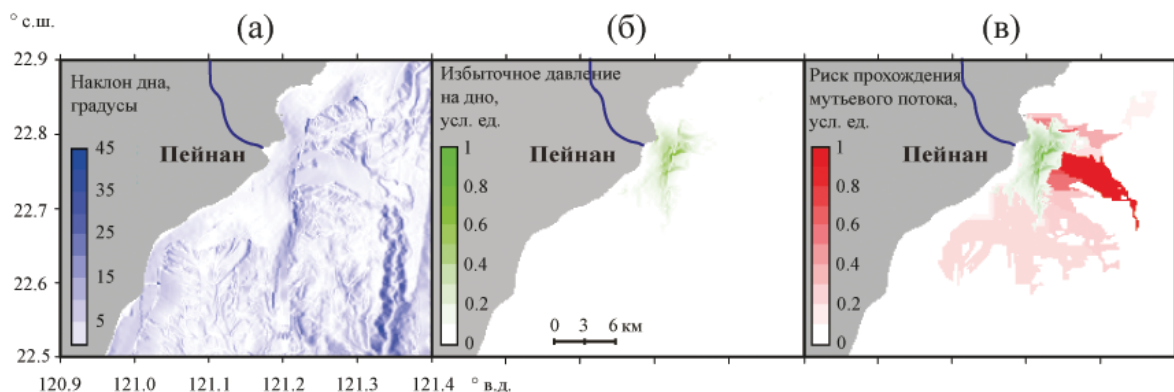
Одна из практических целей этого исследования заключалась в идентификации зон потенциального образования подводных оползней в результате интенсивного осадконакопления после прохождения тайфунов. Подобные оползни могут вызвать формирование мутьевых потоков на крутом континентальном склоне. В частности, два мутьевых потока, разрушивших телекоммуникационные кабели, были зарегистрированы после тайфуна Моракот у устья реки Гаопин в юго-западной части острова Тайвань [Carter et al., 2012; Su et al., 2012]. Первый мутьевой поток прошел 9 августа 2006 года и был вызван гиперпикнальным течением, сформированным стоком реки Гаопин, а второй мутьевой поток прошел 13 августа 2006 года и был вызван подводным оползнем.

В этом исследовании рассматривается образование районов интенсивного осадконакопления в прибрежной зоне моря в зависимости от условий внешнего воздействия как одного из основных факторов, обуславливающих формирование подводного оползня. Используя смоделированное распределение массы взвеси речного происхождения, аккумулировавшейся на дне моря, можно рассчитать вдольсклоновую компоненту силы тяжести, приложенной к осадку, следующим образом:

$$F = m \cdot g \cdot \sin(\alpha),$$

где  $m$  – масса аккумулировавшейся взвеси, нормированная на единицу площади морского дна, а  $\alpha$  – локальный угол наклона дна. Это значение пропорционально уровню избыточного давления, которое вызывает подводный оползень, если оно превышает определенное пороговое значение, которое зависит от локальной силы донного трения. Таким образом, участки морского дна с высокими значениями  $F$  являются потенциальными зонами формирования мутьевых потоков.

Как было показано выше, интенсивность аккумуляции взвеси речного происхождения в донных осадках после тайфуна была на несколько порядков больше, чем в условиях половодья. На рисунке 3.45 показаны три характеристики, которые связаны с образованием подводных оползней и мутьевых потоков, а именно: градиент глубины дна (см. рис. 3.45а), распределение  $F$ , нормированное по его максимальному значению в исследуемой области (см. рис. 3.45б), и траектории движения мутьевых потоков, которые могут быть вызваны подводными



**Рис. 3.45.** Градиент глубины дна в районе численного моделирования (а), распределение избыточного давления, вызванного повышенным количеством оседающей взвеси после тайфуна (б), и потенциальные траектории распространения мутьевых потоков (в)

оползнями в исследуемом регионе (см. рис. 3.45в). Предполагается, что каждая точка морского дна, где потенциально может сформироваться подводный оползень, имеет единственную траекторию вызванного им мутьевого потока, который распространяется в направлении максимального наклона дна. Яркость цвета траектории на рисунке 3.45в соответствует яркости цвета его начальной точки, т.е. темные-красные траектории иллюстрируют более вероятные мутьевые потоки, а светло-красные – менее вероятные. Если две разных траектории (с разной яркостью цвета) проходят через одну и ту же точку, то рисуется более яркий цвет.

Как видно из рисунка 3.45в, наибольшая вероятность формирования подводных оползней на исследуемой территории регистрируется в области около устья реки Пейнан, которая характеризуется наиболее интенсивным осадконакоплением во время тайфуна. Траектории мутьевых потоков, формирующихся в этой зоне, охватывают большую прибрежную зону, расположенную к юго-востоку от устья реки Пейнан. Эта область значительно отличается от потенциальной траектории мутьевого потока, вызванного гиперпикнальным течением, сформированным стоком реки Пейнан. Два мутьевых потока различного происхождения, зарегистрированных вблизи устья реки Гаопин после тайфуна Моракот, также имели разные точки формирования и разные траектории, что было определено при анализе местоположения обрывов подводного кабеля. Первый мутьевой поток был образован гиперпикнальным течением вблизи устья реки, в то время как второй, вызванный подводным оползнем, был сформирован на расстоянии около 10 км от устья через 3 дня после пикового значения речного расхода [Carter et al., 2012]. Эти пространственные и временные масштабы аналогичны результатам, полученным для выноса взвеси из реки Пейнан.

Итак, с помощью численного моделирования установлено, что ветровое воздействие определяет общее расположение территории морского дна, на котором происходит активная аккумуляция взвеси речного происхождения, в то время как фоновая прибрежная циркуляция определяет мелкомасштабные характеристики области осаждения. Ветер играет ключевую роль в переносе взвеси речного происхождения и ее осаждении в прибрежной зоне посредством своего влияния на динамику речного плюма и турбулентное перемешивание в поверхностном слое. Сильный ветер во время тайфуна увеличивает турбулентное перемешивание в поверхностном слое, по сравнению с обычными паводковыми условиями, что, в свою очередь, уменьшает скорость оседания взвеси во время ее переноса речным плюмом. С другой стороны, мощное ветровое воздействие приводит к большой скорости распространения плюма. В результате влияния этих факторов значительная доля взвеси речного происхождения выносилась плюмом далеко от мелководного шельфа и погружалась ниже плюма в окружающие морские воды уже на глубоководных участках, где ее дальнейшее движение определяется динамикой течения Курошио. Это приводило к понижению доли осевшей взвеси речного происхождения по отношению к общему стоку наносов в течение тайфуна. Проведенные численные эксперименты также показали, что скорость осадконакопления взвеси речного происхождения в течение тайфуна примерно на два порядка выше, чем во время паводковых условий. Повышенный вынос терригенной взвеси с речным стоком во время тайфуна может приводить к появлению подводных оползней на узком и крутом континентальном шельфе исследуемого региона в местах активного осадконакопления. Полученные результаты имеют важное практическое значение для планирования и обеспечения строительных работ, связанных с прокладкой телекоммуникационных кабелей и подводных трубопроводов в исследуемом регионе.

### 3.8. Выводы по третьей главе

Все речные плюмы в Мировом океане могут быть условно разделены на два класса – «малые» и «большие». В малых плюмах эффекты сдвига скорости в приповерхностном слое преобладают над эффектами плавучести, в больших плюмах – наоборот. Гидродинамические процессы, определяющие формирование, распространение и диссипацию речных плюмов, существенно различны у больших и малых речных плюмов, вследствие чего малые и большие речные плюмы имеют принципиально различную структуру, динамику и изменчивость.

Для малых речных плюмов характерна значительная пространственная неоднородность, вызванная как быстрым откликом малых плюмов на колебания речного расхода и ветрового воздействия, так и взаимодействием плюма с батиметрией и фоновой прибрежной циркуляцией. Внутри малых речных плюмов наблюдается существенная изменчивость угла между направлением ветра и направлением экмановского транспорта. Этот угол изменяется от 30–40° во внешних частях плюма до 60–80° в приустьевых зонах, что вызвано неоднородностью толщины экмановского слоя в малом речном плюме. Аномально большие значения этого угла в приустьевых зонах приводят к существенным различиям в направлении переноса опресненных вод малых речных плюмов по сравнению с большими речными плюмами. В частности, пресноводный сток и поступающие с ним взвешенные и растворенные вещества аккумулируются в приустьевой зоне под воздействием нагонных ветров, выносятся в открытое море под воздействием апвеллинговых ветров, но переносятся вдоль берега в северо-западном направлении под воздействием сгонных, даунвеллинговых и слабых ветров.

Плюмы многочисленных малых рек российского побережья Черного моря играют важную роль в переносе пресноводного стока и взвешенных веществ речного происхождения в прибрежной зоне из-за процессов взаимодействия малых речных плюмов во время дождевых паводков. Точечное поступление пресноводного стока и взвешенных наносов (в основном из нескольких крупных рек), характерное для среднеклиматических условий, под воздействием сильных дождей может поменяться на линейный тип речного стока из многочисленных малых рек, расположенных вдоль берега в периоды интенсивных осадков. В этих условиях площади речных плюмов значительно увеличиваются, и соседние речные плюмы начинают взаимодействовать друг с другом. В результате этого взаимодействия формируется опресненное вдольбереговое геострофическое течение, которое вызывает интенсивный перенос взвешенных веществ речного происхождения в северо-западном направлении. Это процесс существенно влияет на качество вод и вызывает активное осадконакопление на протяженных участках узкого шельфа в северо-восточной части Черного моря.

Изучен и описан новый механизм формирования высокочастотных внутренних волн в малых речных плюмах. Трение между впадающим потоком речной воды, имеющим высокую скорость, и нижележащим морем, имеющим на порядок меньшую скорость, приводит к резкому замедлению опресненного потока и увеличению его глубины, т.е. к формированию гидравлического скачка, который вызывает генерацию высокочастотных внутренних волн. Эти волны распространяются от речного устья в сторону открытого моря в стратифицированном слое между малым речным плюмом и нижележащим морем и влияют на турбулентность и перемешивание в этом слое. Процессы генерации, распространения и диссипации подобных внутренних волн вызывают трансформацию кинетической энергии речного потока в энергию турбулентности на нижней и боковой границах малого речного плюма, что усиливает перемешивание в этих фронтальных зонах.

Изучен и описан новый механизм перемешивания малого речного плюма с окружающими морскими водами в результате формирования, роста, слияния и диссипации вихреобразных структур, возникающих на внешней границе малого речного плюма. Наличие значительного горизонтального градиента солености на границе между малым речным плюмом и окружающим морем является источником потенциальной энергии и создает условия развития бароклинной неустойчивости на этой границе. Малые возмущения этой границы расширяются до вихреобразных структур с пространственным масштабом 2–10 м из-за роста латерального градиента давления с увеличением возмущения, обеспечивающего положительную обратную связь в рассматриваемом процессе. Увеличиваясь, соседние вихреобразные структуры сливаются, механически захватывая области соленой морской воды и перенося их через границу плюм–море. В результате перемешивания морской воды на этом участке плюма повышается соленость, что уменьшает градиент давления и останавливает дальнейший рост вихреобразной структуры на данном участке границы. Образование подобных вихреобразных структур и формирование этого механизма перемешивания уточняет существующие представления о процессах трансформации и диссипации материкового стока в море.

Исследован процесс переноса и осаждения взвешенных веществ речного происхождения, поступающих в море в результате тайфунных условий речного стока на примере реки Пейнан на юго-восточном побережье острова Тайвань. Ветер играет ключевую роль в переносе взвеси и ее осаждении в прибрежной зоне посредством своего влияния на динамику речного плюма и турбулентное перемешивание в приповерхностном слое. Ветровое воздействие определяет общее расположение территории дна, на котором происходит активное осаждение взвеси, в то время как прибрежная циркуляция определяет мелкомасштабные характеристики области осаждения. В исследуемом регионе речная взвесь осаждается на дно, в основном на мелко-водных участках шельфа. В то же время значительная часть взвеси, поступающей с речным стоком, выносится далеко от берега в глубокую часть океана, где ее дальнейшее движение определяется динамикой течения Курошио. Скорость накопления осадков в течение тайфуна примерно на два порядка выше, чем во время паводковых условий. Полученные результаты были использованы для идентификации областей континентального шельфа и континентального склона, находящихся под угрозой формирования подводных оползней и прохождения мутьевых потоков.

---

---

## Глава 4

### ПЛЮМЫ, СФОРМИРОВАННЫЕ СТОКАМИ КРУПНЫХ РЕК

#### 4.1. Большие речные плюмы в морях России

В российские прибрежные воды впадает огромное количество рек, в том числе 9 с годовым объемом стока более  $100 \text{ км}^3$  и 15 с годовым объемом стока от 10 до  $100 \text{ км}^3$ . Эти крупные реки формируют речные плюмы и опресненные линзы с пространственными масштабами в десятки и сотни километров. В силу своих больших размеров эти поверхностные опресненные водные массы оказывают существенное влияние на физические, химические и биологические процессы на обширных участках шельфа площадью в сотни тысяч квадратных километров, где ведется активная хозяйственная деятельность. В частности, взаимодействие стока крупных рек и морских вод играет существенную роль в формировании гидрологических условий, поверхностных течений, ледообразовании и ледотаянии. Со стоком крупных рек в моря России поступает значительное количество взвешенных и растворенных веществ, в том числе антропогенных загрязнений [Черногаева, 2018], а распространение и перемешивание больших речных плумов влияет на образование первичной продукции, распределение антропогенного загрязнения и отложение терригенного материала в шельфовых районах российских морей.

В число 20 крупнейших по стоку рек, впадающих в российские прибрежные воды, входят: Енисей ( $650 \text{ км}^3$ ), Лена ( $590 \text{ км}^3$ ), Обь ( $430 \text{ км}^3$ ), Амур ( $359 \text{ км}^3$ ), Волга ( $260 \text{ км}^3$ ), Колыма ( $136 \text{ км}^3$ ), Печора ( $131 \text{ км}^3$ ), Хатанга ( $105 \text{ км}^3$ ), Северная Двина ( $103 \text{ км}^3$ ), Нева ( $83 \text{ км}^3$ ), Пяси́на ( $86 \text{ км}^3$ ), Анадырь ( $68 \text{ км}^3$ ), Индигирка ( $61 \text{ км}^3$ ), Таз ( $44 \text{ км}^3$ ), Оленек ( $36 \text{ км}^3$ ), Пур ( $34 \text{ км}^3$ ), Яна ( $34 \text{ км}^3$ ), Дон ( $27 \text{ км}^3$ ), Мезень ( $27 \text{ км}^3$ ), Надым ( $18 \text{ км}^3$ ). В этой главе описываются результаты исследований больших речных плумов, формируемых стоками 11 из этих крупнейших рек России в Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском, Охотском, Японском и Черном морях.

Плюмы крупных рек Сибири и Дальнего Востока, формирующиеся в арктических и тихоокеанских морях России, расположены в труднодоступных районах с экстремальными природно-климатическими условиями и имеют большие пространственные размеры. Этими факторами обуславливается малое количество доступных специализированных натурных данных об их гидрофизических и динамических характеристиках, а также об их пространственно-временной изменчивости. Поэтому, несмотря на существенный прогресс в исследовании речных плумов, наблюдающийся в последние десятилетия, плюмы рек Обь, Енисей, Лена, Амур и других крупных рек Сибири и Дальнего Востока до сих пор остаются недостаточно хорошо изучены.

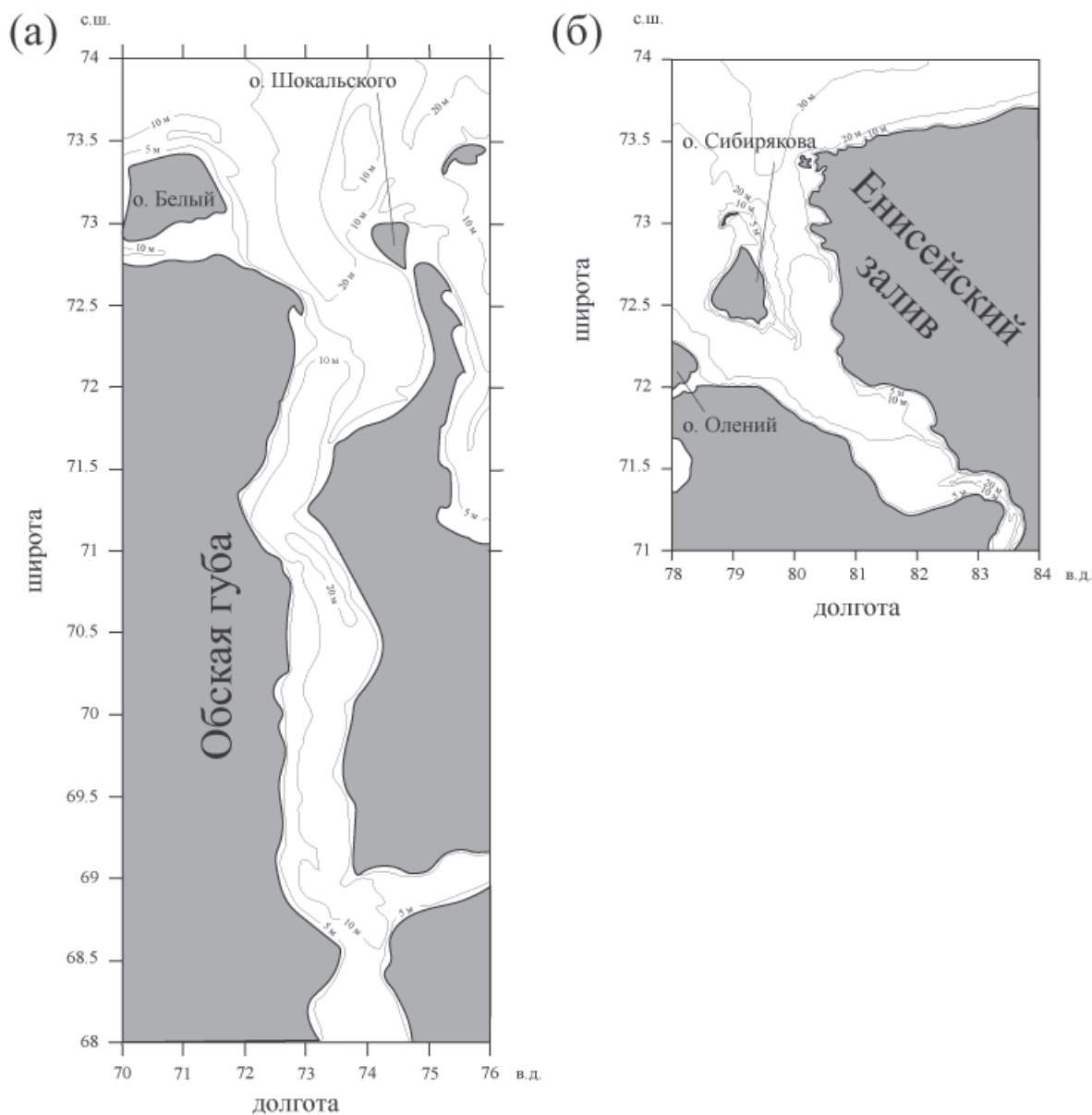
Среди всех больших речных плюмов, рассматриваемых в этой главе, особняком стоит плюм опресненных вод Азовского моря в Черном море (далее называемый также «плюмом азовоморских вод»). Сток рек Дон и Кубань поступает в Азовское море, трансформируется, образуя опресненные азовоморские воды, и затем выносится в Черное море через Керченский пролив. В силу того, что периоды формирования плюма азовоморских вод определяются режимом водообмена через Керченский пролив, плюм азовоморских вод периодически образуется и диссипирует и, таким образом, не является постоянно существующей водной массой в северо-западной части Черного моря. Поэтому, несмотря на большое количество океанографических исследований, проводившихся в северо-западной части Черного моря, многие аспекты структуры, динамики и изменчивости плюма азовоморских вод до сих пор остаются недостаточно хорошо изученными.

#### 4.2. Плюмы Оби и Енисея в Карском море

Обь – шестая по длине (5400 км) и четвертая по площади водосборного бассейна (2 990 000 км<sup>2</sup>) река мира. Из-за снегового и дождевого питания гидрологический режим Оби характеризуется весенне-летним половодьем в мае–октябре [Pavlov et al., 1996]. Максимальный расход воды регистрируется в начале июля, однако рост и понижение расхода в паводок происходит плавно без явно выраженных пиков. Среднегодовой сток пресной воды из Оби составляет 430 км<sup>3</sup> в год, а среднегодовое и максимальное зарегистрированное значения расхода в Оби – 12 800 и 42 800 м<sup>3</sup>/с. Обь замерзает с ноября по май, в результате чего расход реки в этот период падает до 4000–5000 м<sup>3</sup>/с. Средняя концентрация взвешенного вещества в Оби составляет 40 г/м<sup>3</sup>, что приводит к большому объему стока наносов из нее в Карское море, оцениваемое в 16·10<sup>6</sup> тонн в год [Gordeev et al., 1997].

Река Обь впадает в длинную (850 км длиной) и узкую (30–80 км шириной) Обскую губу, расположенную в центральной части Карского моря (рис. 4.1а). Южная часть Обской губы мелководна, с глубинами менее 10 метров. В центральной и северной части губы средняя глубина составляет 12–15 метров, вблизи устья залива сформирован песчаный бар глубиной 10 метров. Далее к северу от устья губы глубина моря увеличивается до 20–25 метров. На западном и восточном берегах устья Обской губы расположены крупные острова Белый и Шокальского. Помимо стока из реки Оби в Обскую губу ежегодно поступает около 130 км<sup>3</sup> стока пресной воды из Таза, Пура, Надыма и других более мелких рек [Pavlov et al., 1996]. Обская губа свободна ото льда с августа по сентябрь.

Река Енисей занимает седьмое место среди рек мира по длине (5238 км), шестое место по площади водосборного бассейна (2 580 000 км<sup>2</sup>) и восьмое место по величине годового стока (650 км<sup>3</sup>). Пресноводный сток Енисея является крупнейшим среди всех арктических рек и составляет 20% от общего стока пресной воды в Северный Ледовитый океан. Годовая изменчивость расхода реки велика из-за резкого пика во время половодья в июне и июле (40% от общего годового стока) и последующего резкого спада к межени, которая продолжается с октября по апрель [Pavlov et al., 1996]. Енисей замерзает с ноября по май, в результате чего расход реки падает до 6000–7000 м<sup>3</sup>/с. Среднегодовое и максимальное зарегистрированные значения расхода воды в Енисее составляют 18 500 и 176 000 м<sup>3</sup>/с. Несмотря на большой объем стока пресной воды, средняя концентрация взвешенного вещества в реке Енисей (10 г/м<sup>3</sup>) и его годовой сток наносов (6·10<sup>6</sup> тонн) не столь велики, что вызвано влиянием трех плотин Енисейского каскада ГЭС [Gordeev et al., 1997].



**Рис. 4.1.** Батиметрическая карта Обской губы (а) и Енисейского залива (б)

Река Енисей впадает в Енисейский залив, расположенный в юго-восточной части Карского моря на западной стороне полуострова Таймыр (рис. 4.1б). Длина Енисейского залива составляет 250 км; ширина – 35–50 км. Средняя глубина южной части залива увеличивается от устья реки с 5 до 15 м. Большой остров Сибирякова расположен в северной части залива и делит его на два пролива длиной 40–50 км и шириной 30–35 км (см. рис. 4.1б). Западный пролив между островами Сибирякова и Олений мелководный (до 10 м), а глубина восточного пролива между

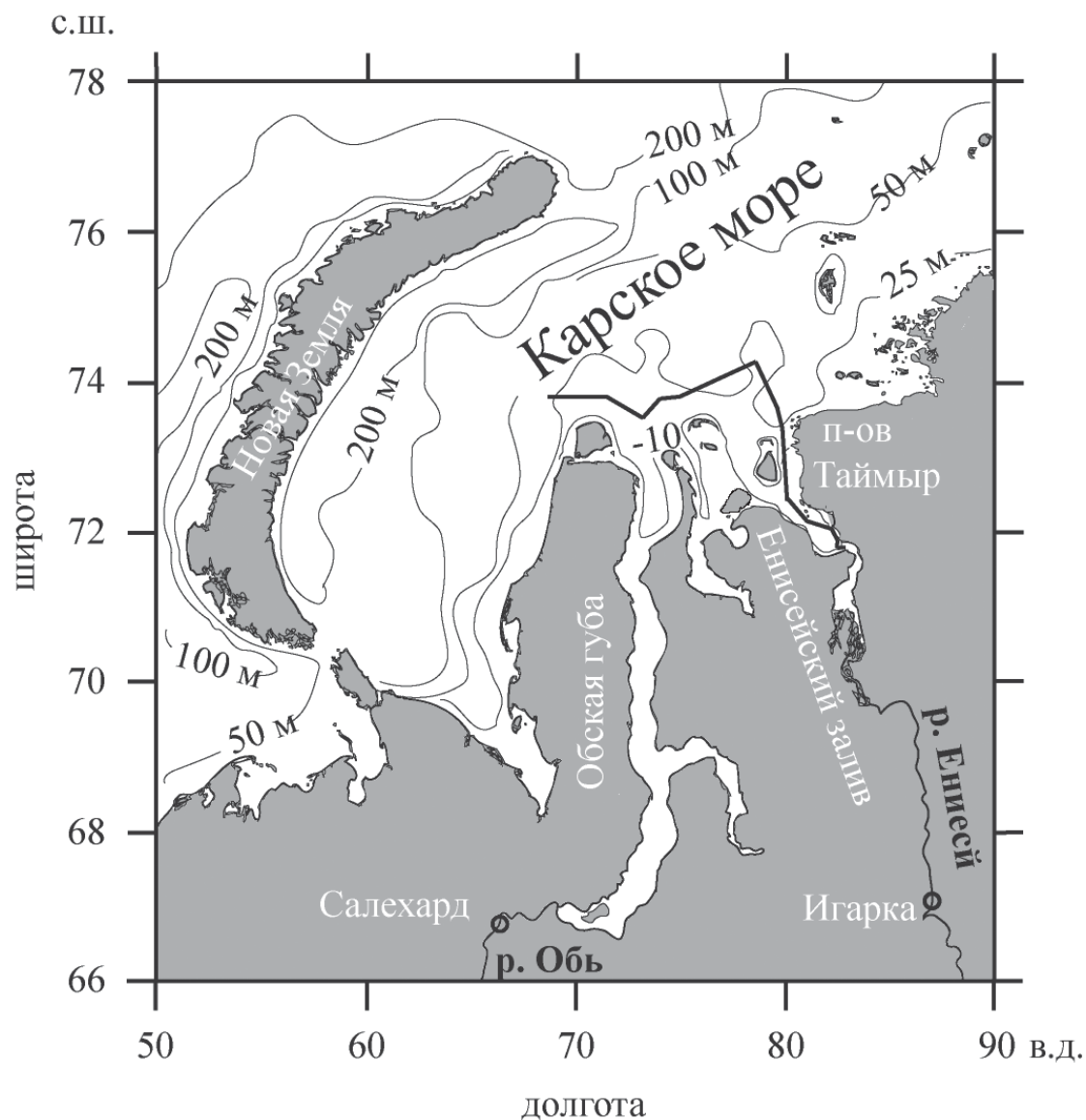
островом Сибирякова и полуостровом Таймыр постепенно увеличивается в сторону открытого моря до 25–30 м и соединяет Енисейский залив с центральной частью Карского моря. Енисейский залив покрыт льдом с октября по июль.

Из-за того, что устья Обской губы и Енисейского залива расположены на расстоянии около 150 км, плюм Оби и плюм Енисея формируются в приэстуарных акваториях и затем сливаются в единый плюм Оби–Енисея. Взаимодействие плюмов Оби и Енисея образует сложные зоны смешения в центральной части Карского моря. Объемы пресноводного стока из Обской губы и Енисейского залива близки по величине, из-за чего плюмы Оби и Енисея имеют схожие пространственные масштабы. Различные типы почв водосборных бассейнов Обской губы (торфяники) и Енисейского залива (вечная мерзлота) приводят к существенному различию геохимических свойств воды в Оби и Енисее [Асадулин и др., 2015]. Это вызывает формирование значительных пространственных неоднородностей гидрофизических и гидрохимических характеристик в опресненном поверхностном слое в центральной части Карского моря и может быть использовано для идентификации вод плюмов Оби и Енисея.

В этом разделе описывается влияние процессов взаимодействия между водными массами, формируемыми преимущественно енисейским и обским речными стоками, на структуру и динамику опресненного поверхностного слоя в центральной части Карского моря [Osadchiev et al., 2017], а также на осадконакопление в Енисейском заливе [Osadchiev et al., 2019]. Натурные измерения, проведенные 16–18 сентября 2011 года в ходе 59-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (рис. 4.2), показали значительную изменчивость гидрофизических, гидрохимических и гидрооптических характеристик опресненного поверхностного слоя и выявили множественные фронтальные зоны в акватории, прилегающей к Обской губе и Енисейскому заливу. Сравнение результатов измерений, выполненных к северу от Обской губы и в Енисейском заливе, т.е. в зонах формирования плюмов Оби и Енисея, использовалось для идентификации границ этих плюмов внутри единого плюма Оби–Енисея. Для этого был применен статистический анализ к измеренному набору из семи характеристик поверхностного слоя моря, в которые входят температура, соленость, pH, щелочность, концентрации взвешенного вещества, хлорофилла «а» и растворенной органики.

Для детектирования вод плюмов Оби и Енисея в рассматриваемом районе использовалась процедура кластеризации. Кластерный анализ требует предварительной подготовки натурных данных, в частности, входные переменные должны быть статистически независимыми, в противном случае кластеризация может привести к неправильным результатам. По этой причине были рассчитаны множественные линейные регрессии для определения статистически независимых переменных среди семи измеренных характеристик поверхности моря. Соленость априори рассматривалась как независимая переменная, поскольку она зависит только от концентрации речного стока в поверхностных водах и может рассматриваться как их пассивный трассер. Влияние других источников пресноводного стока воды на соленость в поверхностном слое в период измерений, в частности атмосферных осадков и таяния остаточного морского льда, было незначительным [Дубинина и др., 2017].

Соленость, концентрация взвеси и pH были выделены как статистически независимые переменные и задали три измерения для последующего кластерного анализа. Маршрут движения судна в рамках этого анализа рассматривается как набор точек в этом трехмерном пространстве. Эти точки были разделены на несколько групп (кластеров) с использованием алгоритма кластеризации k-means с заданным числом кластеров. Расстояния между точками были рассчитаны с использованием стандартных евклидовых метрик. Выделенные статисти-

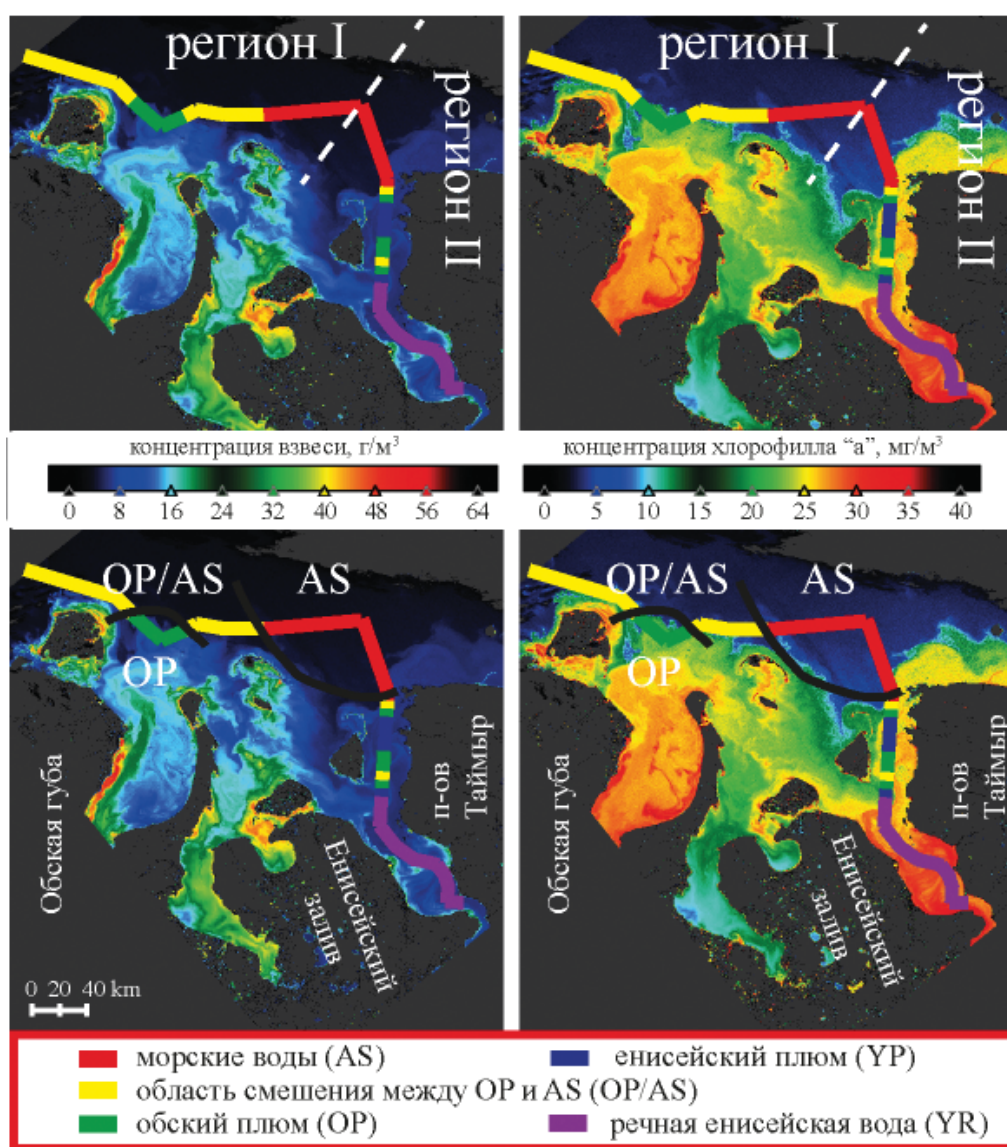


**Рис. 4.2.** Батиметрическая карта Карского моря, гидрологические станции на реках Обь и Енисей в Салехарде и Игарке и участок маршрута экспедиции (черная линия), вдоль которого проводились измерения в поверхностном слое моря 16–18 сентября 2011 года

ческими методами кластеры (типы воды), должны соответствовать различным типам воды в районе исследования, если количество кластеров задано равным количеству типов воды, в число которых могут входить речные воды обского или енисейского происхождения, воды плуиы обского или енисейского происхождения, окружающие морские воды и переходные типы. Это количество неизвестно, поэтому первичный кластерный анализ был выполнен с десятью заданными кластерами, что априори больше, чем количество типов воды. В результате

несколько типов воды были разбиты сразу на ряд кластеров, на что указывали относительно короткие расстояния между центрами таких кластеров. Оптимизируя расстояния между кластерами, мы выделили пять различных типов воды, после чего был проведен окончательный кластерный анализ с количеством кластеров, равным пяти.

Получившееся расположение кластеров вдоль маршрута судна представлено на [рис. 4.3](#). Регион, прилегающий к устью Обской губы (регион I), характеризуется относительно про-



**Рис. 4.3.** Распределение спутниковых концентраций общего взвешенного вещества (слева) и хлорофилла «а» (справа) 14 сентября 2011 года по данным MERIS. Расположение кластеров вдоль маршрута судна (вверху) и общая конфигурация кластеров в регионе I (внизу) 16–18 сентября 2011 года. Пунктирная белая линия показывает границу между регионом I и регионом II, сплошные черные линии показывают примерное расположение фронтальных зон между выявленными водными массами в регионе I

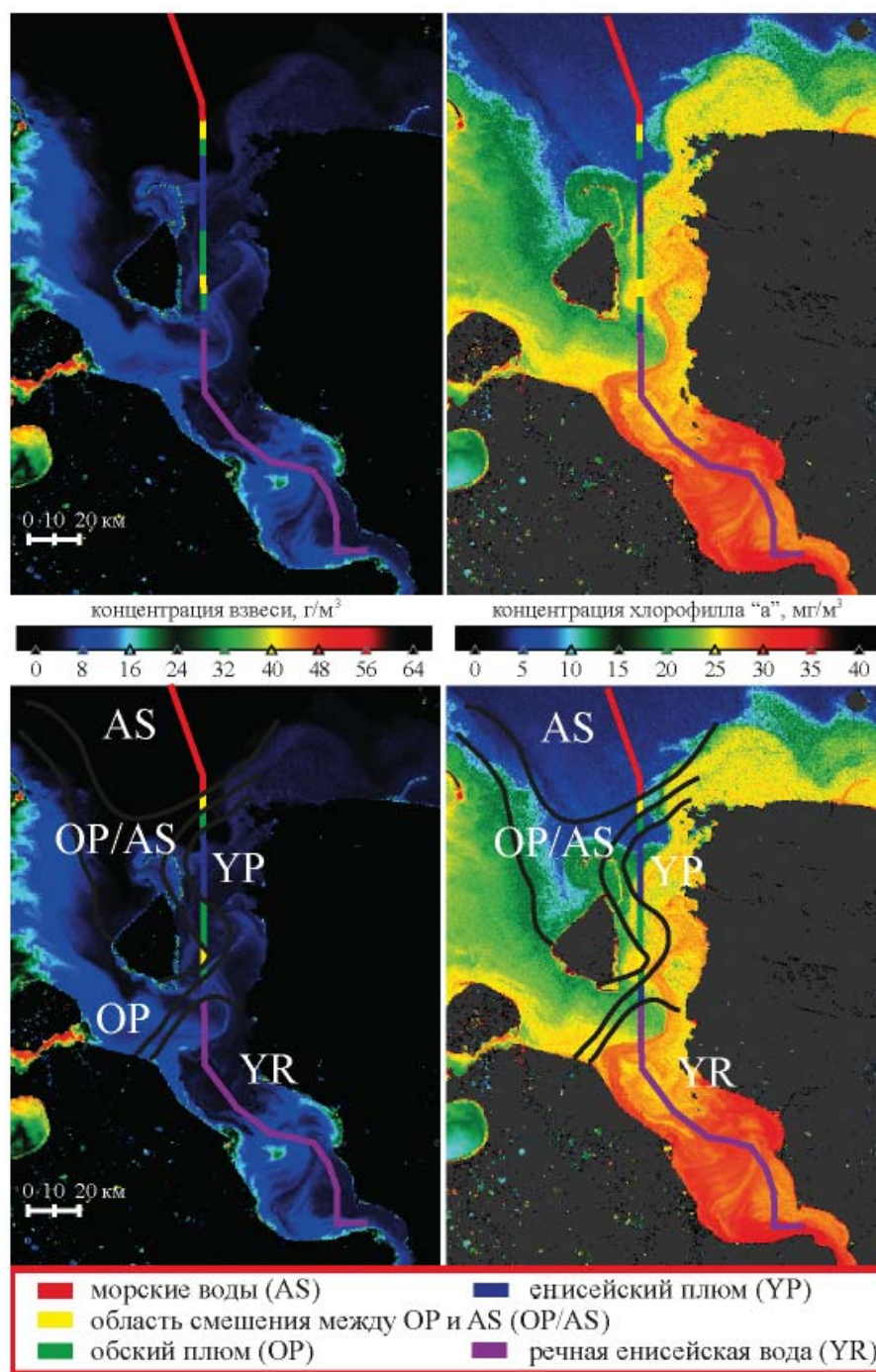
стой конфигурацией типов воды по сравнению с регионом, находящимся внутри Енисейского залива (регион II). В регионе I выделены три типа воды, которые занимают длинные сегменты маршрута судна (см. рис. 4.3). Средние значения солёности представленных типов воды показывают прямую связь с их расстояниями до устья Обской губы. Вдоль маршрута судна наблюдалось снижение солёности с 20 епс до минимального значения в 15 епс на ближайшем к Обской губе участке маршрута, а затем постепенное увеличение до 28 епс.

Расположение кластеров в регионе I воспроизводит типичную конфигурацию речного плюма: наиболее солёный и удаленный от Обской губы тип воды – «морские воды» (AS), самый опресненный и ближайший к губе тип воды – «обский плюм» (OP), и промежуточный между ними тип воды – «область смешивания между обским плюмом и морскими водами» (OP/AS).

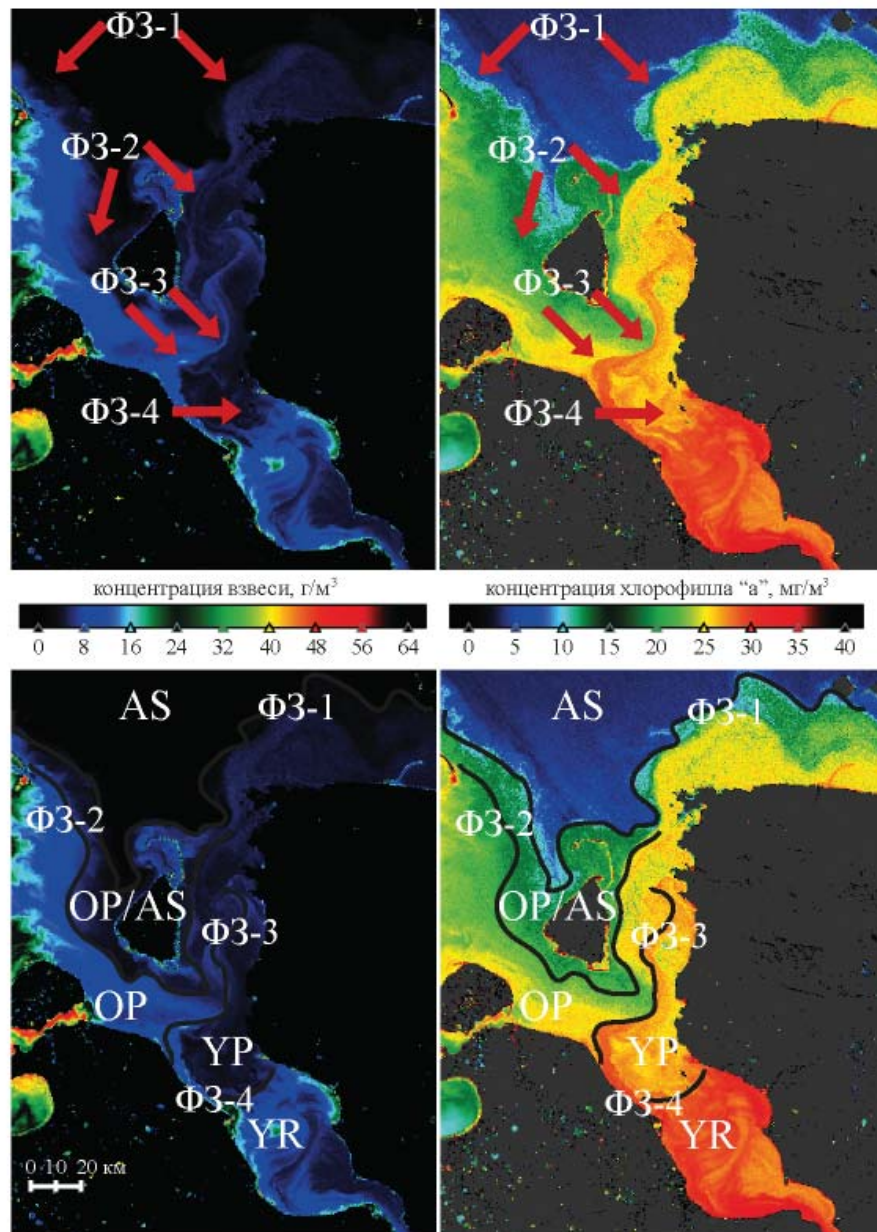
В регионе II выделены пять типов воды, которые занимают короткие сегменты маршрута судна и имеют фрагментарную конфигурацию (рис. 4.4). Средние значения солёности этих типов не зависят ни от расстояния до устья Енисея, ни от расстояния до Обской губы. Три из пяти типов воды совпадают с кластерами, определенными в регионе I. Происхождение двух оставшихся типов также может быть идентифицировано на основе их местоположения и свойств. Самый южный кластер, расположенный в южной части Енисейского залива, имеет очень низкую солёность (0–2 епс) и может рассматриваться как «речная енисейская вода» (YR). Пятый тип воды представляет собой небольшой отрезок между типами воды YR и OP в центральной части Енисейского залива и большой отрезок, примыкающий к типу воды OP в северной части залива. Из-за относительно низкой солёности (2–12 епс) этого типа воды и его близости к Енисейскому заливу он соответствует «енисейскому плюму» (YR).

Пространственное распределение типов воды, полученное на основе кластерного анализа натурных данных, требует количественной и качественной проверки. Необходимо доказать, что полученная конфигурация кластеров не является статистическим артефактом и представляет реальное расположение различных водных масс в исследуемом регионе. Для этого было проведено сравнение полученного распределения кластеров с расположением фронтальных зон, видимых на спутниковых снимках этого района, сделанных в течение нескольких дней непосредственно перед началом экспедиционных работ (рис. 4.5). Область с самыми низкими концентрациями взвешенного вещества и хлорофилла «а» находится в северной части региона вне Енисейского залива и соответствует типу воды AS. Эта область имеет четкую южную границу (ФЗ-1), которая отделяет ее от плюма Оби–Енисея. Другая отчетливая фронтальная зона находится в центральной и северной частях Енисейского залива. Она представляет собой узкую извилистую струю, начинающуюся у западного берега в центральной части залива и распространяющуюся на север вдоль острова Сибирякова (ФЗ-3). Судя по расположению этой струи и свойствам региональных водных масс, эта струя является фронтальной зоной между обскими (высокая концентрация взвешенного вещества и низкая концентрация хлорофилла «а») и енисейскими водами (низкая концентрация взвешенного вещества и высокая концентрация хлорофилла «а») [Gordeev et al., 1997; Gebhardt et al., 2004; Unger et al., 2005].

На спутниковых изображениях также можно распознать две менее отчетливые фронтальные зоны. Одна из них, ФЗ-2, разделяет область между ФЗ-1 и ФЗ-3 и представляет собой переход от малых концентраций взвешенного вещества и хлорофилла «а» в северной части этого района к более высоким концентрациям в его южной части. Таким образом, южный тип воды – это OP, а северный тип воды – OP/AS. Еще одна фронтальная зона (ФЗ-4) расположена в центральной части Енисейского залива и отделяет тип воды YR с низкими концентрациями взвешенного вещества и хлорофилла «а» в северной части Енисейского залива от типа воды YR

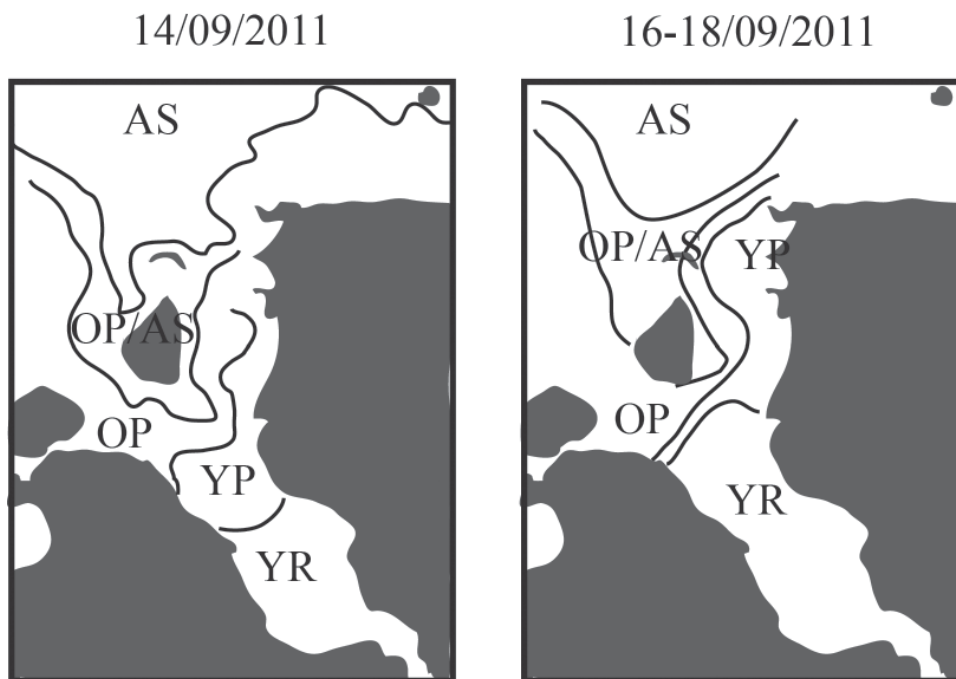


**Рис. 4.4.** Распределение спутниковых концентраций общего взвешенного вещества (слева) и хлорофилла «а» (справа) 14 сентября 2011 года по данным MERIS. Расположение кластеров вдоль маршрута судна (вверху) и общая конфигурация кластеров в регионе I (внизу) плума Оби–Енисея 17–21 сентября 2011 года



**Рис. 4.5.** Фронтальные зоны (сверху) и распределение водных масс в регионе II (снизу) по данным спутниковых поверхностных распределений концентраций взвешенного вещества (слева) и хлорофилла «а» (справа) 14 сентября 2011 года

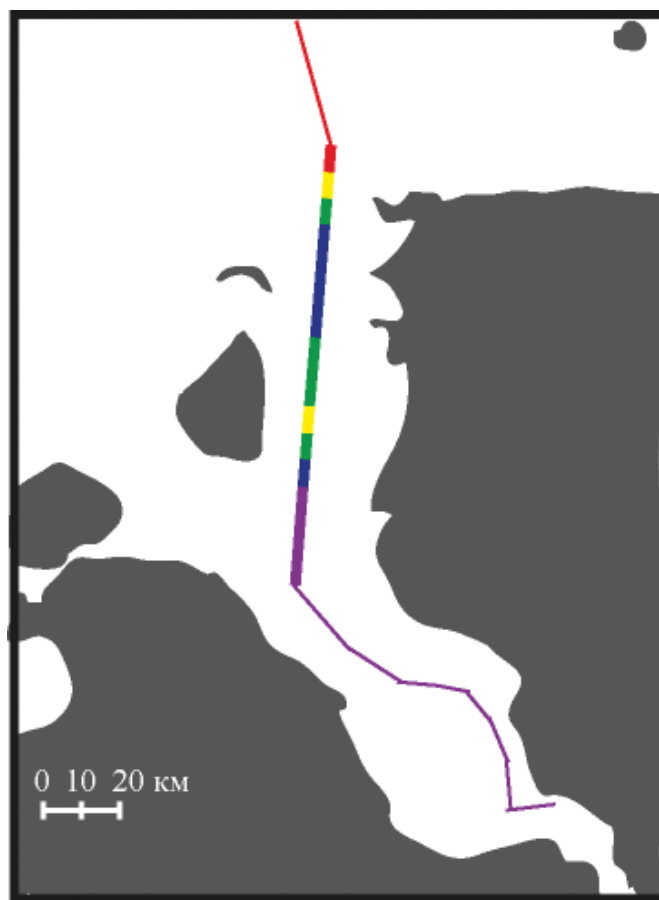
с высокими концентрациями взвешенного вещества и хлорофилла «а» в южной части. Таким образом, существует явное качественное соответствие между конфигурацией фронтальных зон, определенных на спутниковых снимках, и конфигурацией типов воды, восстановленной с помощью кластерного анализа (рис. 4.6).



**Рис. 4.6.** Конфигурация типов воды в регионе II по данным спутниковых снимков (слева) и кластерного анализа (справа)

Для количественной проверки результатов кластеризации были проанализированы натурные данные, полученные в результате непрерывного вертикального CTD- и ADCP-профилирования вдоль разреза в Енисейском заливе (рис. 4.7). Вертикальная термохалинная структура и структура течений, экстраполированные вдоль разреза от глубины 1–2 м и 5 м до дна, представлены на рис. 4.8 и 4.9. Диапазоны солёности различных водных масс, выявленные с помощью кластерного анализа в поверхностном слое, имеют небольшие пересечения. Переходы между типами воды YR, YP, OP, OP/AS и AS вдоль маршрута судна в целом соответствуют значениям солёности, равным 2, 12, 19 и 27 епс, соответственно. Исходя из этого, изохалины 2, 12, 19 и 27 епс (обозначенные на рис. 4.8) рассматриваются как фронтальные зоны между различными типами воды исследуемого района. Эти изохалины также показаны на рис. 4.8 для выделения динамических особенностей различных типов воды вдоль разреза.

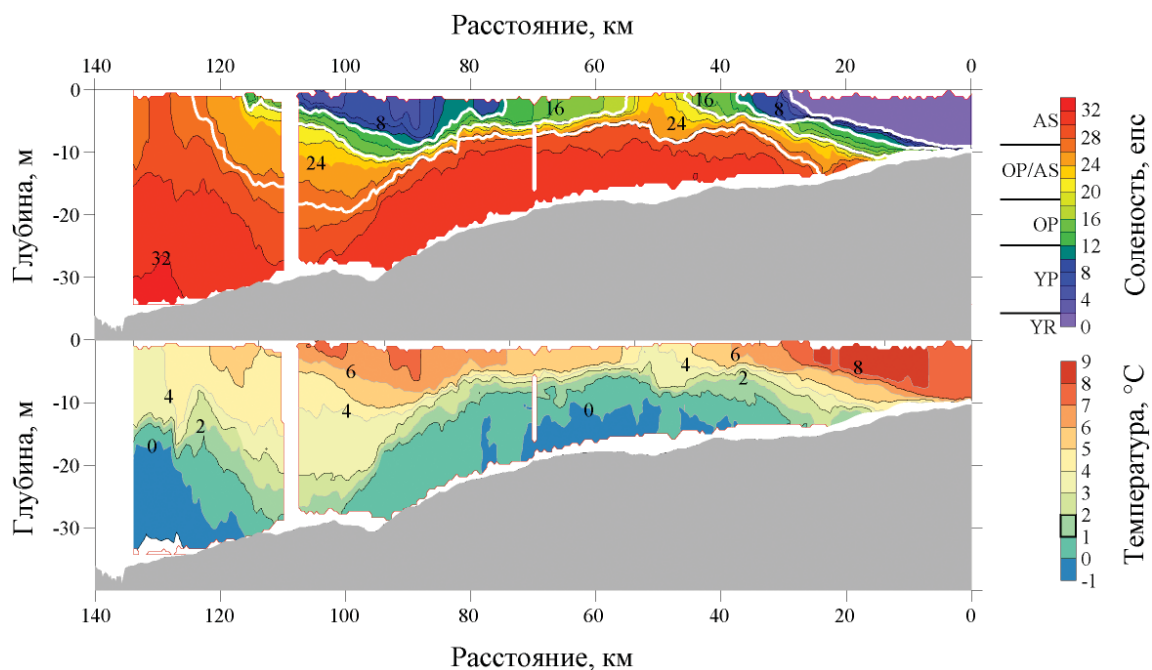
Практически пресный (0–2 епс) и тёплый (8–10°C) тип воды YR расположен в южной части разреза. Этот хорошо перемешанный тип воды занимает всю толщу воды от поверхности до дна вплоть до 10-метровой изобаты. После его отделения от дна образуется двухслойная вертикальная структура с резкими вертикальными градиентами температуры и солёности под типом воды YR. Поверхностная солёность и температура остаются почти постоянными до северной границы этого типа воды, при этом придонная солёность увеличивается до 28–29 епс, а придонная солёность уменьшается до 1–2°C. Примерно через 30 км от начала разреза тип воды YR трансформируется в тип воды YP толщиной 5 м. Солёность поверхностного слоя в пределах YP длиной 10 км (30–40 км от начала разреза) продолжает уменьшаться до 12 епс. Воды всех типов вдоль 0–40 км разреза с глубины 5 м до дна текут в восточном и юго-восточ-



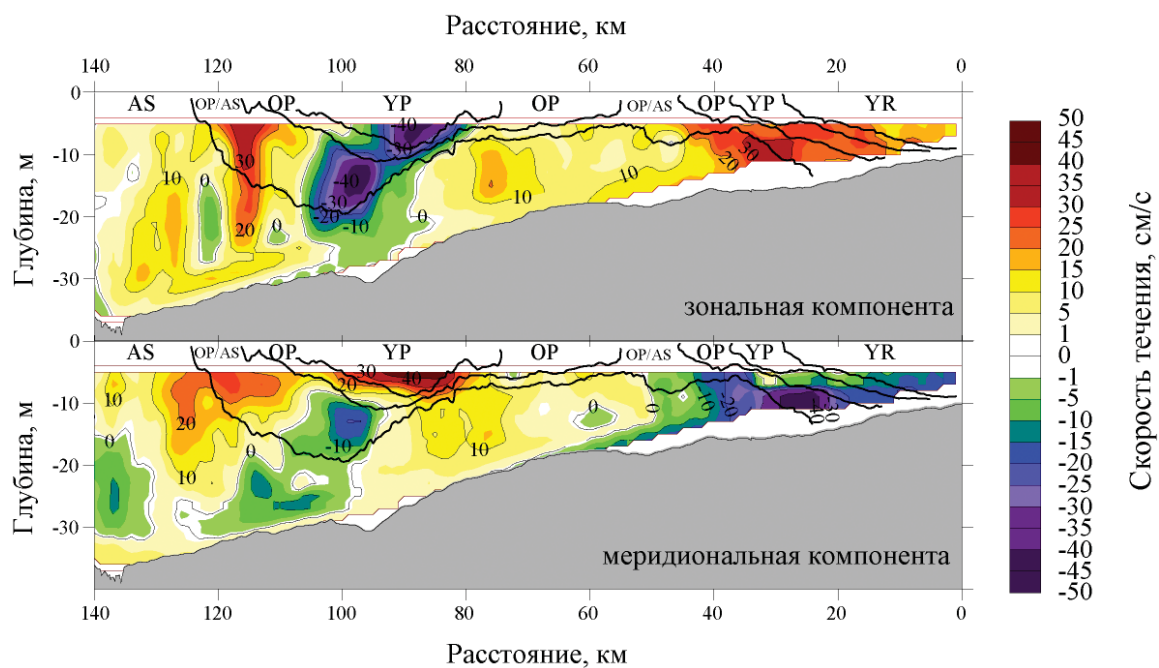
**Рис. 4.7.** Расположение различных типов воды вдоль маршрута судна и расположение енисейского разреза (толстая линия), вдоль которой были проведены непрерывные вертикальные CTD- и ADCP-профилирования

ном направлениях. Однако скорости воды типов YP и YR (15–20 см/с) значительно меньше, чем скорости воды типов OP и OP/AS (30–40 см/с), которые занимают придонный слой толщиной 4–10 м.

Поверхностный слой (толщиной 5–8 м) вдоль 40–55 км разреза образован водой типов OP и OP/AS. Поверхностная соленость неуклонно увеличивается; самое высокое значение составляет около 23 епс на расстоянии 50 км от начала разреза. Циркуляция на этом участке разреза определялась умеренными (0–10 см/с) юго-восточными течениями. Однако на 55–70 км разреза термохалинная и циркуляционная структуры резко меняются. Соленость поверхностного слоя медленно уменьшается по мере того, как вода типа OP/AS трансформируется в воду типа OP, а течение меняет направление на северо-восточное и усиливается (10–20 см/с). На 70–105 км разреза было зарегистрировано интенсивное северное и северо-западное течение воды типа YP (20–50 см/с), которая занимала верхние 9 м поверхностного слоя. Минимальное значение поверхностной солености составляло 5 епс на расстояниях 90 и 105 км от



**Рис. 4.8.** Вертикальная термохалинная структура вдоль енисейского разреза: солёность (сверху) и температура (снизу). Белые линии на верхнем рисунке соответствуют фронтальным зонам между различными водными массами, полученным на основе измерений солёности



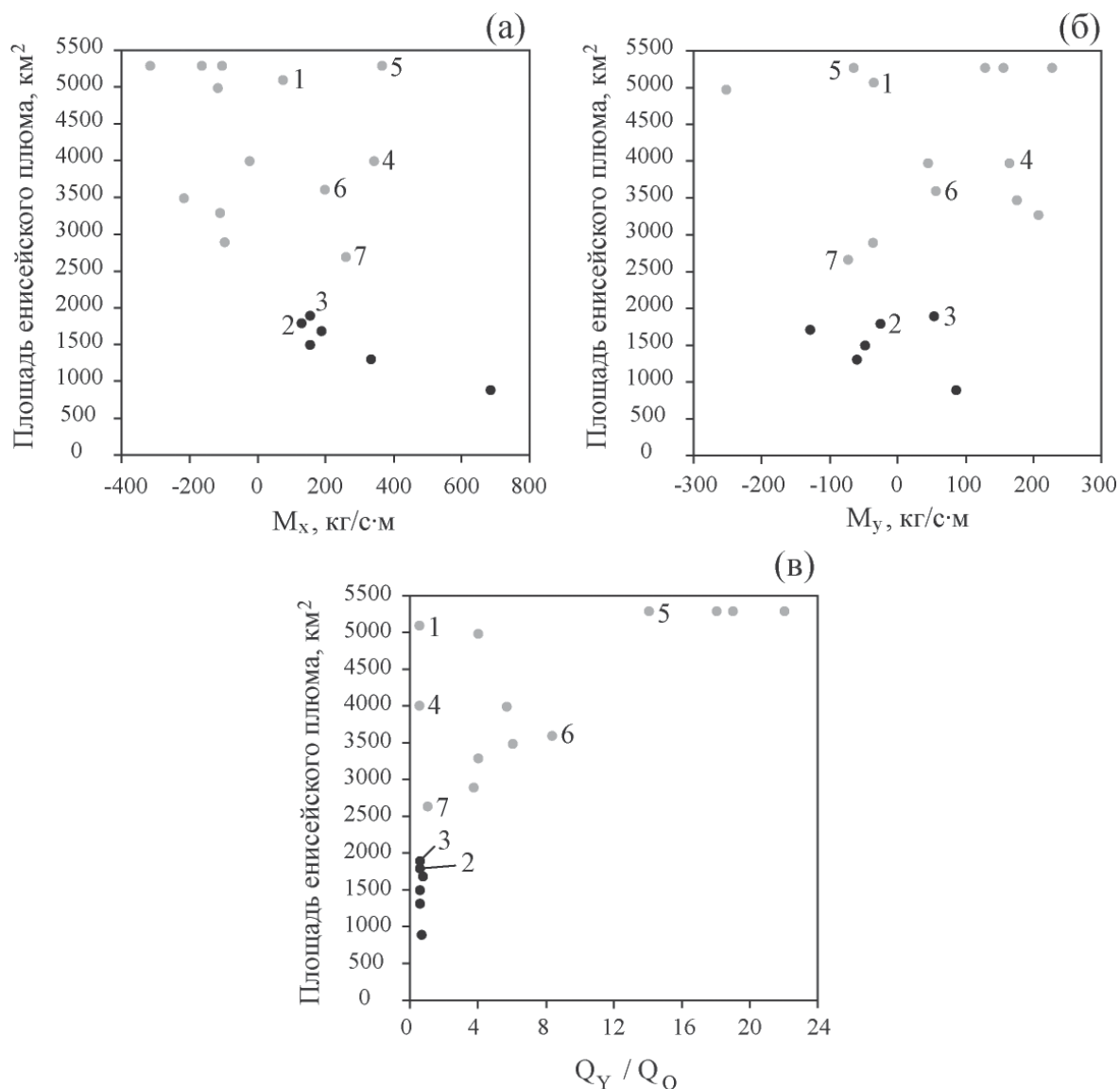
**Рис. 4.9.** Вертикальная структура течений вдоль енисейского разреза: восточная (сверху) и северная (снизу) компоненты. Черные линии соответствуют фронтальным зонам между различными водными массами, полученным на основе измерений солёности

начала разреза. Двухслойная вертикальная структура с резкими вертикальными градиентами (от 12 до 28 епс и от 6 до 2°С в толще воды 2–4 м) наблюдалась на 85–90 км разреза под водой типа УР. На 95–105 км разреза глубокий слой (10–15 м) воды типов ОР и ОР/АС был зарегистрирован ниже воды типа УР, что привело к трехслойной вертикальной структуре. Северная часть разреза (125–140 км) характеризовалась устойчивым увеличением солености в поверхностном слое до 27–29. Сильные северо-восточные и юго-западные течения (20–50 см/с) воды типа ОР/АС наблюдались в поверхностном слое к северу от воды типа УР и ниже северной части воды этого типа.

Спутниковые снимки и данные вертикального зондирования, используемые для верификации результатов кластеризации, показывают общую схему формирования структуры плюма Оби–Енисея в исследуемом районе. Обский сток формировал плюм Оби, который распространился на обширную территорию между Обской губой и полуостровом Таймыр в результате сильного восточного и северо-восточного экмановского транспорта, который варьировал от 290 до 540 кг/м·с в период с 13 по 18 сентября. Енисейский сток формировал плюм Енисея, который распространялся на север вдоль полуострова Таймыр в виде узкого прибрежного течения. Натурные измерения вертикальной структуры течений в Енисейском заливе показали поток (10–20 см/с) енисейских речных вод и плюма Енисея в восточном направлении вблизи центральной части залива, где формируется узкое прибрежное течение. Интенсивный даунвеллинг плюма Оби под менее соленые и плотные воды плюма Енисея был зарегистрирован в центральной и северной частях залива (см. рис. 4.9). В результате формирования трехслойной вертикальной структуры (плюм Енисея, плюм Оби, соленые морские воды) с резкими градиентами солености плюм Енисея оказался экранирован от нижележащих соленых морских вод. Это понизило градиент солености на нижней границе плюма Енисея и привело к медленному увеличению его солености по мере распространения на север. Глубокое (5–8 м) и интенсивное (20–50 см/с) вдольбереговое течение сильно опресненного (5–8 епс) плюма Енисея было зарегистрировано примерно в 100 км от начала разреза.

Для проверки предложенной динамической интерпретации формирования вышеописанных затоков плюма Оби в Енисейский залив и происходящего в результате этого экранирования плюма Енисея плюмом Оби были проанализированы все оптические спутниковые снимки MERIS исследуемого региона, сделанные в 2005–2011 годах в период с июля по октябрь, когда южная часть Карского моря была свободна ото льда. Из-за почти постоянной облачности были обнаружены только 19 периодов (продолжительностью 1–5 дней), когда в районе, прилегающем к Обской губе и Енисейскому заливу, можно было определить конфигурацию фронтальных зон в плюме Оби–Енисея. Затоки плюма Оби в Енисейский залив наблюдались только в 6 случаях из 19 рассмотренных периодов, остальные 13 случаев характеризовались отсутствием затока.

Основываясь на расположении фронтальных зон, видимых на спутниковых изображениях, были оценены значения площади плюма Енисея за все рассматриваемые периоды. На рисунке 4.10 показана зависимость площади плюма Енисея от, во-первых, зонального ( $M_x$ ) и меридионального ( $M_y$ ) экмановского транспорта, осредненного по области исследования (72.5–74° с.ш., 72.5–81° в.д.) и за период в 3 дня, предшествующий спутниковым измерениям, и, во-вторых, от отношения расходов рек Енисей и Обь для 19 выбранных периодов. Было установлено, что всем рассматриваемым периодам затоков плюма Оби в Енисейский залив предшествовали сильные северные ветра, которые вызывали восточный экмановский транспорт с  $M_x$ , равным 130–680 кг/м·с. Кроме того, существовала четкая отрицательная корреляция между



**Рис. 4.10.** Зависимость площади енисейской части плюма от зональной (а) и меридиональной (б) компонент экмановского транспорта и отношение речных расходов Енисея и Оби (в) для периодов затора (черный) и отсутствия затора (серый), полученных со спутниковых изображений в 2005–2011 годах. Периоды, упомянутые в тексте, отмечены следующими цифрами: 8.08.2011 (1), 30.08.2006 (2), 16.09.2007 (3), 24.08.2008 (4), 20.07.2006 (5), 24.07.2008 (6), 17.08.2009 (7)

площадью плюма Енисея и зональным экмановским транспортом в периоды заторов. Если зональный экмановский транспорт был мал ( $<100$  кг/м·с), то заток плюма Оби в Енисейский залив не формировался. Например, все параметры внешнего воздействия были одинаковыми 8.08.2011 (нет затора) и 30.08.2006 (заток), за исключением  $M_x$ , который был равен 75 кг/м·с в первом случае и 130 кг/м·с во втором случае.

Во-вторых, величины меридиональных компонентов экмановского транспорта для периодов затора были относительно небольшими и варьировали от  $-130$  до  $90$   $\text{кг/м}\cdot\text{с}$ . Кроме того, большое значение  $M_y$  препятствовало формированию затора, что подтверждают внешние условия 16.09.2007 (заток) и 24.08.2008 (нет затора). Расходы Оби и Енисея были практически одинаковыми в эти периоды. Несмотря на то, что значение  $M_x$  во второй период ( $340$   $\text{кг/м}\cdot\text{с}$ ) было в два раза больше, чем в первый ( $150$   $\text{кг/м}\cdot\text{с}$ ), большое значение  $M_y$  ( $170$   $\text{кг/м}\cdot\text{с}$ ) во второй период по сравнению с первым ( $50$   $\text{кг/м}\cdot\text{с}$ ) привело к распространению плюма Оби на север, что препятствовало его заток в Енисейский залив.

Уровень речного расхода также играет важную роль в формировании затора плюма Оби в Енисейский залив. Если расход Енисея на порядок превосходил расход Оби, что случается в период пика половодья на Енисее, то заток не формировался даже при благоприятных для этого ветровых условиях. Такая ситуация наблюдалась 20.07.2006 и 24.07.2008, когда плюм Енисея, сформированный расходом Енисея в  $50\,000$  и  $70\,000$   $\text{м}^3/\text{с}$ , имел очень большую площадь и занимал весь Енисейский залив. Плюм Оби, сформированный расходом Оби менее  $10\,000$   $\text{м}^3/\text{с}$ , напротив, был очень мал и не доходил до Енисейского залива, несмотря на сильные северные ветра в эти периоды ( $M_x = 370$  и  $200$   $\text{кг/м}\cdot\text{с}$ ,  $M_y = -70$  и  $60$   $\text{кг/м}\cdot\text{с}$ ). Если расходы и Оби, и Енисея были низким, как это наблюдалось 17.08.2009 (расходы были около  $20\,000$   $\text{м}^3/\text{с}$ ), площадь плюма Оби также была слишком мала, чтобы сформировать заток в Енисейский залив.

Итак, северные ветра вызывают восточный экмановский транспорт плюма Оби и его последующий даунвеллинг под плюм Енисея, который, в свою очередь, прижимается ветром к западному берегу полуострова Таймыр и формирует узкое и глубокое вдольбереговое течение. Переход от двухслойной к трехслойной вертикальной структуре вдоль полуострова Таймыр вызывает уменьшение градиента бароклинного давления на западной границе енисейского плюма от

$$-g'_{31} \frac{\partial h_1}{\partial x} \text{ до } -g'_{31} \frac{\partial h_1}{\partial x} - g'_{32} \frac{\partial h_2}{\partial x}$$

где  $g'_{ij} = g \frac{\rho_i - \rho_j}{\rho_0}$  – редуцированная сила тяжести,  $\rho_0$  – фоновая плотность морских вод,  $\rho_i$  – плотность жидкости  $i$ ,  $g$  – ускорение свободного падения,  $h_i$  – толщина жидкости  $i$  [Cenedese et al., 2012]. Плюм Енисея, плюм Оби и соленые морские воды соответствуют жидкостям 1, 2 и 3. Таким образом, этот механизм вызывает сдвиг в восточном направлении западной границы плюма Енисея, который сужает и усиливает его северное течение.

Степень экранирования плюма Енисея плюмом Оби от нижележащей морской воды, а отсюда и соленость плюма Енисея зависят от вертикального перекрытия плюмов Оби и Енисея. Если две жидкости (плюм Оби и плюм Енисея) с различной плотностью находятся в геострофическом равновесии в более плотной окружающей среде (соленые морские воды), то их горизонтальное и вертикальное перекрытие определяются отношением бароклинных радиусов деформации Россби

$$\Gamma_1 = \lambda_{31} / \lambda_{21} \text{ и } \Gamma_2 = \lambda_{32} / \lambda_{21},$$

где  $\lambda_{ij} = \sqrt{g'_{ij} H_j} / f$  – бароклинный радиус деформации Россби между жидкостями  $i$  и  $j$ ,  $H_i$  – исходная глубина жидкости  $i$ ,  $f$  – параметр Кориолиса [Cenedese et al., 2012]. На основании

натурных данных плотности плюма Енисея ( $\rho_1$ ), плюма Оби ( $\rho_2$ ) и соленого моря ( $\rho_3$ ) задаются равными 1005, 1016 и 1030 кг/м<sup>3</sup>, а толщины енисейского ( $H_1$ ) и обского ( $H_2$ ) плюмов равными 7 и 5 м. В этой конфигурации

$$g'_{31}/g'_{21} = 2.27, g'_{32}/g'_{21} = 1.27,$$

поэтому отношения бароклинных радиусов деформации Россби следующие:  $\Gamma_1 = \lambda_{31}/\lambda_{21} = \sqrt{g'_{31}H_2}/\sqrt{g'_{21}H_1} = 1.51$ ,  $\Gamma_2 = \lambda_{32}/\lambda_{21} = \sqrt{g'_{32}H_2}/\sqrt{g'_{21}H_1} = 0.96$ . Полученные значения  $\Gamma_1$  и  $\Gamma_2$  указывают на то, что плюм Оби изолирует большую часть нижней границы плюма Енисея от перемешивания с нижележащей соленой морской водой. Описанные выше зависимости расположения двух жидкостей от значений  $\Gamma_1$  и  $\Gamma_2$  были получены в предположении геострофического равновесия, в частности, при отсутствии ветрового воздействия. Тем не менее, северные ветра, которые вызывают образование трехслойной структуры, будут усиливать даунвеллинг плюма Оби под плюм Енисея, поэтому ветер будет увеличивать также экранирование плюма Енисея.

Чтобы оценить частоту и длительность периодов затора плюма Оби в Енисейский залив, условия его формирования были заданы следующими неравенствами:  $M_x > 100$  кг/м·с,  $M_y < 100$  кг/м·с,  $Q_o > 20\,000$  м<sup>3</sup>/с и  $Q_y/Q_o < 10$ , где  $Q_o$  и  $Q_y$  – расходы Оби и Енисея. Далее, применяя эти неравенства к данным реанализа ветра NCEP/NCAR и данным о речных расходах, мы определили периоды, благоприятные для формирования заторов в безледные отрезки времени 1948–2016 годов. Продолжительность большинства выявленных периодов заторов варьировала от 1 до 6 дней, высокая синоптическая изменчивость этого процесса определялась ветровыми условиями. Условия, благоприятные для затора плюма Оби в Енисейский залив, возникали, как правило, только в конце лета и осенью, когда, во-первых, в атмосферной циркуляции в центральной части Карского моря преобладают северные ветра, во-вторых, расход Оби сохранялся высоким, а расход Енисея уже упал до межлетнего состояния, и, в-третьих, центральная часть Карского моря была свободна ото льда. Общая продолжительность заторов составляет в среднем всего 16 дней в году, однако она имеет значительную межгодовую изменчивость: от 0 (2004 год), 1 (1965) и 3 дней (1956 и 1967) до 30 (2002), 32 (2016) и 35 дней (1969), что вызвано, главным образом, межгодовой изменчивостью региональной атмосферной циркуляции. Самый продолжительный зарегистрированный затор происходил в сентябре и октябре 1969 года и продолжался в течение 22 дней. Таким образом, общая продолжительность периодов заторов мала в годовом масштабе, но может быть частой в определенные недели и месяцы в конце лета и осенью. В результате частые и длительные заторы Обского плюма в течение определенных недель и месяцев могут в значительной степени влиять на физические, биологические и геохимические процессы в Енисейском заливе.

Итак, было установлено, что в середине сентября 2011 года в результате восточного экмановского транспорта плюм Оби занимал площадь более 25 000 км<sup>2</sup> между Обской губой и полуостровом Таймыр и затекал в западную часть Енисейского залива. В этот же период плюм Енисея формировал узкое северное течение вдоль полуострова Таймыр. Даунвеллинг плюма Оби под плюм Енисея в западной части Енисейского залива приводил к экранированию плюма Енисея от нижележащей соленой морской воды. В результате этого процесса соленость плюма Енисея была значительно ниже, чем у плюма Оби, в то время как его площадь составляла менее 2000 км<sup>2</sup>. На основе спутниковых снимков, реанализа ветра и измерений расходов Енисея и Оби было установлено, что формирование заторов плюма Оби в Енисейский залив вызвано сильным

северным ветром в условиях большого речного расхода Оби. Частое формирование подобных условий может приводить к выносу большого объема сильно опресненных вод плюма Енисея в центральную часть Карского моря. Из-за того, что этот перенос происходит главным образом в конце лета и осенью, он может понизить соленость поверхностных вод и, таким образом, ускорить ледообразование в центральной части Карского моря [Bauch et al., 2013; Whitefield et al., 2015]. Затоки плюма Оби в Енисейский залив также могут повлиять на многие другие физические, биологические и геохимические процессы в Енисейском заливе. Ниже показано, как периодические затоки обского плюма в Енисейский залив влияют на осадконакопление в заливе.

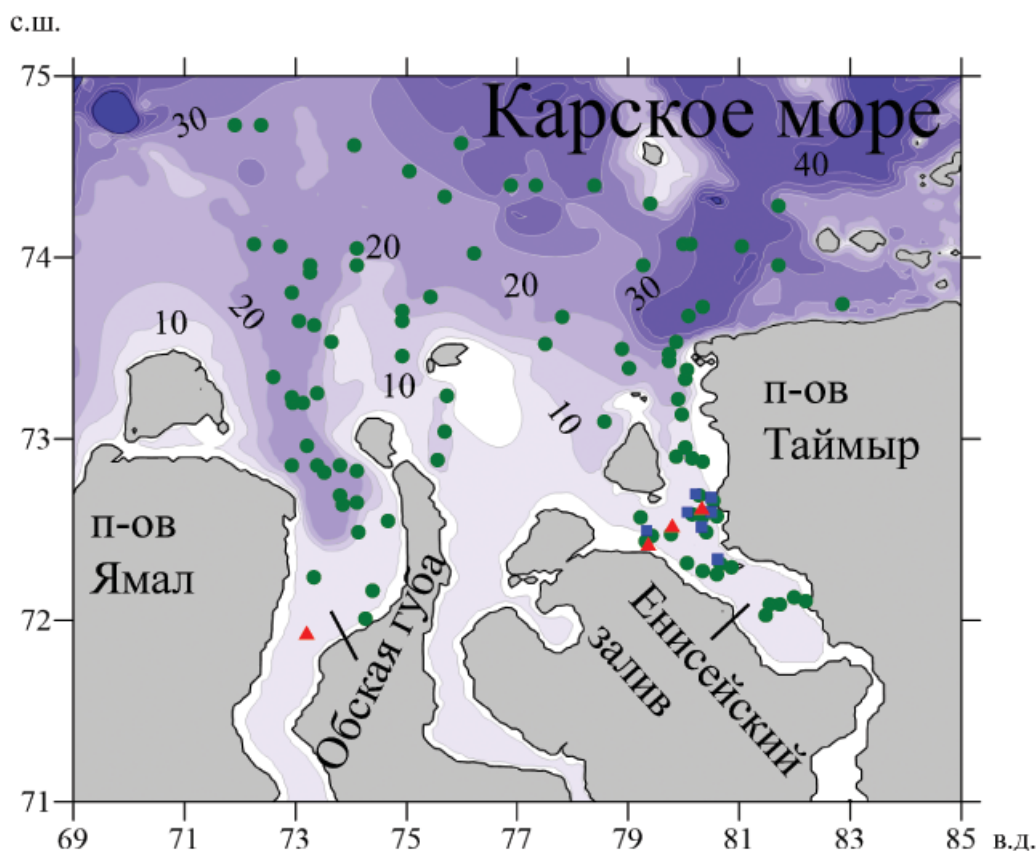
Речной сток – основной источник терригенной взвеси во многих прибрежных районах мира, прилегающих к эстуариям и дельтам крупных рек. Динамика распространения и перемешивания речных плюмов определяет перенос взвешенного вещества и его отложение на дне моря в этих районах. Как правило, речные плюмы имеют очень высокую синоптическую и сезонную изменчивость, которая не может быть восстановлена по структуре донных осадков из-за невысокой скорости осадконакопления. Тем не менее, донные осадки могут нести в себе информацию об изменчивости речных плюмов на межгодовом и междекадном временных масштабах. Подобное было установлено для плюмов Оби и Енисея и донных осадков в центральной части Карского моря [Osadchiev et al., 2019].

Как было сказано выше, взвешенное вещество, содержащееся в водах Оби и Енисея, имеет различные геохимические характеристики в силу различных типов водосборов у этих рек. В частности, концентрации многих литофильных химических элементов существенно различаются во взвешенных наносах Оби и Енисея [Асадулин и др., 2013, 2015]. Это может быть использовано для идентификации обского или енисейского происхождения донных осадков, так как концентрации подобных геохимических индикаторов в донных отложениях указывают на их происхождение. Концентрации ряда химических элементов и соединений были определены в 284 и 442 пробах донных отложений, собранных в Обской губе и Енисейском заливе. На основании полученных средних значений, стандартных отклонений их концентраций и корреляционного анализа были выделены группы химических элементов и соединений, являющихся стабильными трассерами взвешенного вещества обского (Rb, Cs, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb, Lu, Hf, Ta, Th, U) и енисейского (Sc, Cr, Co, CaO) происхождения. Подробное описание определения этих микроэлементов и соединений и соответствующий статистический анализ приведены в работах [Асадулин и др., 2013, 2015].

Для идентификации обского или енисейского происхождения донных осадков вычислялось значение аддитивного геохимического критерия

$$AGC_{O/Y} = \ln(E_O / \text{ш}),$$

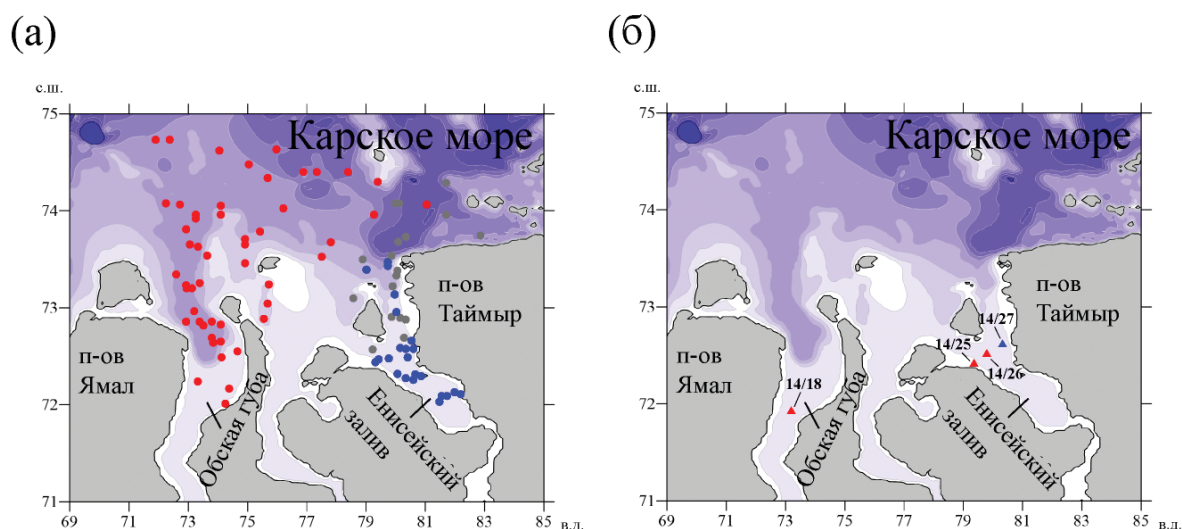
где  $E_O = (Rb + Cs + La + Ce + Nd + Sm + Eu + Yb + Lu + Hf + Ta + Th + U) / 13$  – сумма нормированных концентраций элементов-трассеров осадков обского происхождения,  $E_Y = (Sc + Cr + Co + CaO) / 4$  – сумма нормированных концентраций элементов-трассеров осадков енисейского происхождения. С помощью аддитивного геохимического критерия было определено происхождение донных осадков в 37 пробах поверхностного слоя осадков, взятых в различных точках в Обской губе, Енисейском заливе и прилегающей центральной части Карского моря в 1995–2001 годах (рис. 4.11). На рис. 4.12а показано, что аддитивный геохимический критерий четко различает донные осадки обского происхождения ( $AGC_{O/Y} > 0.1$ ) в Обской губе и донные осадки енисейского происхождения ( $AGC_{O/Y} < -0.1$ ) в Енисейском заливе. Небольшие абсолютные значения аддитивного геохимического критерия ( $-0.1 < AGC_{O/Y} < 0.1$ ), зарегистрированные



**Рис. 4.11.** Расположение точек отбора поверхностных проб донного осадка (зеленые круги), колонок донных осадков (синие круги) и проб воды из поверхностного слоя (красные треугольники) в центральной части Карского моря

на многих станциях в Енисейском заливе и прилегающих районах моря, указывают на то, что рассматриваемые образцы имеют смешанное обско-енисейское происхождение.

Заток плюма Оби в северную часть Енисейского залива был также обнаружен по изотопному составу кислорода и водорода в пробах воды, собранных в Обской губе (станция 14/18) и в Енисейском заливе (станции 14/25, 14/26 и 14/27) 22 августа 2014 года (рис. 4.126). Соленость на станции 14/18 была нулевой от поверхности до дна (глубина 14 м), что указывало на то, что весь водный столб образован водой реки Обь. Значения  $\delta D$  и  $\delta_{18}O$  на этой станции были равны  $-131.4 \pm 0.3$  ‰ и  $-17.6 \pm 0.1$  ‰. Значения  $\delta D$  и  $\delta_{18}O$  в поверхностном слое на станциях 14/25 и 14/26, расположенных в западной части Енисейского залива, были схожими ( $-133.4 \dots -134.6$  ‰ и  $-17.6 \dots -17.8$  ‰), а соленость опресненного поверхностного слоя толщиной 10 м была равна 1–2 епс. С другой стороны, изотопный состав, зарегистрированный в опресненном поверхностном слое в восточной части Енисейского залива, существенно отличался от изотопного состава в западной части залива. Значения  $\delta D$  и  $\delta_{18}O$  в поверхностном слое на станции 14/27 были равны  $-120.4 \pm 0.3$  ‰ и  $-15.7 \pm 0.1$  ‰, а соленость опресненного поверхностного слоя составляла 2 епс. Этот результат показывает, что во время экспедиционных измерений плюм Оби распро-

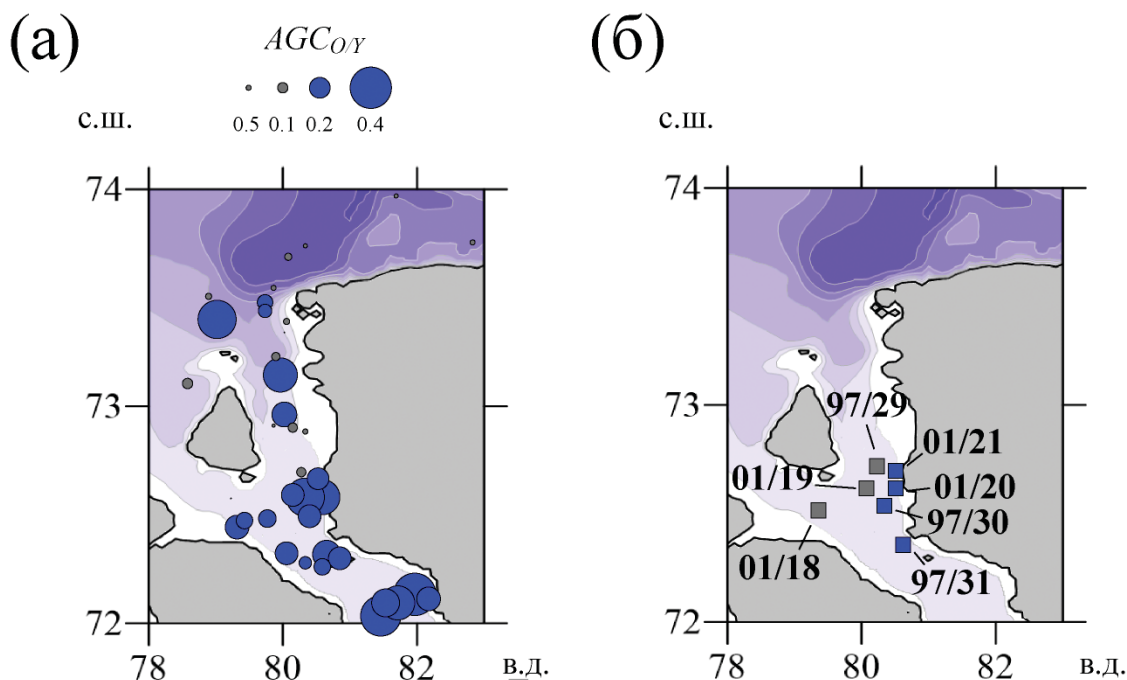


**Рис. 4.12.** Расположение точек отбора проб поверхностного слоя донных отложений обского (красные точки), енисейского (синие точки) и смешанного обско-енисейского (серые точки) происхождения, идентифицированные с помощью аддитивного геохимического критерия (а). Места отбора проб воды в опресненном поверхностном слое моря обского (красные треугольники) и енисейского (синие треугольники) происхождения 22 августа 2014 года, идентифицированные путем анализа изотопного состава кислорода и водорода (б)

странялся в западную часть Енисейского залива, что было зарегистрировано на станциях 14/25 и 14/26, в то время как плум Енисея занимал южную и восточную части залива.

Аддитивный критерий мало подвержен влиянию низкоамплитудного шумового сигнала, неотъемлемого при определении малых концентраций химических элементов и соединений в донных осадках. С другой стороны, аддитивный критерий нестабилен в случае аномально больших концентраций по сравнению с байесовским критерием. В связи с этим аддитивный критерий применялся для определения происхождения образцов поверхностного слоя донных отложений, для которых анализировались относительно большие объемы. Анализ происхождения относительно небольших слоев в колонках донных отложений, для которых характерны флуктуации и выбросы концентраций химических элементов и соединений, был выполнен с использованием байесовского критерия, который в этом случае обеспечивает более стабильные результаты.

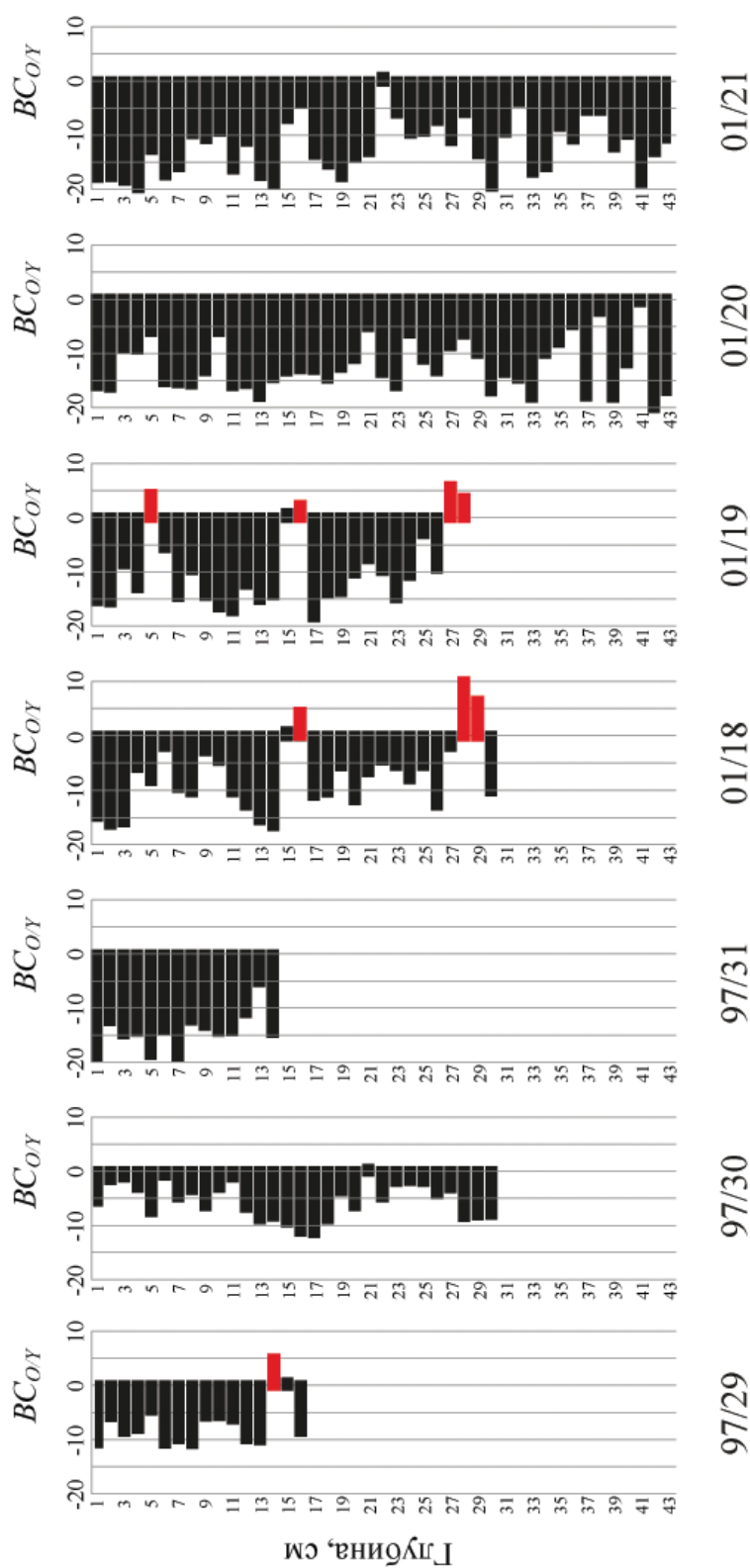
Были проанализированы колонки донных отложений, отобранные на станциях 97/29 (глубина моря 16 м), 97/30 (14 м), 97/31 (13 м) в 1997 году и на станциях 01/18 (13 м), 01/19 (28 м), 01/20 (16 м), 01/21 (16 м) в 2001 году, расположенных в южной части Енисейского залива (рис. 4.13б). Этот район характеризуется чрезвычайно высокой скоростью осадконакопления, вызванной взаимодействием и перемешиванием пресной речной воды с соленой морской водой [Степанец и др., 2001, 2004; Мирошников, 2012; Мирошников и др., 2018]. К северу от этого района аномалия солености в поверхностном слое и интенсивность осадконакопления резко уменьшаются [Русаков и др., 2017]. Из-за чрезвычайно быстрой аккумуляции на дне взвешенных наносов речного происхождения влияние береговой эрозии на процесс осадконакопления невелик [Krylenko, 2017].



**Рис. 4.13.** Расположение точек отбора проб поверхностного слоя донных отложений енисейского (синие круги) и смешанного (серые круги) происхождения в Енисейском заливе, идентифицированные с помощью аддитивного геохимического критерия, размеры кругов соответствуют абсолютным значениям  $AGC_{OY}$  (а). Расположение точек отбора колонок донных отложений енисейского (синие квадраты) и смешанного (серые квадраты) происхождения в Енисейском заливе, выявленных с помощью байесовского геохимического критерия (б)

С помощью байесовского геохимического критерия была изучена вертикальная структура 7 колонок донных осадков длиной от 14 до 43 см, взятых в различных точках в Енисейском заливе в 1997–2001 годах, а именно – определено послойное происхождение донных осадков в этих колонках с вертикальным шагом в 1 см. Байесовский геохимический критерий был применен с использованием того же набора микроэлементов и соединений, что и для аддитивного геохимического критерия. Полученное распределение донных отложений енисейского и смешанного обско-енисейского происхождения, выявленных в Енисейском заливе с помощью аддитивного геохимического критерия (рис. 4.13а), согласуется с результатами анализа колонок донных отложений, собранных в Енисейском заливе с помощью байесовского геохимического критерия (см. рис. 4.13б).

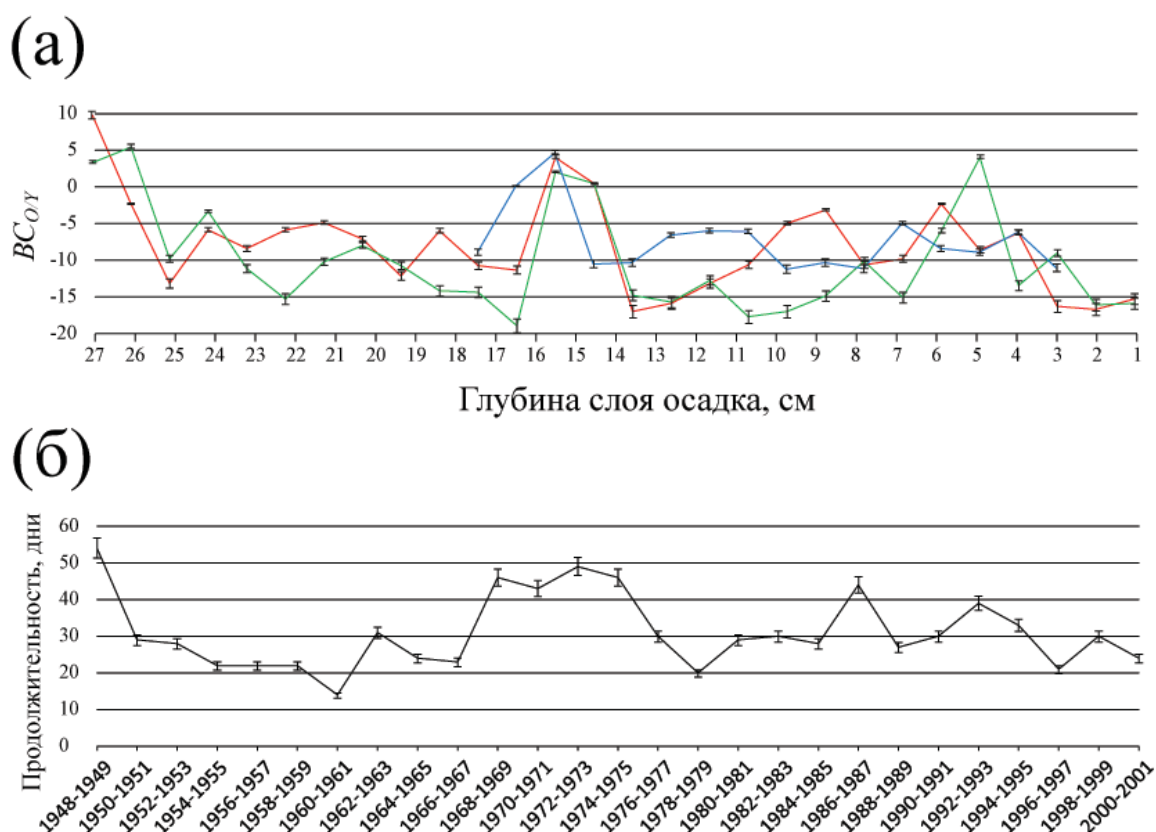
Колонки донных отложений, собранные на станциях 97/30, 97/31, 01/20 и 01/21, расположенных в южной и восточной частях Енисейского залива, имеют четкое енисейское происхождение у всех проанализированных слоев. С другой стороны, байесовский геохимический критерий показывает значительную неоднородность вертикальной структуры колонок, собранных на станциях 01/18, 01/19 и 97/29 (рис. 4.14). Большинство проанализированных слоев были сформированы осадкам енисейского происхождения, что показывают отрицательные значения  $BC_{OY}$  в этих слоях. Однако в нескольких слоях значение  $BC_{OY}$  было положитель-



**Рис. 4.14.** Кластеризация значений байесовского критерия ( $BC_{OY}$ ) в слоях донных осадков толщиной 1 см, собранных на станциях 97/29, 97/30, 97/31, 01/18, 01/19, 01/20 и 01/21. Первый кластер содержит отрицательные и небольшие положительные значения  $BC_{OY}$  и указывает на донные отложения енисейского происхождения (черные столбцы), второй кластер содержит большие положительные значения  $BC_{OY}$  и указывает на донные отложения смешанного обско-енисейского происхождения (красные столбцы)

ным, что указывает на их смешанное обско-енисейское происхождение. Чтобы выделить эти аномальные слои, вертикальные слои рассматриваемых колонок были сгруппированы в два кластера – енисейского и смешанного обско-енисейского происхождения, с использованием ЕМ-алгоритма. Глубины получившихся слоев смешанного обско-енисейского происхождения на этих станциях оказались практически одинаковыми и составляли 14–16 и 26–27 см (см. рис. 4.14). Колонки на станциях 01/18 и 01/19 были собраны в 2001 году, а колонки на станции 97/29 были собраны в 1997 году, т.е. шестью годами ранее.

Ветер ( $M_x = 111$  кг/м·с,  $M_y = -140$  кг/м·с) и речные расходы ( $Q_o = 32\,300$  м<sup>3</sup>/с,  $Q_y = 17\,700$  м<sup>3</sup>/с), предшествовавшие периоду отбора проб воды 22 августа 2014 года, были благоприятными для формирования затока обского плюма в Енисейский залив, что согласуется с результатами изотопного анализа. Как было описано выше, по данным реанализа ветра NCEP/NCAR и данным о расходах Оби и Енисея, были определены периоды, благоприятные для затока плюма Оби в Енисейский залив в безледные периоды в 1948–2016 годах (рис. 4.15а). Было установлено, что затопки были особенно частыми в 1948–1949 и 1968–1975 годах, что могло



**Рис. 4.15.** Значения байесовского геохимического критерия ( $BC_{OY}$ ) в слоях донных осадков толщиной 1 см, собранных на станциях 01/18 (красная линия), 01/19 (зеленая линия) и 97/29 (синяя линия) (а). Продолжительность ветровых и стоковых условий, благоприятных для формирования затока обского плюма в Енисейский залив, суммированные для 2-летних периодов в течение 1948–2001 годов (черная линия) (б). Столбики ошибок соответствуют 95-процентным доверительным интервалам

приводить к аккумуляции на дне Енисейского залива большого объема взвешенных веществ обского происхождения, которые могут быть обнаружены в соответствующих слоях донных отложений. Тем не менее, для сравнения этих периодов затоков и вертикальной структуры колонок донных отложений, собранных на станциях 01/18, 01/19 и 97/29, необходимо определить скорости осадконакопления в Енисейском заливе. Исследования этой скорости двумя независимыми методами дали схожие оценки в 0.2–0.5 см/год [Степанец и др., 2001] и в 0.3–0.6 см/год [Мирошников и др., 2018].

Были рассмотрены различные скорости осадконакопления в диапазоне 0.2–0.6 см/год, и для каждой отдельной скорости период 1948–2011 был разбит на последовательность подпериодов, за которые накапливался слой осадка толщиной 1 см. Затем для каждой рассматриваемой скорости осадконакопления и для каждого из этих подпериодов была рассчитана общая продолжительность условий, благоприятных для затока обского плюма в Енисейский залив. Далее для каждой рассматриваемой скорости осадконакопления был рассчитан коэффициент корреляции Пирсона между усредненным вертикальным распределением  $BC_{OY}$  на станциях 01/18, 01/19 и 97/29 и продолжительностями затоков. Полученный диапазон максимальных значений коэффициента корреляции Пирсона (0.4–0.5) указывает, что средняя скорость осадконакопления на рассматриваемых станциях составляет 0.49–0.54 см/год. Относительно низкое значение максимального коэффициента корреляции Пирсона обусловлено внутригодовой изменчивостью скорости осадконакопления в Енисейском заливе из-за сезонной изменчивости речных расходов.

Обское и енисейское происхождение сантиметровых слоев колонок донных отложений хорошо согласуется с продолжительностью затоков плюма Оби в Енисейский залив в течение соответствующих двухлетних периодов (см. рис. 4.15). В частности, длительные периоды затоков плюма Оби в Енисейский залив (1948–1949 и 1968–1975 годы) привели к накоплению большого объема взвешенных веществ обского происхождения в Енисейском заливе. Значения  $BC_{OY}$  на соответствующих слоях колонок глубиной 14–17 и 26–27 см равны 0–10, что указывает на смешанное обско-енисейское происхождение этих слоев (рис. 4.15). С другой стороны, периоды редких затоков плюма Оби в Енисейский залив (1950–1967, 1976–1985, 1988–1991 и 1994–2001) соотносятся с отрицательными значениями  $BC_{OY}$  и четким енисейским происхождением соответствующих слоев колонок.

Итак, определенные условия ветра и речного стока приводят к восточному распространению плюма Оби и его затоку в западную часть Енисейского залива. Формирование этих затоков зависит в первую очередь от синоптической изменчивости региональной атмосферной циркуляции, как правило, они длятся менее 6 дней. Тем не менее, общая годовая продолжительность этих затоков имеет значительную межгодовую изменчивость от 0 до 35 дней в год. Таким образом, этот процесс регулярно происходит в исследуемом регионе в безледный период и может существенным образом влиять на структуру опресненного поверхностного слоя в Енисейском заливе, а также на распространение и перемешивание плюмов Оби и Енисея в Карском море. Затоки плюма Оби в Енисейский залив значительно влияют на региональные процессы седиментации.

Динамика распространения речных плюмов и связанный с ними перенос терригенной взвеси речного происхождения играют ключевую роль в осадконакоплении в речных эстуариях и прилегающих районах шельфа. Обычно речные плюмы имеют очень большую синоптическую и сезонную изменчивость, которую невозможно восстановить по пространственному распределению и вертикальной структуре донных отложений из-за невысокой скорости

их накопления. Тем не менее, донные отложения могут свидетельствовать об изменчивости динамики речного плюма в межгодовом и десятилетнем масштабе времени, особенно в прибрежных районах, характеризующихся высокими скоростями осадконакопления.

На основе новых геохимических методов анализа донных осадков, собранных в центральной части Карского моря, была установлена связь между взаимодействием плюмов Оби и Енисея, с одной стороны, и пространственным распределением и вертикальной структурой донных осадков, с другой стороны. Распределение поверхностных осадков обского происхождения показало, что осадконакопление из плюма Оби преобладает не только в Обской губе, но на большей части акватории в центральной части Карского моря, расположенной к северу от Обской губы и Енисейского залива. Взвесь енисейского происхождения, напротив, превалирует в поверхностном слое донных осадков только в южной части Енисейского залива. В северной части Енисейского залива и вдоль побережья полуострова Таймыр преобладают осадки смешанного обско-енисейского происхождения. Таким образом, несмотря на схожие годовые объемы стока Оби и Енисея и небольшое расстояние между Обской губой и Енисейским заливом, процессы переноса и осаждения взвешенных веществ, поступающих в море со стоками этих рек, очень различны.

Наблюдаемое преобладание поверхностных донных осадков обского происхождения в центральной части Карского моря вызвано превалирующим восточным переносом плюмов Оби и Енисея из-за влияния на их динамику силы Кориолиса. В результате этого плюм Оби распространяется на большую область моря к северу и востоку от Обской губы, а плюм Енисея прижимается к побережью полуострова Таймыр, где он перемешивается с плюмом Оби. Расположение области смешения плюмов Оби и Енисея, полученное на основе анализа процессов их распространения, подтверждается расположением донных осадков смешанного обско-енисейского происхождения к северу от Енисейского залива вдоль побережья полуострова Таймыр (см. рис. 4.12а). Кроме того, концентрация взвешенных веществ в Оби ( $38 \text{ г/м}^3$ ) в несколько раз больше, чем в Енисее ( $10 \text{ г/м}^3$ ) [Gordeev et al., 1997], что приводит к преобладанию осадков обского происхождения в зонах смешения между плюмами Оби и Енисея.

#### 4.3. Плюмы Лены и Хатанги в море Лаптевых

Лена – вторая по размеру река, впадающая в Северный Ледовитый океан, и восьмая река в мире по объему стока. Длина и площадь бассейна реки Лены составляют  $5100 \text{ км}$  и  $2\,490\,000 \text{ км}^2$ . Среднегодовой сток реки Лены в море Лаптевых оценивается в  $590 \text{ км}^3$  [Pavlov et al., 1996; Gordeev et al., 1997; Алексеевский и др., 2014]. Лена – крупнейшая река в мире, полностью протекающая в районе многолетней мерзлоты. В связи с этим основное питание реки Лены составляют снеговые и дождевые воды, в то время как питанию грунтовыми водами препятствуют многолетнемерзлые породы [Алексеевский и др., 2014]. Таким образом, внутригодовая изменчивость расхода в низовьях реки Лены характеризуется половодьем с июня по октябрь с пиковыми значениями в июне (40% годового стока) и несколькими довольно высокими дождевыми паводками осенью [Pavlov et al., 1996]. В течение межени с ноября по май низовья реки Лены замерзают, и в этот период в море поступает менее 15% годового стока [Pavlov et al., 1996]. Среднегодовое и максимальное зарегистрированное значения речного расхода составляют  $17\,100$  и  $220\,000 \text{ м}^3/\text{с}$ , соответственно [Алексеевский и др., 2014; Fedorova et al., 2015]. Высокая среднегодовая концентрация взвешенного вещества в

воде реки Лены ( $40 \text{ г/м}^3$ ) определяет большие значения объемов стока взвешенных ( $17\text{--}21 \cdot 10^6$  тонн в год) и влекомых ( $5 \cdot 10^6$  тонн в год) наносов [Gordeev et al., 1997].

При впадении в море Лаптевых река Лена образует обширную дельту, входящую в число крупнейших речных дельт мира (рис. 4.16). Дельта реки Лены имеет сложную морфологию и состоит из сотен протоков, площадь и вдольбереговая протяженность дельты составляют  $32\,000 \text{ км}^2$  и  $500 \text{ км}$  [Алексеевский и др., 2014; Fedorova et al., 2015; Четвертова и др., 2017]. Крупнейшими протоками дельты реки Лены являются Трофимовская, Быковская и Сардахская, расположенные в восточной части дельты; Туматская в северной части дельты; Оленекская в западной части дельты. В Трофимовскую и Сардахскую протоки поступает  $54\text{--}62\%$  стока реки Лены, в Быковскую протоку –  $25\text{--}29\%$  [Алексеевский и др., 2014; Fedorova et al., 2015]. Таким образом, большая часть стока реки Лены поступает в море Лаптевых из восточной части дельты. Вклад Туматской и Оленекской проток существенно меньше и оценивается в  $5\text{--}8\%$  и  $6\text{--}10\%$  годового стока реки Лены. Плотность бифуркации основных протоков дельты Лены значительно увеличивается при приближении к морскому краю дельты, особенно для Трофимовской и Сардахской проток [Алексеевский и др., 2014]. В результате большая часть пресноводного стока из дельты Лены фактически поступает в море Лаптевых из многочисленных мелководных протоков, распределенных вдоль восточного побережья дельты.

При впадении реки Лены в море формируется большой по размеру речной плюм. В летне-осенний период плюм Лены занимает площадь в сотни тысяч квадратных километров в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море [Polyakov et al., 2003; Semiletov et al., 2011]. В зимне-весенний период во время межени на Лене площадь плюма значительно сокращается до юго-восточной части моря Лаптевых. Вместе со стоком Лены в море Лаптевых выносятся большое количество терригенной взвеси, биогенных элементов и антропогенных загрязнений [Pavlov et al., 1996; Gordeev et al., 1997; Нигаматзянова и др., 2015; Fedorova et al., 2015; Четвертова и др., 2017]. Таким образом, распространение плюма реки Лены оказывает существенное воздействие на физические, химические и биологические процессы как непосредственно в придельтовой области и прилегающих участках шельфа [Савельева и др., 2010, 2012; Fofonova et al., 2015; Суханова и др., 2017], так и в масштабах всего моря Лаптевых [Dmitrenko et al., 2008; Semiletov et al., 2011, 2012, 2016; Дударев и др., 2015] и азиатского сектора Северного Ледовитого океана [Weingartner et al., 1999; Dmitrenko et al., 2005], чему были посвящены многочисленные исследования. Тем не менее, многие важные аспекты как внутренней структуры, так и динамики самого плюма реки Лены остаются недостаточно изученными. В этом разделе описывается сезонная изменчивость наиболее опресненной части плюма реки Лены в юго-восточной части моря Лаптевых, а именно – в акватории, прилегающей к восточной части дельты реки Лены, и в губе Буор-Хая.

Структура плюма Лены изучалась на основе натурных данных, собранных в ходе 12 морских и 7 санно-тракторных экспедиций в 1999–2018 годах в акватории моря Лаптевых, расположенной к востоку от дельты Лены, и в губе Буор-Хая (табл. 4.1). Кроме того, использовались данные World Ocean Database [Boyer et al., 2013], полученные в зимний период. По имеющимся натурным данным был изучен сезонный ход температуры и солёности в юго-восточной части моря Лаптевых, прилегающей к восточной части дельты реки Лены, и в губе Буор-Хая (рис. 4.17, 4.18).

В зимние месяцы в районе, прилегающем к дельте, воды перемешаны от поверхности до дна, а в губе Буор-Хая наблюдается двухслойная структура – опресненные поверхностные воды на глубине 15 метров отделены градиентом солёности от более солёных придонных вод

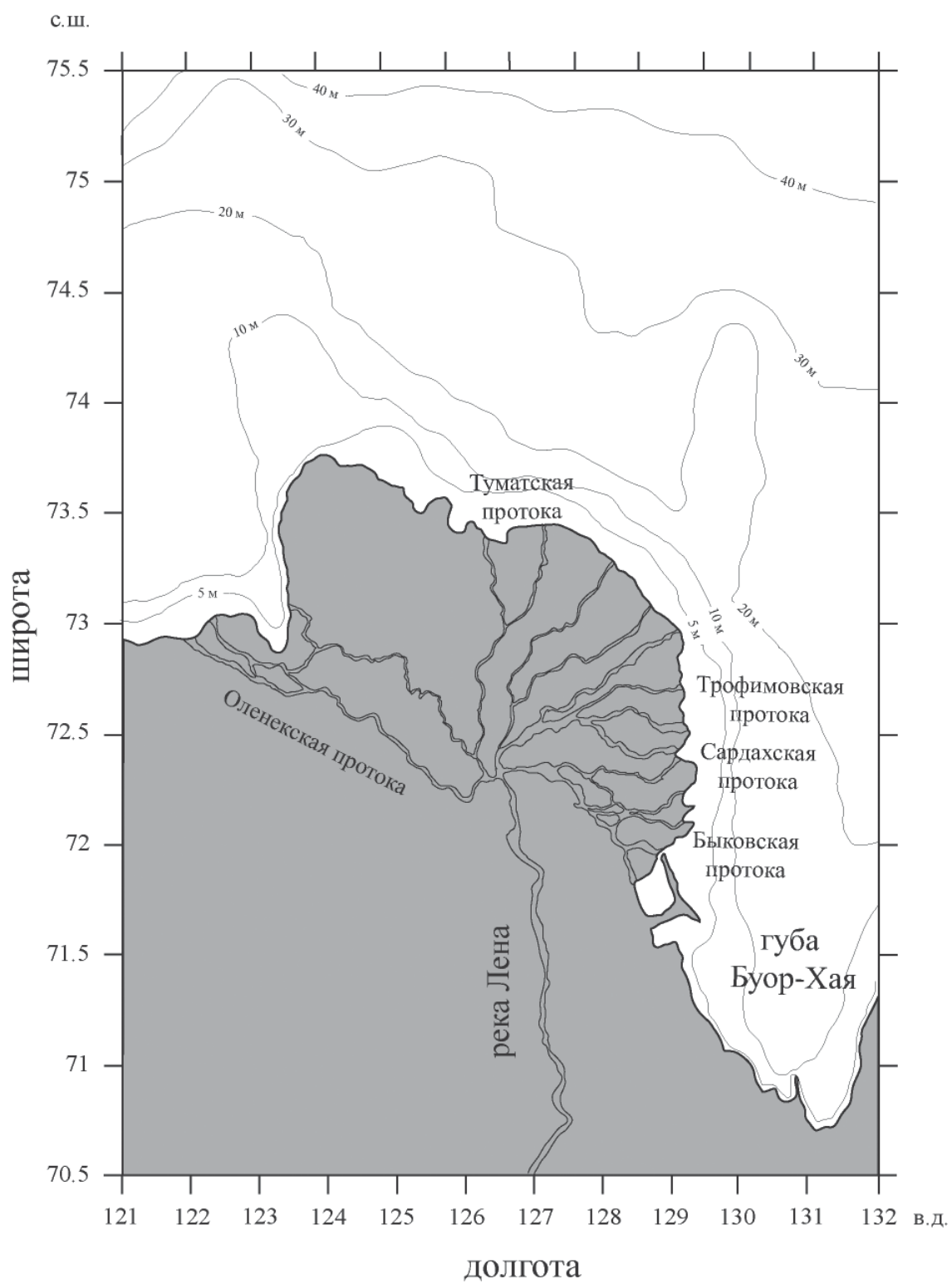


Рис. 4.16. Батиметрическая карта придельтовой акватории реки Лены и губы Буор-Хая

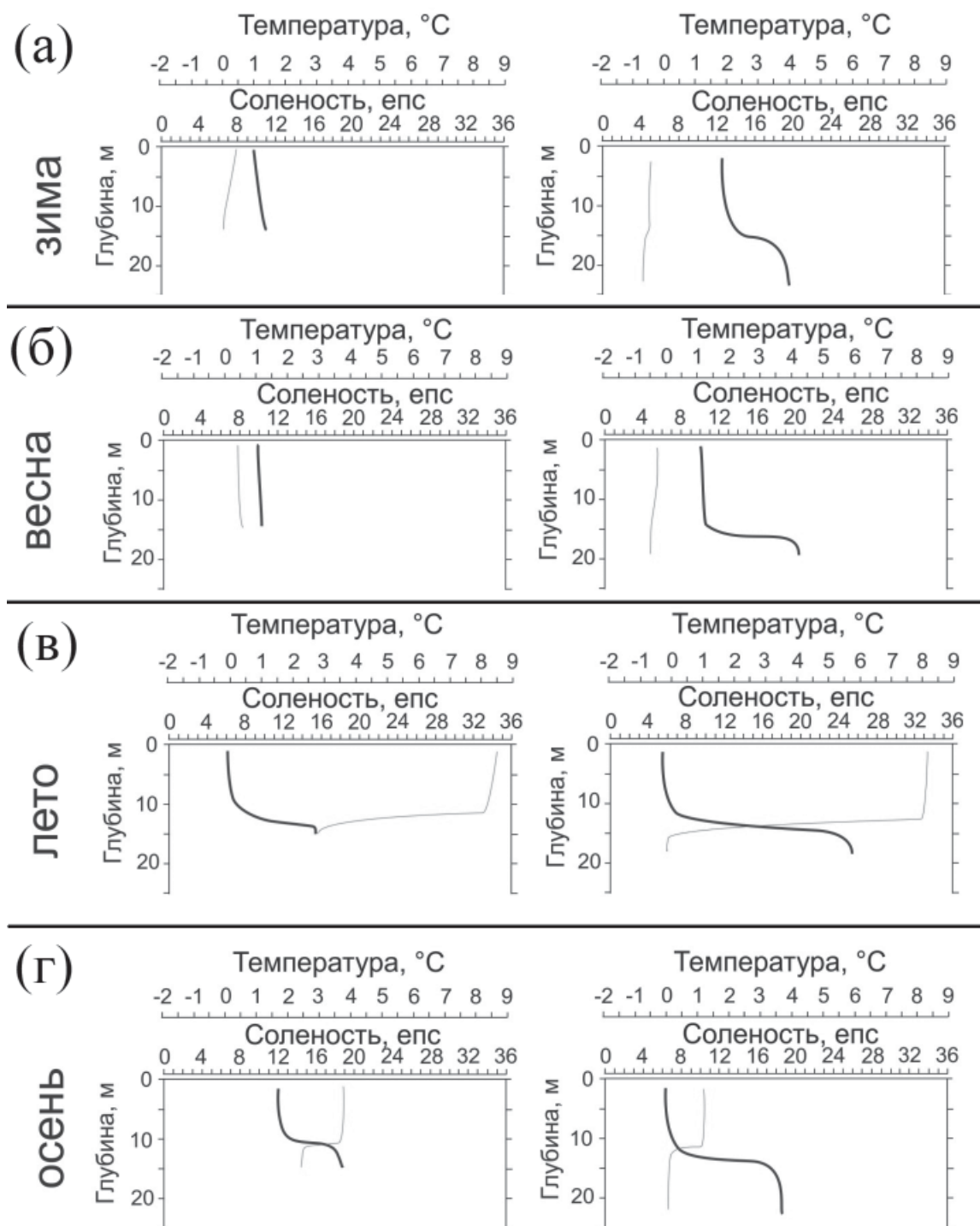
**Таблица 4.1**

**Периоды, районы и типы анализируемых измерений во время экспедиций в проливах Вилькицкого, Дмитрия Лаптева и Санникова**

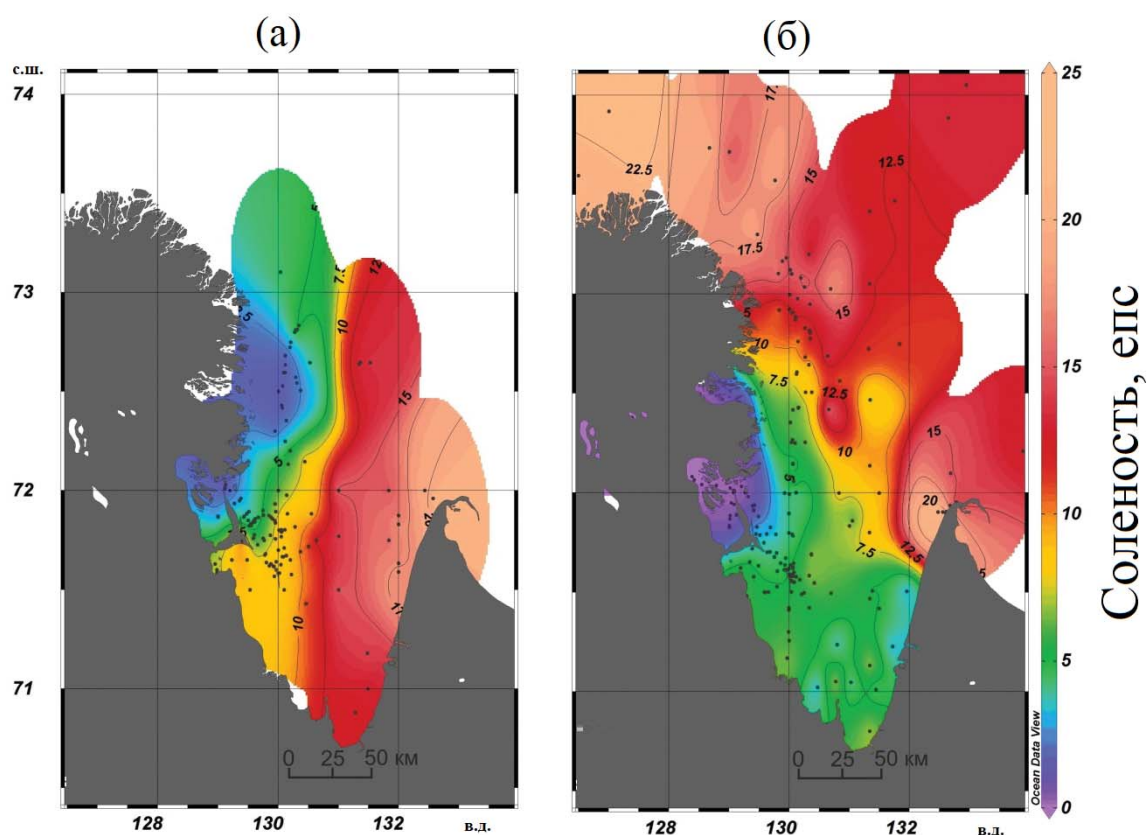
Период измерений	Судно/санно-тракторная экспедиция (СТЭ)	Тип измерений	Количество станций
сентябрь 1999	Дунай	гидрологические станции	20
август – сентябрь 2000	Николай Коломейцев	гидрологические станции	39
апрель – май 2002	СТЭ	гидрологические станции	25
август – сентябрь 2004	Иван Киреев	гидрологические станции	26
сентябрь 2005	Ауга	гидрологические станции	53
сентябрь 2006	Нептун	гидрологические станции	67
апрель 2007	СТЭ	гидрологические станции	53
август 2008	Яков Смирницкий	гидрологические станции	15
август 2008	ТБ-0012	гидрологические станции	42
август – сентябрь 2009	ТБ-0012	гидрологические станции	42
апрель 2011	СТЭ	гидрологические станции	15
сентябрь 2011	Академик Лаврентьев	гидрологические станции	27
март – апрель 2012	СТЭ	гидрологические станции	13
сентябрь 2012	Виктор Буйницкий	гидрологические станции	9
апрель 2013	СТЭ	гидрологические станции	15
апрель 2014	СТЭ	гидрологические станции	30
март – апрель 2015	СТЭ	гидрологические станции	32
сентябрь – октябрь 2016	Академик Лаврентьев	гидрологические станции	16
октябрь 2018	Академик Мстислав Келдыш	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции	11

(см. рис. 4.17а). В этот период регистрируются максимальные сезонные значения солености и в приустьевой области (8–12 епс), и в губе Буор-Хая (15–20 епс). Температура составляет от 0 до 0.5°C возле дельты и от –1 до –0.5°C в губе Буор-Хая. Весной в губе Буор-Хая также регистрируется двухслойная структура, на поверхности соленость принимает значения менее 15 епс, ко дну возрастает до 25 епс (см. рис. 4.17б). В придельтовой части значения солености существенно ниже (5 епс) и воды перемешаны от поверхности до дна. Температура воды возле дельты и в губе Буор-Хая такая же, как и в зимний период. График среднемесячного распределения поверхностной солености в юго-восточной части моря Лаптевых в апреле, построенный по данным 6 экспедиций, показывает наименьшую поверхностную соленость в акватории, непосредственно прилегающей к дельте Лены, обусловленную поступлением речных вод (см. рис. 4.18а). При этом поверхностная соленость в губе Буор-Хая меняется от 5 до 15 епс, что совпадает с поверхностной соленостью в акватории к востоку от дельты Лены.

В летний сезон наблюдается двухслойная структура во всем исследуемом регионе (см. рис. 4.17в). Соленость поверхностного слоя в акватории, непосредственно прилегающей к восточной части дельты Лены, принимает минимальные значения (~0–5 епс) и повышается ко дну до 15 епс, в губе Буор-Хая поверхностная соленость также имеет минимальные сезонные значения (4–8 епс) и возрастает ко дну до 25 епс. Температура в приустьевой области меняется



**Рис. 4.17.** Характерные вертикальные профили температуры (серые линии) и солености (черные линии) в придельтовой области реки Лены (слева) и в губе Буор-Хая (справа) зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г)



**Рис. 4.18.** Среднемесячное распределение поверхностной солености в апреле (а) и сентябре (б) в придельтовой области реки Лены и в губе Буор-Хая на основе данных 18 экспедиций в 1999–2018 годах. Точками показаны места измерений поверхностной солености

от 8–9°C на поверхности до 2–3°C на дне. В центральной части губы Буор-Хая температура составляет 8°C на поверхности и от 0 до –1°C на дне. Скачок солености располагается на глубине 10–15 метров для центральной части губы Буор-Хая и на глубине 5–7 метров для придельтовой области.

В осенний сезон также наблюдается двухслойная структура во всем исследуемом регионе (см. рис. 4.17г). Скачок солености располагается на глубине 10–12 метров. Поверхностная соленость в районе, примыкающем к устьевой области, принимает значения 10–12 епс, в то время как в губе Буор-Хая остается равной 5–10 епс (см. рис. 4.18б). Соленость в придонном слое имеет значения 20–23 епс для придельтовой области и 25–27 епс для центральной части губы Буор-Хая. В акватории, непосредственно прилегающей к восточной части дельты реки Лены, поверхностная температура составляет 5–6°C, а придонная – около 0°C. В центральной части губы Буор-Хая температура составляет 3–5°C на поверхности и –1°C у дна.

Для оценки синоптической изменчивости были проанализированы непрерывные измерения температуры и солености в поверхностном слое, полученные в ходе 73-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в начале октября 2018 года. В период с 1 по 5 октября были

проведены измерения вдоль шести параллельных меридиональных галсов от  $72.5^\circ$  до  $73.5^\circ$  с.ш., расположенных на различном расстоянии (от 35 до 50 км) к востоку от дельты Лены. Распределения температуры и солености показали значительную пространственную неоднородность, по-видимому, вызванную неоднородностью размеров дельтовых протоков и поступающего из них материкового стока (рис. 4.19). Области минимальных значений температуры и солености были приурочены к наиболее крупным Трофимовской и Сардахской протокам. Распределение термохалинных характеристик в поверхностном слое также характеризовалось значительными градиентами, на ряде участков длиной 5–7 км соленость и температура изменялись более чем на 5 епс и  $1^\circ\text{C}$ , соответственно. Максимальные значения солености в ходе измерений на полигоне составляли 15–16 епс.

В процессе экспедиционных работ был зафиксирован отклик наиболее опресненной придельтовой части плюма Лены (с соленостью меньше 10 епс), формируемого поступлением речного стока из дельты Лены в период осенней межени, на изменчивость локального ветрового воздействия. В течение 30 сентября – 1 октября в районе работ наблюдался слабый (2–3 м/с) восточный ветер. Измерения в поверхностном слое, проведенные в этот период вдоль четырех галсов, показали, что придельтовая часть плюма Лены распространялась в восточном направлении. Соленость поверхностного слоя монотонно росла по мере увеличения расстояния галсов от берега от 0–10 епс на наиболее близком галсе до 8–16 епс на наиболее удаленном. В течение 2–3 октября ветер усилился до 8 м/с и изменил свое направление на северное. Измерения, проведенные вдоль двух галсов в этот период, показали существенный рост солености на 8–10 епс в районе работ. По-видимому, в результате ветрового воздействия придельтовая часть плюма оказалась прижата к берегу, ее граница менее чем за сутки сдвинулась на расстояние в 20 км.

Итак, на основе натурных данных была установлена ярко выраженная сезонная изменчивость поверхностной солености в исследуемом регионе. В зимне-весенний период наблюда-

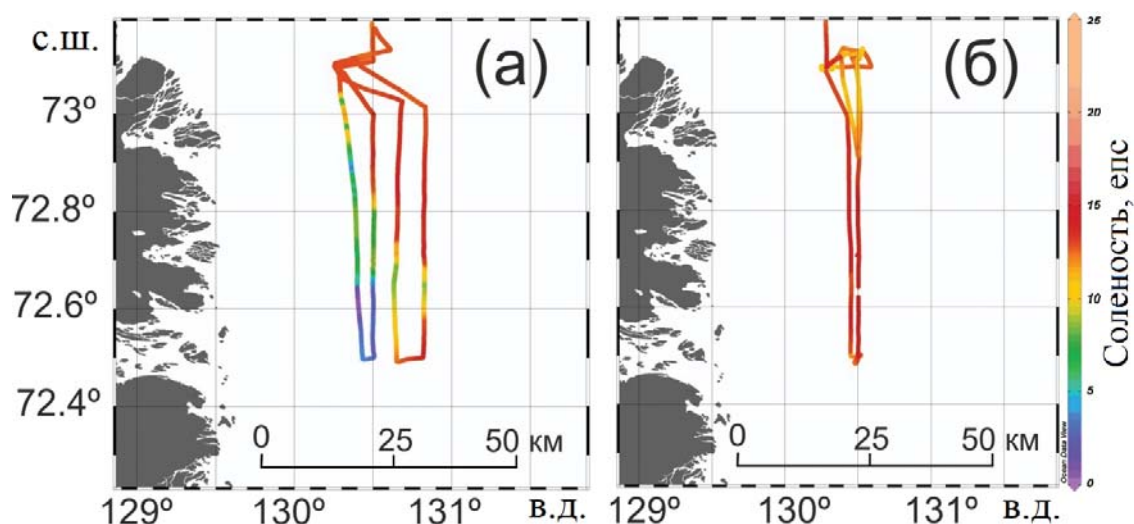


Рис. 4.19. Распределение поверхностной солености за период 1–3 октября 2018 года (а) и 3–5 октября 2018 года (б) вдоль трека судна к востоку от дельты Лены

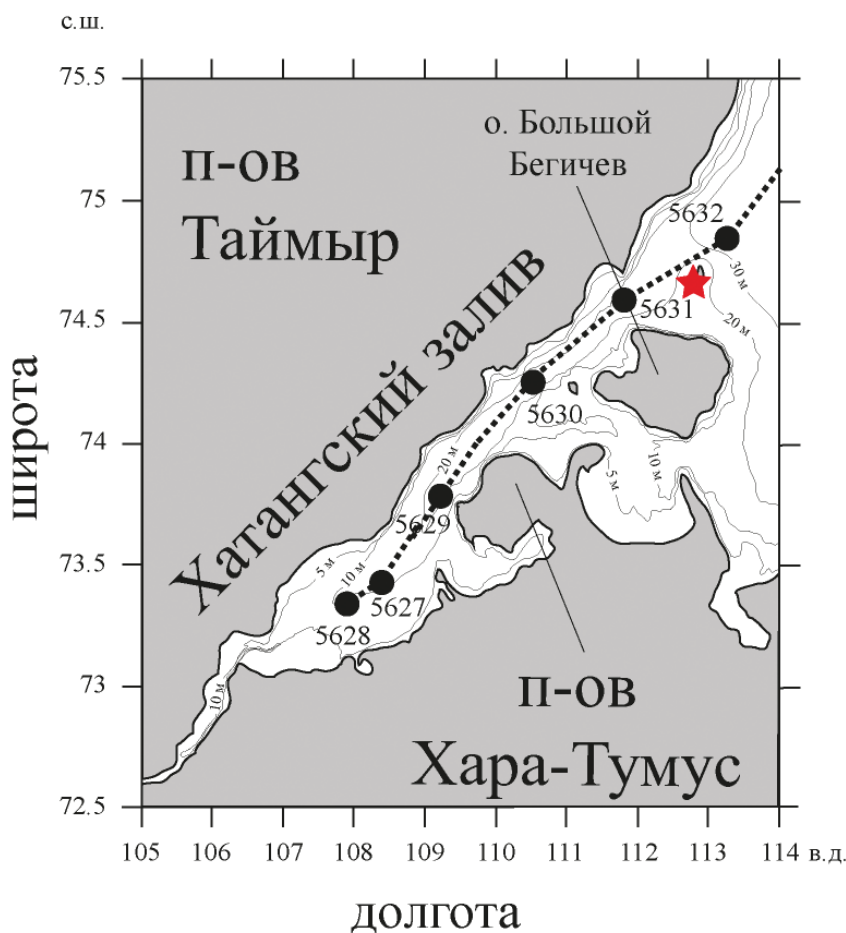
ются максимальные сезонные значения солености в поверхностном слое во всем исследуемом регионе. В конце весны – начале лета начало половодья в нижнем течении реки Лены вызывает резкое увеличение пресноводного стока из протоков дельты Лены в море. Это приводит к существенному опреснению поверхностного слоя в акватории, непосредственно прилегающей к восточной части дельты Лены, в то время как соленость в губе Буор-Хая практически не изменяется (см. рис. 4.17, 4.18). Далее в течение летнего периода плюм реки Лены достигает мелководной губы Буор-Хая, заполняет ее от поверхности до дна в мелководной южной части залива и формирует 12-метровый опресненный поверхностный слой в более глубокой северной части залива. Это приводит к понижению солености и аккумуляции пресноводного стока в этом заливе.

Осеннее падение стока Лены приводит к постепенному увеличению солености поверхностного слоя в относительно глубоководном районе, прилегающем к восточной части дельты, в результате перемешивания плюма Лены с нижележащими морскими водами. Это приводит к уменьшению площади плюма реки и сдвигу его внешней границы к восточной части дельты. Расположение границы плюма в этом районе нестабильно и может смещаться на десятки километров менее чем за сутки в результате ветрового воздействия. Это приводит к существенной пространственной изменчивости поверхностной солености в этом районе на синоптическом временном масштабе и, по-видимому, интенсифицирует вертикальное перемешивание между плюмом Лены и нижележащим морем. В то же самое время в осенний период соленость в губе Буор-Хая практически не изменяется вплоть до зимы из-за существенно менее интенсивного поступления соленых морских вод в этот мелководный и полуизолированный залив. В результате этого поверхностная соленость в губе Буор-Хая оказывается ниже солености в районе, прилегающем к восточной части дельты Лены (см. рис. 4.18). В силу особенностей морфологии и батиметрии структура вод в заливе характеризуется низкой пространственно-временной изменчивостью на синоптическом временном масштабе. В частности, вариация поверхностной солености в сентябре во всей губе Буор-Хая в течение 18 лет наблюдений составляет 8–10 епс, что сравнимо с суточной вариацией поверхностной солености к востоку от дельты Лены, а в южной части залива эта вариация существенно меньше. Тем не менее, в дальнейшем в отсутствие притока опресненных вод соленость в заливе повышается до максимальных сезонных значений и остается стабильной вплоть до начала весенне-летнего половодья.

Пресноводный сток, аккумулирующийся в губе Буор-Хая в течение летнего периода, сохраняется в ней значительно дольше, чем в акватории, непосредственно прилегающей к дельте реки Лены. Таким образом, губа Буор-Хая за счет своего географического положения, морфологии и батиметрии играет роль своеобразного стабильного резервуара пресных речных вод в летне-осенний период. Общий объем аккумулированной пресной речной воды в губе Буор-Хая в течение летне-осеннего сезона оценивается в 75–100 км<sup>3</sup>. Этот значительный объем составляет 13–18% всего годового стока реки Лены и превышает суммарный годовой сток крупных рек – Яны и Оленька, впадающих в прилегающие районы моря Лаптевых. Более того, этот объем сравним с общим стоком Лены за август и сентябрь. Таким образом, залив Буор-Хая играет роль значимого вторичного источника опресненных и теплых вод в юго-восточной части моря Лаптевых в осенне-зимний период. Это, по-видимому, продлевает сезон поступления опресненных и теплых вод в юго-восточную часть моря Лаптевых и оказывает влияние на формирование термохалинной циркуляции, ледообразование, термоабиозу берега, состояние подводной мерзлоты и многие другие региональные физические, биологические и геохимические процессы.

Хатанга – вторая по размеру река, впадающая в море Лаптевых, однако ее размеры и объем годового стока ( $105 \text{ км}^3$ ) относительно невелики по сравнению с Леной. Длина и площадь бассейна Хатанги составляют 1636 км и  $364\,000 \text{ км}^2$ . Хатанга промерзает до дна в низовьях с октября по май, в результате чего ее сток в море Лаптевых в этот период практически отсутствует [Pavlov et al., 1996]. После таяния речного льда в июне наступает один месяц пикового половодья, во время которого в море поступает около половины общего годового стока. После этого расход реки постепенно снижается вплоть до сентября. Среднегодовой и максимальный зарегистрированные расходы воды в Хатанге составляют 3320 и  $183\,000 \text{ м}^3/\text{с}$ . Средняя концентрация взвешенного вещества в Хатанге составляет  $20 \text{ г/м}^3$ , однако в течение июньского паводка она увеличивается до  $140\text{--}170 \text{ г/м}^3$ . Тем не менее, из-за относительно малого объема речного стока годовой твердый сток Хатанги составляет менее  $2 \cdot 10^6$  тонн [Gordeev et al., 1997].

Река Хатанга впадает в Хатангский залив, который расположен в западной части моря Лаптевых на восточной стороне Таймырского полуострова (рис. 4.20). По форме, размерам, рельефу дна и климатическим условиям Хатангский залив схож с Енисейским, который рас-



**Рис. 4.20.** Батиметрическая карта, маршрут судна и расположение гидрологических станций (черные кружки) и приливной станции (красная звезда) в Хатангском заливе

положен примерно в 800 км к западу. Длина Хатангского залива составляет 250 км, ширина – 25–50 км. Мелководная (5–20 м) северная часть залива и более глубокая (20–30 м) южная часть соединены узким проливом (шириной 15–20 км) между полуостровами Хара-Тумус и Таймыр. Остров Большой Бегичев расположен в устье Хатангского залива и делит его на два пролива, соединяющих залив с западной частью моря Лаптевых. Южный пролив узкий (8 км в ширину) и неглубокий (10 м), а глубина более широкого (15–20 км в ширину) северного пролива между островом Большой Бегичев и полуостровом Таймыр постепенно увеличивается в направлении открытого моря до 25–30 м. Хатангский залив покрыт льдом с октября по июль–август.

Приливы в Хатангском заливе входят в число наиболее интенсивных в Восточной Арктике. Максимальные колебания уровня моря во время сизигийного прилива в разных частях залива составляют от 1 до 2.5 м по данным натурных измерений [Pavlov et al., 1996]. Наибольшие скорости приливных течений в 1.4–1.7 м/с были зарегистрированы в проливах, соединяющих северную часть залива с южной и с открытым морем [Pavlov et al., 1996]. Пресноводный сток Хатанги невелик, в частности, он на порядок меньше, чем сток Енисея. Несмотря на это, плюм, формируемый стоком Хатанги в юго-западной части моря Лаптевых, имеет аномально большую площадь (сходную с площадью плюма Оби–Енисея) и аномально большую толщину (превышающую толщину плюма Оби–Енисея). В этом разделе показывается, что большие пространственные размеры плюма Хатанги вызваны его формированием в условиях сильного приливного перемешивания в эстуарии [Osadchiev et al., 2020c].

Эстуарные условия формирования речных плюмов определяют их структуру и динамику последующего распространения в открытом море. Интенсивность перемешивания в эстуариях варьируется от незначительного, когда речной сток практически в неизменном виде поступает в прибрежную зону моря, до доминирующего, когда происходит значительное разбавление речного стока в результате его перемешивания с солеными морскими водами перед его вытеканием в открытое море [Schettini et al., 1998; Halverson and Pawlowicz, 2008]. Для изучения структуры плюма Хатанги были проанализированы данные натурных измерений, проведенные в рамках 4-го рейса НИС «Николай Коломейцев» 27–29 августа 2000 года в юго-западной части моря Лаптевых и 69-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» 17–18 сентября 2017 года в Хатангском заливе и юго-западной части моря Лаптевых. Далее для сравнительного анализа влияния приливного перемешивания на формирование плюма Хатанги и формирования плюма Енисея в эстуарии с небольшими приливами были проанализированы данные натурных измерений, проведенные в рамках 66-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» 24–26 июля 2016 года в Енисейском заливе и центральной части Карского моря. Также было проведено численное моделирование приливов в эстуариях Хатанги и Енисея в период экспедиционных работ в июле 2016 и сентябре 2017 года с помощью приливных моделей Arctic Ocean Tidal Inverse Model (AOTIM5) и Arctic Ocean Dynamics-based Tide Model (AODTM) [Padman and Erofeeva, 2004].

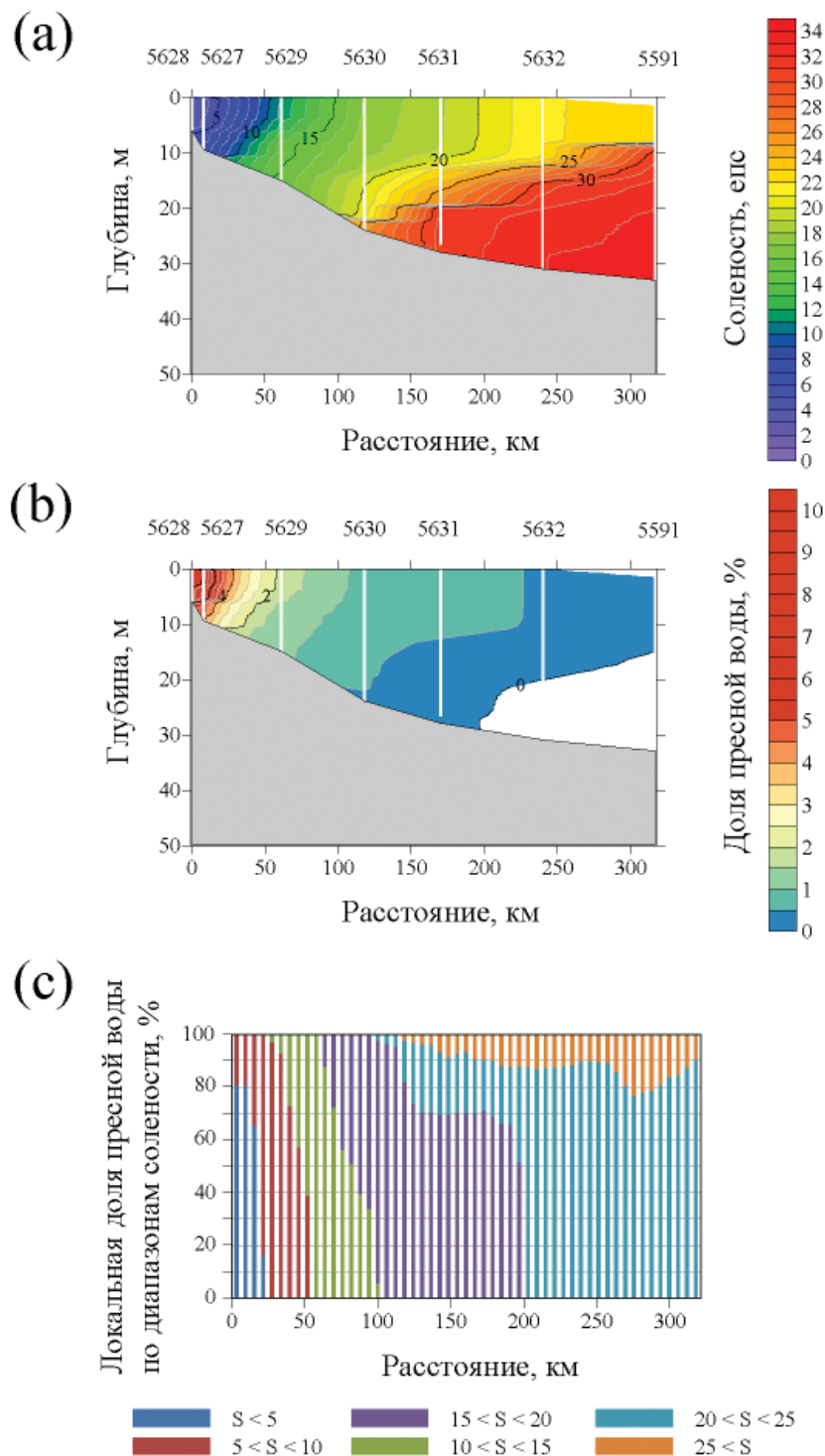
Смоделированные максимальные приливные скорости в июле 2016 года в Енисейском заливе были равны 10–20 см/с в южной части залива и увеличивались до 25 см/с в его северной части. Смоделированные максимальные приливные скорости в Хатангском заливе были значительно больше, чем в Енисейском, и увеличивались от 20–50 см/с в северной части залива до 80–100 см/с в его южной части. На основании полученных распределений скоростей приливных течений, в Хатангском и Енисейском заливах было рассчитано распределение параметра Симпсона–Хантера  $K = h / U^3$ , где  $h$  – глубина моря, а  $U$  – средняя скорость прилива

[Simpson and Hunter, 1974]. Этот параметр указывает на интенсивность приливного перемешивания толщи воды [Garrett et al., 1978], и он использовался во многих предыдущих исследованиях для идентификации районов моря, где турбулентность, вызванная приливными течениями в придонном слое, достигает поверхностного слоя моря [Chen et al., 2009; Korotenko et al., 2014]. Полученные значения логарифмов параметра Симпсона–Хантера  $\log_{10}(K)$  большие (3.5–5) в Енисейском заливе, что свидетельствует о слабом влиянии приливов на перемешивание в поверхностном слое в этом эстуарии. В Хатангском заливе значение  $\log_{10}(K)$  относительно невелики (1.5–3), что указывает на крайне интенсивное приливное перемешивание в этом эстуарии.

С использованием атмосферного реанализа ERA5 было изучено влияние ветра на плюмы Енисея и Хатанги в периоды, предшествующие экспедиционным измерениям в 2016 и 2017 годах. С этой целью были рассмотрены среднесуточные характеристики ветра с 29 июня по 26 июля 2016 года в центральной части Карского моря и с 8 августа по 18 сентября 2017 года в юго-западной части моря Лаптевых. Эти временные ряды охватывают периоды от таяния зимнего льда до экспедиционных измерений в плюмах Енисея и Хатанги, т.е. периоды, когда воздействие ветра влияло на распространение речных плюмов. Ветер в центральной части Карского моря был слабым или умеренным в течение большинства дней в период с 29 июня по 26 июля 2016 года. Среднесуточные значения скорости ветра варьировали от 1 до 9 м/с, в то время как среднее значение скорости за весь период составляло 4 м/с. Наиболее продолжительный период сильных ветров (>5 м/с) в центральной части Карского моря наблюдался в течение 4 дней (10–13 июля 2016 года). Ветер в юго-западной части моря Лаптевых также был слабым или умеренным в течение большинства дней с 8 августа по 18 сентября 2017 года. Среднесуточная скорость ветра варьировала от 1 до 8 м/с, а среднее значение скорости за весь период составляло 4 м/с. Самый продолжительный период сильных ветров длился всего 3 дня (6–8 сентября 2017 года). Таким образом, влияние ветра на распространение плюмов Хатанги и Енисея в периоды, предшествовавшие экспедиционным измерениям, было незначительным.

Плюм Хатанги в период экспедиционных измерений с 17 по 18 сентября 2017 года был слабостратифицированным и занимал всю толщу воды в мелководной южной части эстуария (станции 5627–2629) из-за интенсивного приливного перемешивания (рис. 4.21а). Интенсивное приливное перемешивание речного стока с затекающими в придонном слое в эстуарий солеными морскими водами вызвало увеличение поверхностной солености и толщины плюма с 4 епс и 7 м (станция 5628) до 17 епс и 25 м (станция 5630) вдоль 120-километрового гидрологического разреза. В северной части эстуария плюм отрывался от морского дна, и его толщина постепенно уменьшалась до 11 м, а соленость поверхности увеличивалась до 21 епс (станция 5632). Далее на шельфе моря Лаптевых поверхностная соленость незначительно увеличивалась до 22 епс, а толщина незначительно уменьшалась до 9 м на расстоянии 100 км от Хатангского залива (станция 5591). Четкий градиент солености между плюмом и нижележащим морем практически не изменился вдоль этого участка разреза. Вертикальное расстояние между изохалинами 25 и 30 епс составляло 2–4 метра в северной части залива и на шельфе моря.

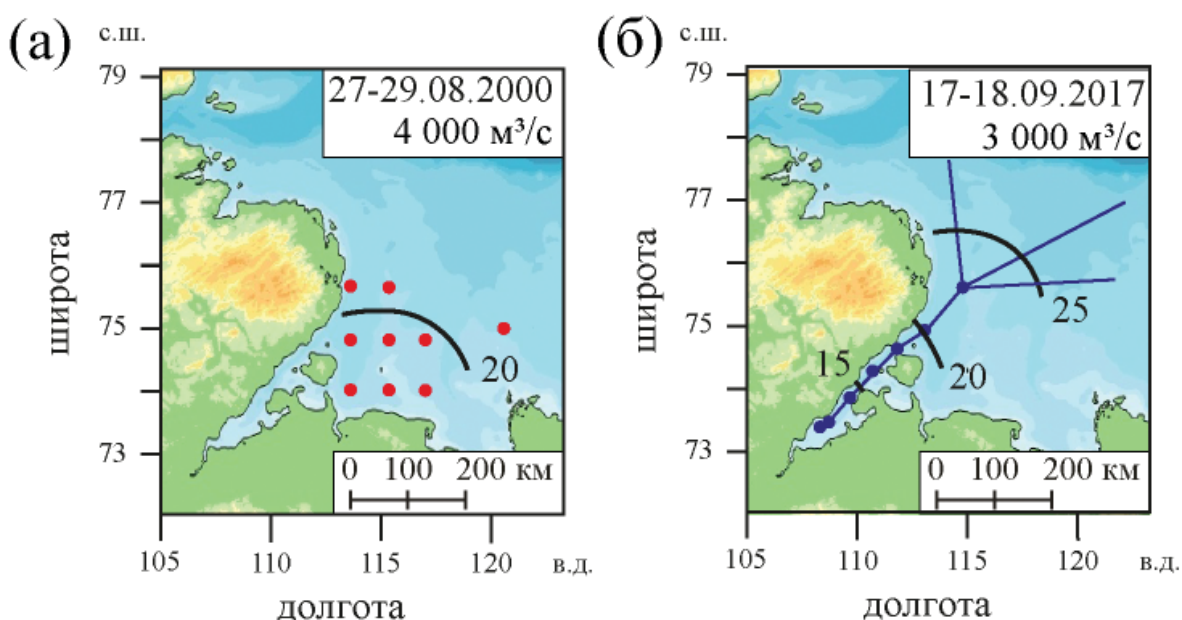
Пресноводный сток Хатанги подвергается интенсивному приливному перемешиванию в эстуарии, поэтому плюм Хатанги простирался от поверхности до дна в южной части эстуария и до глубины 20–25 м в его северной части (рис. 4.21б). В результате этого относительно небольшой объем пресной воды формировал глубокий, но сильно разбавленный речной плюм. Чтобы количественно оценить влияние эстуарного перемешивания на плюм Хатанги, было рассчитано вертикальное распределение доли пресной воды  $F = (S_0 - S) / S$  вдоль разреза (см.



**Рис. 4.21.** Структура солёности (а), вертикальное распределение доли пресной воды (б), вертикальное распределение локальных долей пресной воды по диапазонам солёности в столбе воды (в) вдоль разреза в Хатангском заливе и прилегающем шельфе моря Лаптевых 17–18 сентября 2017 года

рис. 4.21б), где  $S$  – наблюдаемая соленость,  $S_0$  – фоновая морская соленость, заданная равной 32.  $F$  равно отношению между объемами речной и морской воды, в результате смешения которых получается наблюдаемая соленость вдоль разреза в плюме Хатанги. Чтобы оценить процесс разбавления пресноводного стока в плюме Хатанги, были определены пять различных диапазонов солености вод плюма, а именно:  $0 < S < 5$ ,  $5 < S < 10$ ,  $10 < S < 15$ ,  $15 < S < 20$ ,  $20 < S < 25$ , а также диапазон солености  $S > 25$  для окружающего моря. Затем для всех вертикальных профилей солености на разрезе были рассчитаны локальные доли пресной воды в столбе воды среди этих диапазонов солености, т.е. какой процент от общего объема пресной воды, содержащейся в столбе воды, находится между изохалинами 0 и 5 епс (диапазон солености 0–5), между изохалинами 5 и 10 епс (диапазон солености 5–10) и т.д. (рис. 4.21в). Обработка вертикальных профилей солености показала, что соленость и доля пресной воды в плюме Хатанги незначительно изменялась при его распространении от устья реки в сторону открытой части моря Лаптевых. Из-за относительно равномерного разбавления вод плюма пресноводный сток в столбе морской воды постепенно смещался в сторону увеличения солености и переместился из диапазона солености 0–5 в районе устья реки в диапазон солености 20–25 в открытой части моря (см. рис. 4.21в).

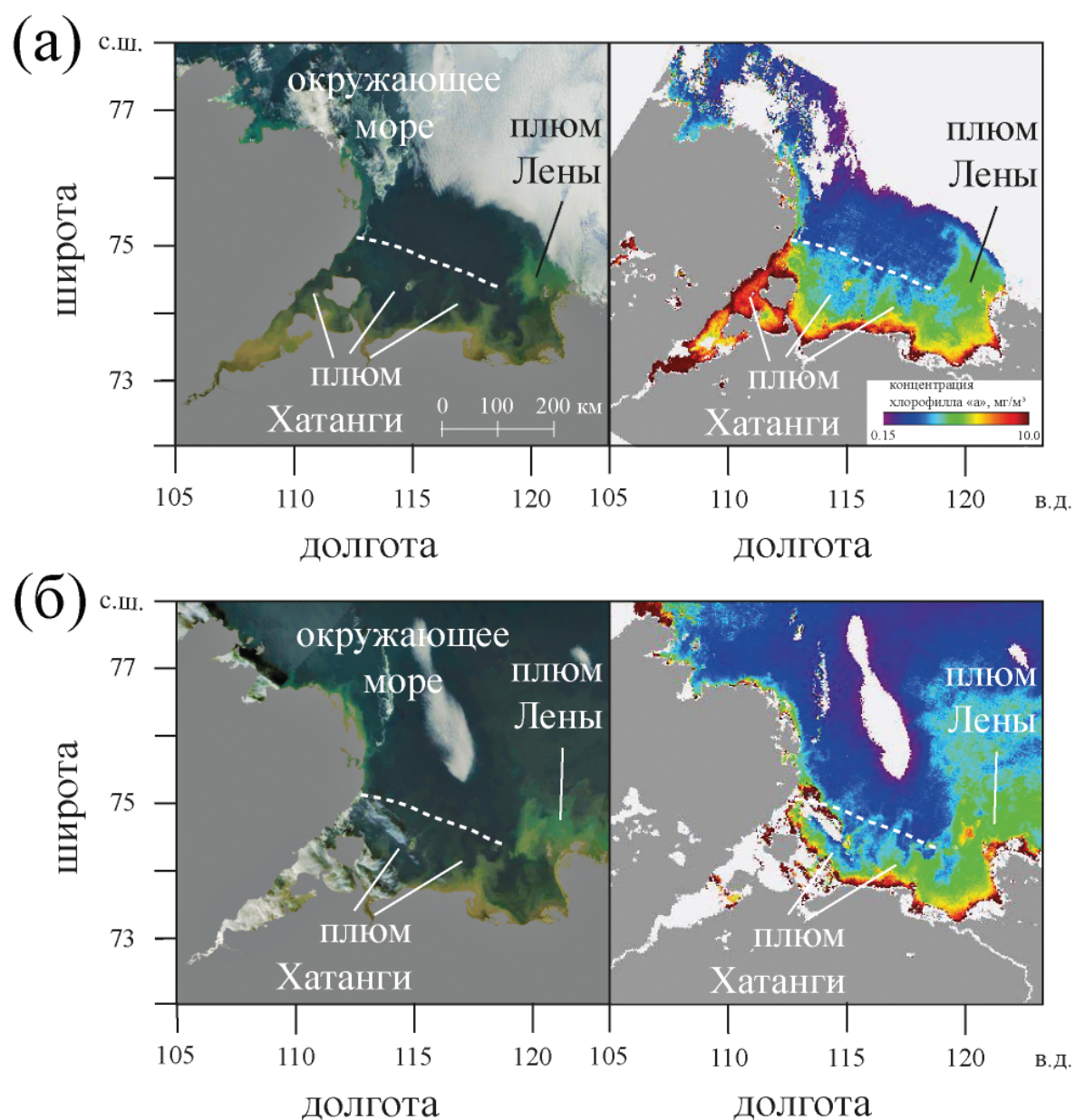
Натурные измерения, проведенные в июле 2016 года в Карском море в период пикового стока реки Енисей, показали, что горизонтальная протяженность плюма Хатанги в сентябре 2017 года была одного порядка с протяженностью плюма Оби–Енисея в июле 2016 года, сформированного на порядок большим речным стоком (рис. 4.22). Более того, максимальная толщина плюма Хатанги (25 м) более чем вдвое превышала толщину плюма Оби–Енисея, которая составляла 8–12 м от момента отрыва плюма от дна в Енисейском заливе до границы плюма с



**Рис. 4.22.** Расположение изохалин 15, 20 и 25 епс в поверхностном слое (черные линии) в западной части моря Лаптевых по данным натурных измерений, проведенных в августе 2000 года (а) и в сентябре 2017 года (б) в море Лаптевых

морскими водами в открытой части Карского моря. Чтобы подтвердить и оценить anomalно большой размер площади плюма Хатанги, были проанализированы натурные измерения солености в поверхностном слое, а также спутниковые снимки западной части моря Лаптевых за 2000–2019 годы (см. рис. 4.22; рис. 4.23, 4.24).

Река Хатанга является единственной крупной рекой, которая образует плюм в юго-западной части моря Лаптевых, так как плюм Лены не распространяется к западу от 120° в.д. и не



**Рис. 4.23.** Видимый диапазон (слева) и концентрация хлорофилла «а» (справа) на спутниковых снимках MODIS Terra западной части моря Лаптевых от 23 сентября (а) и 25 сентября (б) 2000 года

сливается с плюмом Хатанги [Fofonova et al., 2015]. Непрерывные измерения поверхностной солености вдоль маршрута судна в юго-западной части моря Лаптевых выявили северный и северо-восточный участки границы плюма Хатанги в сентябре 2017 года (см. рис. 4.22б). Поверхностная соленость была менее 25 епс на расстоянии 200–250 км от Хатангского залива и на расстоянии 450–500 км от устья реки. Другие натурные измерения, проведенные в юго-западной части моря Лаптевых в конце августа 2000 года, также выявили большую площадь плюма Хатанги (см. рис. 4.22а). Во время этих экспедиционных работ не было обнаружено четкого местоположения границы плюма из-за отсутствия непрерывных измерений поверхностной солености. Тем не менее, вертикальные профили солености, измеренные на гидрологических станциях, показали, что изохалина 20 епс в поверхностном слое находилась на расстоянии 50–200 км от Хатангского залива.

Спутниковые наблюдения района исследований, полученные в конце августа 2000 года, подтвердили оценку площади распространения плюма Хатанги на основе натурных измерений на гидрологических станциях (см. рис. 4.23). Совместный анализ спутниковых снимков в видимом диапазоне и спутниковых распределений хлорофилла «а» показал, что граница плюма Хатанги 23 и 25 августа 2000 года (через неделю после таяния льда и за 4 дня до натурных измерений в этом районе) была расположена на расстоянии 50–250 км от Хатангского залива, что соответствует результатам натурных измерений. Область распространения и граница плюма Хатанги также отчетливо видны на ряде относительно редких безоблачных спутниковых снимков западной части моря Лаптевых, сделанных в 2000–2019 годах (см. рис. 4.24). Спутниковые наблюдения показали значительную изменчивость положения и формы границы плюма Хатанги, предположительно связанную с изменчивостью ветрового воздействия. Взмучивание донных осадков в мелководных прибрежных районах к востоку от Хатангского залива зачастую препятствует детектированию юго-восточного участка границы плюма Хатанги. Тем не менее, спутниковые наблюдения показали, что плюм Хатанги регулярно занимает большую площадь в юго-западной части моря Лаптевых, прилегающей к Хатангскому заливу. Максимальная пространственная протяженность плюма Хатанги, наблюдаемая на спутниковых снимках в 2000–2019 годах, варьировала от 150 до 250 км.

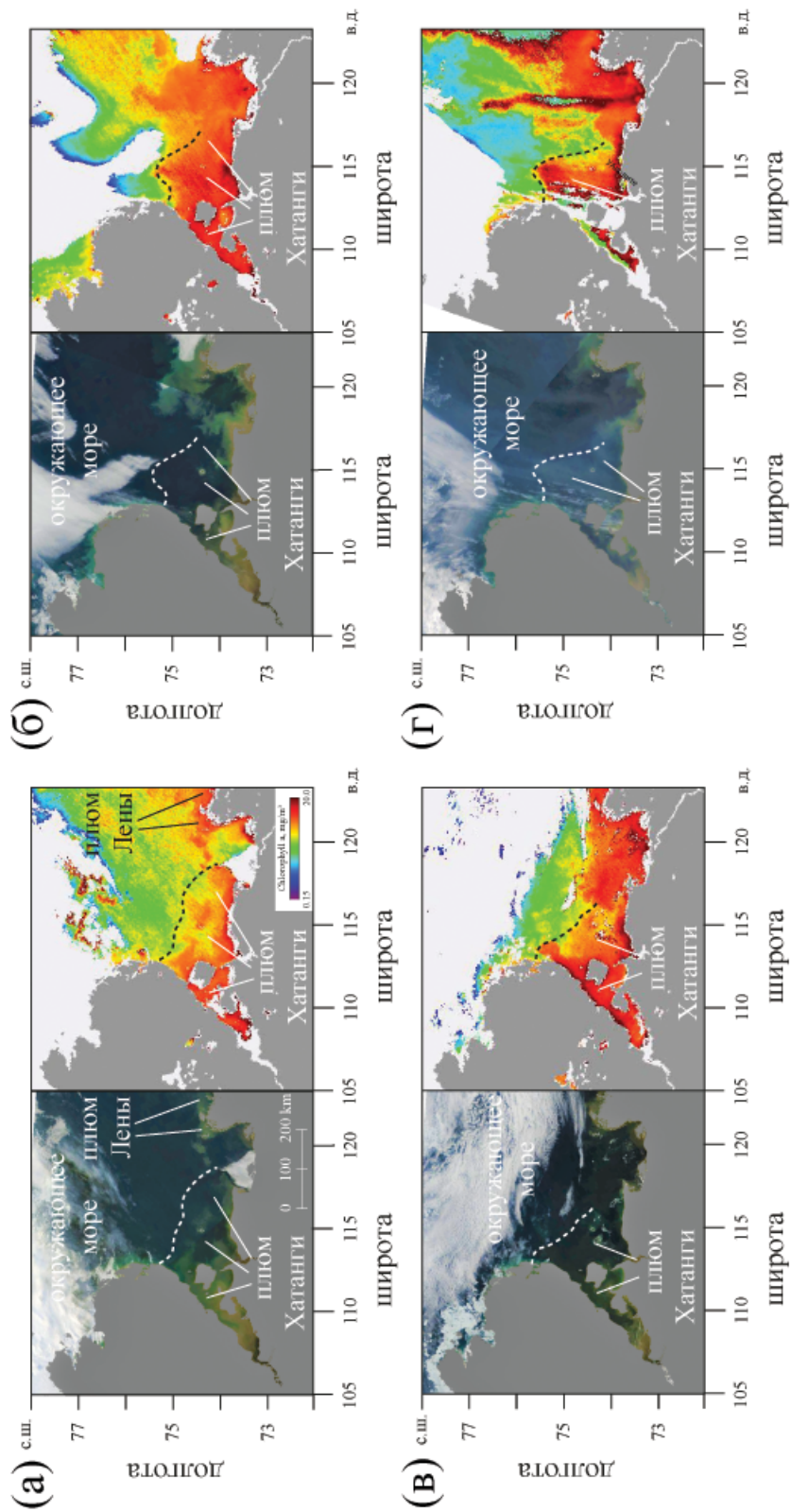
Динамика и перемешивание в эстуарии, определяемые пресноводным стоком и приливами, характеризуются двумя безразмерными параметрами: числом Фруда

$$Fr_f = \frac{U_R}{\sqrt{gSH \cdot 7.7 \cdot 10^{-4}}}$$

и параметром перемешивания

$$M = \frac{U_T^2 \cdot 10^{-3}}{wN_0 H^2},$$

где  $U_R$  – скорость впадающей реки,  $U_T$  – осредненная по глубине амплитуда скорости прилива в эстуарии,  $w$  – частота прилива,  $S$  – соленость окружающего моря,  $H$  – глубина устья,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $N_0 = \sqrt{\frac{gS \cdot 7.7 \cdot 10^{-4}}{H}}$  – частота плавучести для максимальной вариации солености в эстуарии [Geyer and MacCready, 2014]. Значения этих параметров для Енисейского и Хатангского заливов следующие:  $Fr_f^Y = 0.5 / (7.7 \cdot 10^{-4} \cdot 10 \cdot 32 \cdot 10)^{0.5} \approx 0.3$ ,  $M^Y = 10^{-3} \cdot (0.3)^2$



**Рис. 4.24.** Видимый диапазон (слева) и концентрация хлорофилла «а» (справа) на спутниковых снимках MODIS Terra и MODIS Aqua западной части моря Лаптевых от 8 августа 2003 года (а), 13 августа 2011 года (б), 8 августа 2013 года (в) и 3 августа 2019 года (г)

$/ (2.3 \cdot 10^{-5} \cdot (7.7 \cdot 10^{-4} \cdot 10 \cdot 32 / 10)^{0.5} \cdot (10)^2) \approx 0.2$ ;  $Fr_f^K = 0.1 / (7.7 \cdot 10^{-4} \cdot 10 \cdot 32 \cdot 10)^{0.5} \approx 0.06$ ,  $M^K = 10^{-3} \cdot (0.8)^2 / (2.3 \cdot 10^{-5} \cdot (7.7 \cdot 10^{-4} \cdot 10 \cdot 32 / 10)^{0.5} \cdot (10)^2) \approx 1.8$ , где верхние индексы  $Y$  и  $K$  относятся к Енисейскому и Хатангскому заливам. Таким образом, согласно классификации эстуариев, разработанной в [Geyer and MacCready, 2014], Енисейский залив является «эстуарием с клином осолоненных вод у дна», а Хатангский залив является «эстуарием с периодической стратификацией» [Михайлов и др., 2018].

Большой пресноводный сток реки Енисей ( $30\,000\text{ м}^3/\text{с}$ ) не испытывает интенсивного перемешивания в эстуарии и формирует относительно неглубокий (8–12 м) сильно стратифицированный плюм с невысокой соленостью. Проведенные натурные измерения показали, что граница плюма находилась в 200–250 км от Енисейского залива. С другой стороны, на порядок меньший сток реки Хатанга ( $3000\text{ м}^3/\text{с}$ ) формирует аномально глубокий (15–25 м), но сильно разбавленный и слабостратифицированный плюм (см. рис. 4.21а). Натурные измерения показали, что поверхностная соленость в юго-западной части моря Лаптевых была менее 25 епс на расстоянии 200–250 км от Хатангского залива (см. рис. 4.22в). Другие натурные измерения, проведенные в юго-западной части моря Лаптевых в конце августа 2000 года (см. рис. 4.22а), а также спутниковые наблюдения плюма Хатанги в 2000–2019 годах (см. рис. 4.23, 4.24) подтвердили, что площадь плюма Хатанги имела тот же порядок, что и площадь плюма Оби–Енисея.

Этот результат подтверждается вертикальным распределением пресной воды по диапазонам солености в плюмах Оби–Енисея и Хатанги. Большая часть объема пресной воды, содержащегося в плюме в южной части Енисейского залива, находилась в диапазоне солености 0–5 епс. После этого по мере распространения плюма в северную часть эстуария этот объем пресной воды переходил в диапазон солености 5–10 епс и оставался в нем при дальнейшем распространении плюма в открытом море. В результате 95% пресноводного стока Енисея было смешано с относительно небольшим объемом соленой морской воды и образовывало диапазоны солености 0–5 епс и 5–10 епс в пределах плюма, имеющего относительно небольшие объемы. С другой стороны, объем пресной воды, содержащийся в плюме Хатанги, постепенно переходил от диапазона солености 0–5 епс около устья реки до диапазона солености 20–25 епс в открытой части моря Лаптевых. Поэтому пресноводный сток Хатанги был разбавлен большим количеством соленой морской воды в эстуарии и образовывал диапазоны солености 20–25 епс в пределах плюма Хатанги, имеющего относительно большой объем. Этот плюм распространялся за пределы эстуария и занимал обширную площадь в юго-западной части моря Лаптевых. Таким образом, интенсивное приливное перемешивание в эстуарии приводило к формированию аномально глубокого и большого по площади плюма из относительно небольшого пресноводного стока реки Хатанги.

Для количественного определения и сравнения объемов соленой морской воды, которые смешиваются с пресноводным стоком в Енисейском и Хатангском заливах, использовались соотношения Кнудсена  $Q_{in} = S_{out} \cdot Q_{river} / (S_{in} - S_{out})$ ,  $Q_{out} = S_{in} \cdot Q_{river} / (S_{in} - S_{out})$ , где  $Q_{in}$  и  $Q_{out}$  – осредненные по времени объемы потоков из моря в эстуарий (заток в придонном слое) и из эстуария в море (выток в поверхностном слое),  $S_{in}$  и  $S_{out}$  – солености затока и вытока,  $Q_{river}$  – осредненный по времени сток из реки в эстуарий [Knudsen, 1900; Burchard et al., 2018]. Морские границы эстуариев были выбраны на станции 5632 для Хатангского залива и на станции 5336 для Енисейского залива. Расходы заток и вытоков для Енисейского залива в период экспедиционных измерений в сентябре 2017 года равны  $Q_{in}^Y = 8 \cdot 30\,000 / (32 - 8) \approx 10\,000\text{ м}^3/\text{с}$ ,  $Q_{out}^Y = 32 \cdot 30\,000 / (32 - 8) \approx 40\,000\text{ м}^3/\text{с}$ , в то время как соответствующие значения для Хатангского залива в июле 2016 года равны  $Q_{in}^K = 22 \cdot 3000 / (32 - 22) = 6600\text{ м}^3/\text{с}$ ,  $Q_{out}^K = 32 \cdot 3000 / (32 - 22) = 9600\text{ м}^3/\text{с}$ . Таким

образом, согласно этой оценке, сток Хатанги ( $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ ) смешивается в эстуарии с вдвое большим объемом соленой воды ( $6600 \text{ м}^3/\text{с}$ ), по сравнению со стоком Енисея ( $30\,000 \text{ м}^3/\text{с}$ ), который смешивается в эстуарии с втрое меньшим объемом соленой воды ( $10\,000 \text{ м}^3/\text{с}$ ).

Суммарное перемешивание  $N$  в Хатангском и Енисейском заливах можно оценить с помощью формулы  $N = S_{in} \cdot S_{out} \cdot Q_{river}$  [MacCready et al., 2018]. В силу того, что  $N^Y = 32 \cdot 8 \cdot 30000 \approx 7.7 \cdot 10^6 \text{ (г/кг)}^2 \text{ м}^3/\text{с}$ ,  $N^K = 32 \cdot 22 \cdot 3000 \approx 2.1 \cdot 10^6 \text{ (г/кг)}^2 \text{ м}^3/\text{с}$ , суммарное приливное перемешивание в Енисейском заливе в несколько раз больше, чем в Хатангском, из-за значительно большего поступления пресной воды в Енисейский залив. Морские границы эстуариев, для которых были рассчитаны эти оценки перемешивания, определялись в соответствии с морфологией этих эстуариев, т.е. на основе географических соображений. Границы эстуариев можно задавать и другим образом, опираясь на динамические процессы, характерные для эстуариев. В частности, внешняя граница эстуария может быть определена изохалиной  $S_E = \sqrt{S_{in} S_{out}}$ , суммарное перемешивание внутри этой изохалины совпадает с суммарным перемешиванием внутри эстуария, определенного географически [Burchard, 2019]. Подобный подход рассматривает перемешивание в эстуарии в терминах изохалинного, а не эйлерова пространства и, следовательно, воспроизводит непрерывный переход эстуарий – речной плюм. Значения подобных «устьевых соленостных границ» составляют ~16 епс для плюма Енисея и ~26.5 епс для плюма Хатанги. Эти «устьевые соленостные границы» простираются далеко в море от географических границ Хатангского и Енисейского заливов. Более того, эти границы в целом соответствуют границам плюмов, что свидетельствует о том, что динамические процессы, происходящие в относительно небольших по площади эстуариях (около  $10\,000 \text{ км}^2$ ), сильно влияют на распространение и перемешивание опресненных поверхностных слоев на больших по площади акваториях в открытом море.

Полученные результаты показывают, что не только речной расход и ветер, но и эстуарное перемешивание определяют пространственные масштабы больших речных плюмов. В частности, пример плюмов Хатанги и Енисея показывает, что плюмы одинаковой площади могут формироваться реками с очень различными объемами стока. По аналогии можно предположить, что реки с одинаковыми объемами стока могут формировать плюмы с очень различными площадями в случае различной интенсивности эстуарного перемешивания. Эти результаты позволяют по-новому взглянуть на процессы распространения и трансформации речного стока в прибрежном море, в том числе в Арктике. Значительная часть годового стока крупных арктических рек поступает в море в июне и июле, когда приустьевые и придельтовые области рек в основном покрыты льдом. В результате этого ветер оказывает лишь слабое влияние на формирование и распространение больших речных плюмов в эти периоды, что увеличивает важность условий перемешивания в эстуариях и придельтовых районах.

#### 4.4. Плюмы Колымы и Индигирки в Восточно-Сибирском море

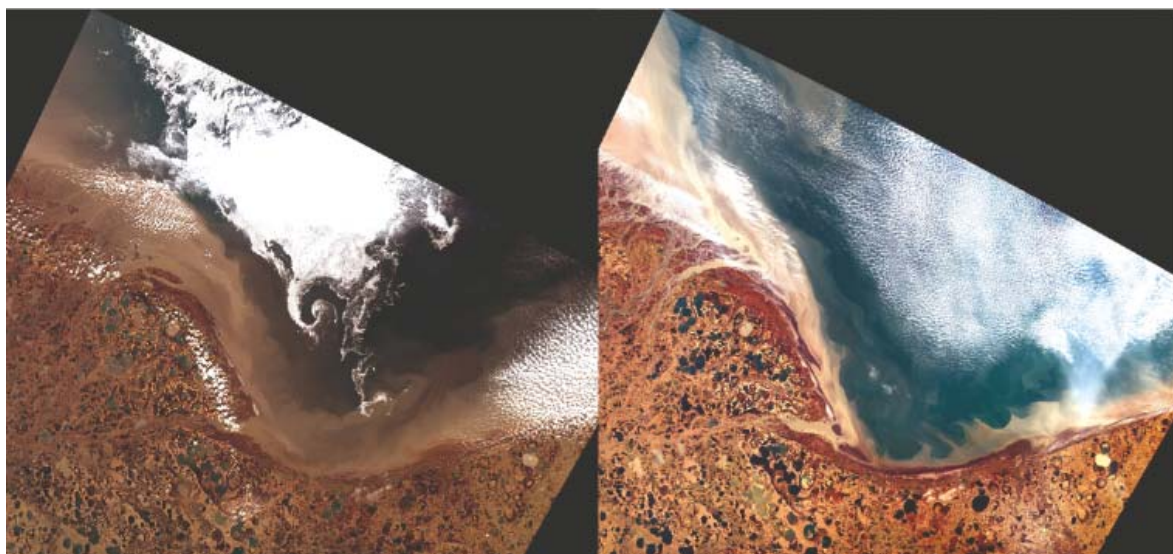
Колыма и Индигирка – крупнейшие реки, впадающие в Восточно-Сибирское море, с площадями водосборов в  $643\,000 \text{ км}^2$  и  $360\,000 \text{ км}^2$ . Объемы годового стока Колымы и Индигирки оцениваются в  $136 \text{ км}^3$  и  $61 \text{ км}^3$ , что вместе составляет 75% от всего материкового стока в Восточно-Сибирское море [Pavlov et al., 1996]. Обе реки при впадении в море образуют большие дельты. Дельта Колымы имеет протяженность около 110 км и площадь  $3000 \text{ км}^2$ , протяженность и площадь дельты Индигирки составляют 150 км и  $7600 \text{ км}^2$ . Обе реки имеют

преимущественно снеговое и дождевое питание, пик стока наблюдается в июне, после чего речной расход постепенно падает вплоть до октября [Pavlov et al., 1996]. Летний паводок более резко выражен у Колымы. Среднегодовое и максимальное зарегистрированные значения расхода воды в Колыме составляют 3400 и 26 200 м<sup>3</sup>/с, а в Индигирке – 1600 и 11 500 м<sup>3</sup>/с. Обе реки замерзают с середины октября по конец мая, в результате чего их расход падает почти до нуля. Индигирка (210 г/м<sup>3</sup>) и Колыма (120 г/м<sup>3</sup>) являются наиболее мутными реками среди всех крупных рек российской Арктики [Gordeev et al., 1997], что приводит к большому объему стока наносов из Колымы и Индигирки в Восточно-Сибирское море, оцениваемое в  $5.5 \cdot 10^6$  и  $13.7 \cdot 10^6$  тонн в год [Gordeev et al., 1997].

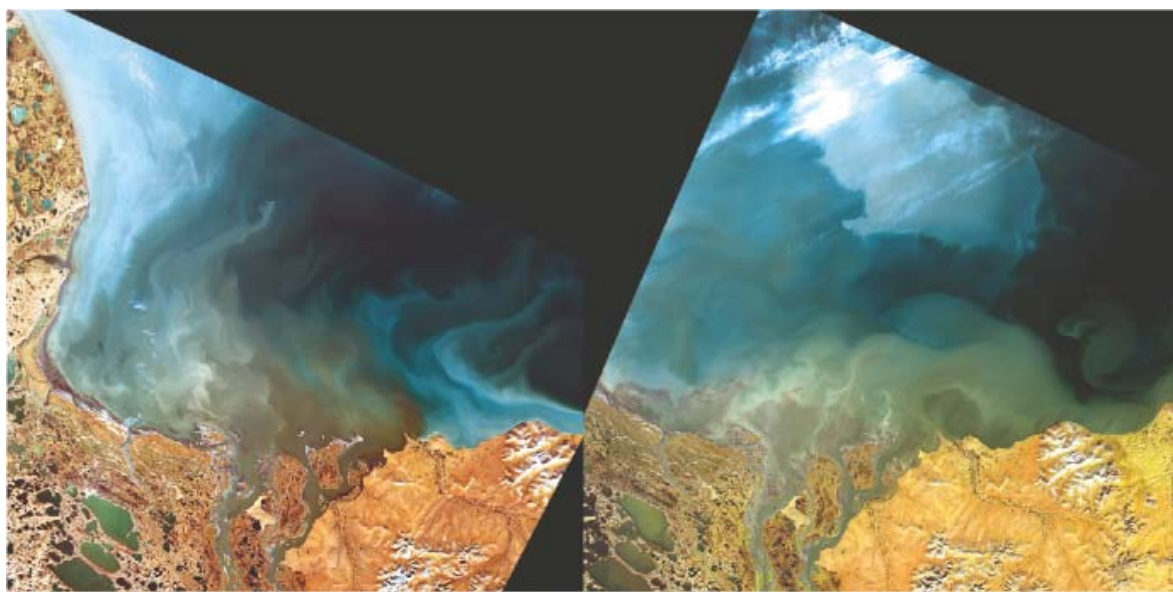
При впадении в море Индигирка и Колыма образуют речные плюмы, которые практически не были исследованы в силу своей удаленности, сложных климатических условий и короткого безледного периода в конце лета и начале осени. Для изучения плюмов Индигирка и Колыма были проанализированы данные натурных измерений, проведенные в рамках 69-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в сентябре 2017 года в прибрежной части Восточно-Сибирского моря, а также спутниковые снимки Landsat-8 плюмов Индигирки и Колымы. Малые глубины (менее 10 м) в районе дельт Индигирки и Колымы не позволили провести детальные исследования плюмов этих рек, измерения были проведены лишь на северных перифериях этих плюмов. Измерения солености в поверхностном слое, проводившиеся на расстоянии 40 км от дельты Индигирки, регистрировали минимальные значения солености 13–15 епс, соответствовавшие плюму Индигирки. Толщина плюма составляла 6–7 м, плум был хорошо перемешанным, соленость ниже плюма резко падала до 25–26 епс. При удалении от дельты Индигирки в северо-восточном направлении поверхностная соленость росла медленно и составляла 16 епс на расстоянии 100 км от дельты и 18 епс на расстоянии 150 км от дельты. Толщина опресненного поверхностного слоя при этом оставалась стабильной. Несмотря на большой речной расход у Колымы по сравнению с Индигиркой минимальная соленость поверхностного слоя, зарегистрированная на расстоянии 30 км от дельты Колымы, была всего 16–17 епс. Толщина плюма Колымы составляла 7 м, соленость ниже плюма Колымы также резко падала до 25–26 епс. На расстоянии 150 км от дельты к северо-востоку поверхностная соленость повышалась до 19 епс.

Итак, большие пространственные размеры и большая аномалия солености, наблюдавшиеся у плюма Индигирки по сравнению с плюмом Колымы, по-видимому, вызваны влиянием стока Лены. Этот сток формирует опресненную линзу, которая распространяется на большие площади в восточном направлении и охватывает придельтовые области Индигирки и Колымы. Более подробно динамика и изменчивость этого процесса описаны в разделе 5.4. В результате плюмы Индигирки и Колымы оказываются окружены этой линзой и не формируют резких горизонтальных градиентов с окружающим морем. При этом в силу близости дельты Индигирки к дельте Лены плум Индигирки оказывается в большей степени экранирован опресненной линзой от перемешивания с окружающим соленым морем, чем, по-видимому, и объясняются его большие размеры и аномалия солености. Более подробно структура и динамика этой опресненной линзы описаны в разделе 5.3.

Анализ спутниковых снимков Landsat-8 придельтовых зон Индигирки (рис. 4.25) и Колымы (рис. 4.26), сделанных в 2014–2019 годах, показал, что из-за формирования несколькими дельтовыми протоками плюмы Индигирки и Колымы вытянуты вдоль берега. Пространственные масштабы наиболее пресных и мутных придельтовых зон плюма не превышают 50 км. На пространственные масштабы плюмов Индигирки и Колымы также существенно влияют ветровые условия, эти плюмы часто бывают прижаты к берегу нагонными ветрами. Кроме того,



**Рис. 4.25.** Спутниковые изображения Landsat-8 плюма Индигирки, сделанные 17 июля 2016 года (слева) и 14 августа 2019 года (справа)



**Рис. 4.26.** Спутниковые изображения Landsat-8 плюма Колымы, сделанные 13 сентября 2014 года (слева) и 1 сентября 2018 года (справа)

на мелководных участках моря, прилегающих к дельтам Индигирки и Колымы, регулярно формируются ветровые апвеллинги, которые приводят к интенсивному перемешиванию больших участков этих плюмов и сокращают их площадь. Эти ветровые апвеллинги и их влияние на плюмы Индигирки и Колымы подробно описаны и проанализированы в разделе 5.3.

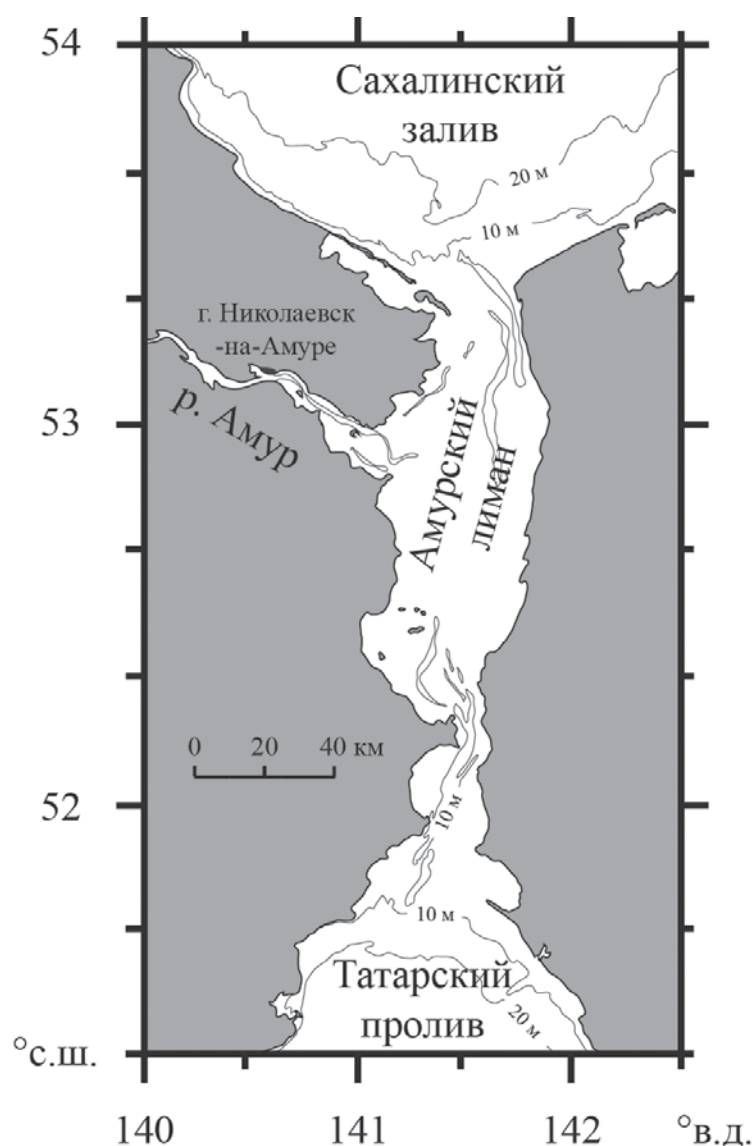
#### 4.5. Плюм Амура в Охотском и Японском морях

Амур, крупнейшая река российского Дальнего Востока, занимает девятое место в мире по площади водосборного бассейна ( $2\,129\,700\text{ км}^2$ ) и пятнадцатое место по объему стока ( $360\text{ км}^3/\text{год}$ ). Подавляющая часть стока Амура формируется за счет летне-осенних муссонных дождей, в результате чего на время паводка с мая по октябрь приходится 85–90% годового стока. Амур впадает в мелководный Амурский лиман (средняя глубина – 4 м), протянувшийся с севера на юг и имеющий сравнительно небольшие размеры ( $4200\text{ км}^2$ ). Амурский лиман связан с Сахалинским заливом Охотского моря с севера и Татарским проливом Японского моря с юга двумя узкими проливами шириной 24 км и 7 км (рис. 4.27). Таким образом, из-за своей формы Амурский лиман не является классическим речным лиманом, вытянутым вдоль направления течения реки. Этот факт существенным образом влияет на динамику плюма Амура, формирующегося в Амурском лимане, в частности, на его распространение в Сахалинском заливе и Татарском проливе [Глуховский и др., 1998; Жабин и др., 2010; Стробыкина и др., 2016].

Вместе с речной водой в Амурский лиман выносятся большое количество терригенной взвеси, биогенных элементов и антропогенных загрязнений [Жабин и др., 2005, 2010; Колтунов и др., 2009; Шулькин и др., 2014; Стробыкина и др., 2016]. Таким образом, значительный сток реки Амур в летне-осенний период оказывает существенное воздействие на физические, биологические и геохимические процессы как непосредственно в Амурском лимане и прилегающих акваториях Сахалинского залива и Татарского пролива [Жабин и др., 2005, 2010; Колтунов и др., 2009; Каретникова и Гаретова, 2009; Стробыкина и др., 2016], так и в масштабах всего Охотского моря [Fujisaki et al., 2014; Шулькин и др., 2014], чему были посвящены многочисленные исследования. Тем не менее, многие важные аспекты динамики самого плюма Амура остаются недостаточно изученными. Этот раздел посвящен исследованию распространения плюма Амура в Амурском лимане, Сахалинском заливе (рис. 4.28а) и Татарском проливе (рис. 4.28б) в период открытой воды (июнь–октябрь), и оценке степени влияния на этот процесс внешних факторов, а именно, объема речного расхода и ветрового воздействия [Осадчиев, 2017].

Для исследования пространственного распространения плюма Амура использовались спутниковые данные MERIS с 300-метровым пространственным разрешением. Исходные спутниковые данные обрабатывались с помощью модуля Case-2 Regional, в результате чего рассчитывались поверхностные распределения концентраций взвешенного вещества и хлорофилла «а» в исследуемом регионе. В силу того, что воды Амура содержат большое количество взвешенных и биогенных веществ по сравнению с фоновыми морскими водами, повышенные концентрации взвеси и хлорофилла «а» в прибрежных зонах, видимые на спутниковых снимках, являются хорошими маркерами речного плюма.

Были проанализированы спутниковые снимки MERIS, сделанные в 2004–2011 годах с июня по октябрь. Из-за частой облачной погоды в данном регионе, препятствующей расчету концентраций взвеси и хлорофилла «а» на оптических снимках, были отобраны лишь 34 спутниковых снимка, условия облачности на которых позволяли определить область распространения плюма Амура в Амурском лимане, Сахалинском заливе и Татарском проливе. Качественная валидация использования спутниковых снимков для оценки пространственного распространения плюма Амура основывалась на натурных данных о солёности, собранных во время экспедиций в данный район и опубликованных в работах [Жабин и др., 2005; Каретникова и Гаретова, 2009; Стробыкина и др., 2016].



**Рис. 4.27.** Батиметрическая карта Амурского лимана и прилегающих акваторий Сахалинского залива и Татарского пролива

На 17 рассмотренных снимках присутствовал активный вынос вод плюма Амура в Сахалинский залив, а на 6 – вынос в Татарский пролив, причем в 3 случаях имели место оба процесса, а в 14 активный вынос вод плюма из Амурского лимана отсутствовал (рис. 4.29). Оценка влияния внешних факторов на динамику распространения плюма Амура производилась на основе следующих данных о речном расходе и ветровом воздействии. Среднесуточные значения расхода Амура рассчитывались на основе измерений уровня реки, которые производились на гидрологическом посту, расположенном в городе Николаевске-на-Амуре в 40 километрах от створа речного устья (см. рис. 4.27). Атмосферное воздействие на плюм Амура



Рис. 4.28. Спутниковые изображения Landsat-8 вытока плюма Амура в Сахалинский залив 6 сентября 2013 года (а), и вытока плюма Амура в Татарский пролив 21 августа 2013 года (б)

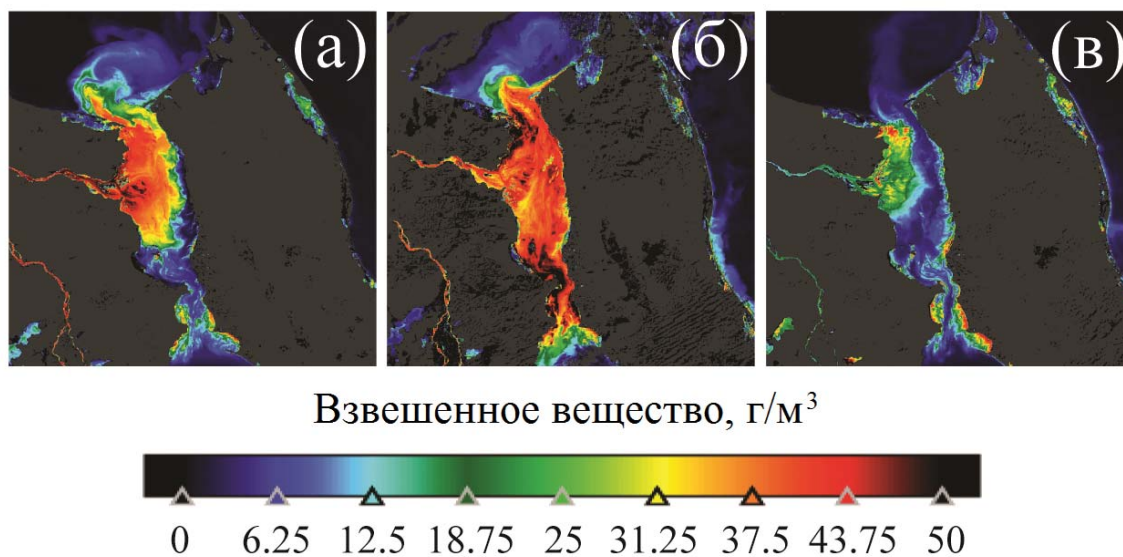


Рис. 4.29. Примеры выноса/отсутствия выноса вод плюма Амура на спутниковых картах MERIS поверхностного распределения концентраций взвеси в исследуемом районе: (а) вынос в Сахалинский залив (27 августа 2010 года), (б) вынос в Татарский пролив (7 октября 2009 года), (в) отсутствие выноса (4 сентября 2008 года)

исследовалось на основе данных 6-часового реанализа ветра MERRA с пространственным разрешением в 1/2 градуса по широте и 2/3 градуса по долготе. Для получения среднесуточных значений напряжения трения ветра в исследуемом регионе вначале рассчитывались векторные поля напряжения трения ветра. Затем полученные значения компонент напряжения трения ветра осреднялись по периоду в 72 часа, предшествующих рассматриваемому дню. Далее полученные значения осреднялись по отдельности по исследуемым регионам: для северной части Амурского лимана и прилегающей части Сахалинского залива (52.5°–53.5° с.ш., 140°40'–142° в.д.) и для южной части Амурского лимана и прилегающей части Татарского пролива (51.5°–52.5° с.ш., 140°40'–142° в.д.).

Согласно работе [Yankovsky and Chapman, 1997], зная физические параметры речного потока, можно рассчитать горизонтальный масштаб поверхностного растекания приустьевой части плюма в отсутствие внешнего воздействия с помощью формулы

$$L = \frac{2(3g'h + w^2)}{f\sqrt{2g'h + w^2}}$$

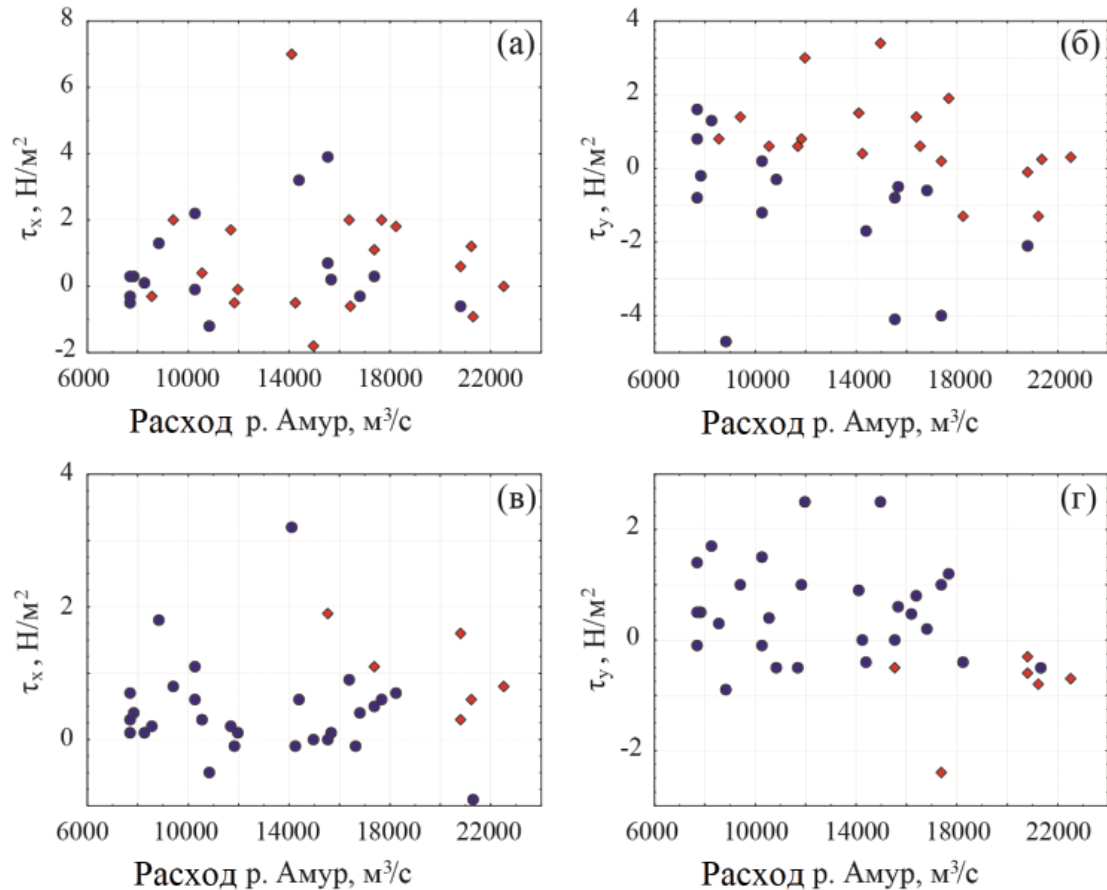
где  $g' = g \frac{\rho_s - \rho_p}{\rho_s}$  – редуцированное ускорение свободного падения,  $\rho_p$  – плотность воды в плюме,  $\rho_s$  – плотность воды в окружающем море,  $f$  – параметр Кориолиса,  $w$  – скорость стока реки,  $h$  – глубина реки в устье. В случае плюма Амура, задавая исходные параметры равными следующими значениям:  $\rho_p = 1008 \text{ кг/м}^3$ ,  $\rho_s = 1032 \text{ кг/м}^3$ ,  $f = 1.16 \cdot 10^{-4}$ ,  $w = 0.5 \text{ м/с}$ ,  $h = 3 \text{ м}$ , получаем

$$L = \frac{2(3 \cdot 0.23 \cdot 3 + 0.25)}{1.16 \cdot 10^{-4} \sqrt{2 \cdot 0.23 \cdot 3 + 0.25}} \approx 30 \text{ км},$$

что сравнимо с горизонтальными масштабами Амурского лимана (80 км в длину и 25–40 км в ширину).

Другая важная характеристика динамики плюма, стокое число Кельвина  $K = \frac{fL}{\sqrt{g'h}}$ , в случае плюма Амура принимает значение, равное  $K = \frac{1.16 \cdot 10^{-4} \cdot 3 \cdot 10^4}{\sqrt{0.23 \cdot 3}} \approx 4$ , что свидетельствует о значимом воздействии силы Кориолиса на распространение плюма Амура [Garvine, 1995]. Таким образом, в отсутствие внешнего воздействия и при идеализированной донной топографии и линии берега плюм Амура должен занимать большую часть площади Амурского лимана и формировать стационарное вдольбереговое течение в южном направлении. Тем не менее, в силу малых размеров, мелководности и замкнутости Амурского лимана, а также из-за активного ветрового воздействия, подобного течения не наблюдается. Напротив, плюм Амура значительно интенсивнее выносится в северном направлении в Сахалинский залив [Глуховский и др., 1998; Жабин и др., 2010].

Анализ значений расхода реки Амур ( $Q$ ), а также зональной ( $\tau_x$ ) и меридиональной ( $\tau_y$ ) компонент напряжения трения ветра для 34 рассматриваемых дней показывает, что формирование выноса вод плюма Амура в Сахалинский залив не обнаруживает связи с  $\tau_x$  (рис. 4.30а), но при этом имеет существенную зависимость от  $\tau_y$  (рис. 4.30б). Вынос вод плюма Амура в Татарский пролив, напротив, характеризуется значительной корреляцией с  $\tau_x$  (рис. 4.30в), но не зависит от  $\tau_y$  (рис. 4.30г)0. Таким образом, при относительно симметричной геометрии района исследования распространение плюма Амура на север определяется меридиональной компонентой напряжения трения ветра, а на юг – зональной.



**Рис. 4.30.** Значения расхода реки Амур и зональной (а, в) и меридиональной (б, г) компонент напряжения трения для рассматриваемых дней. Красные ромбы обозначают вынос вод плюма Амура в (а, б) Сахалинский залив и (в, г) Татарский пролив, а синие круги – отсутствие выноса

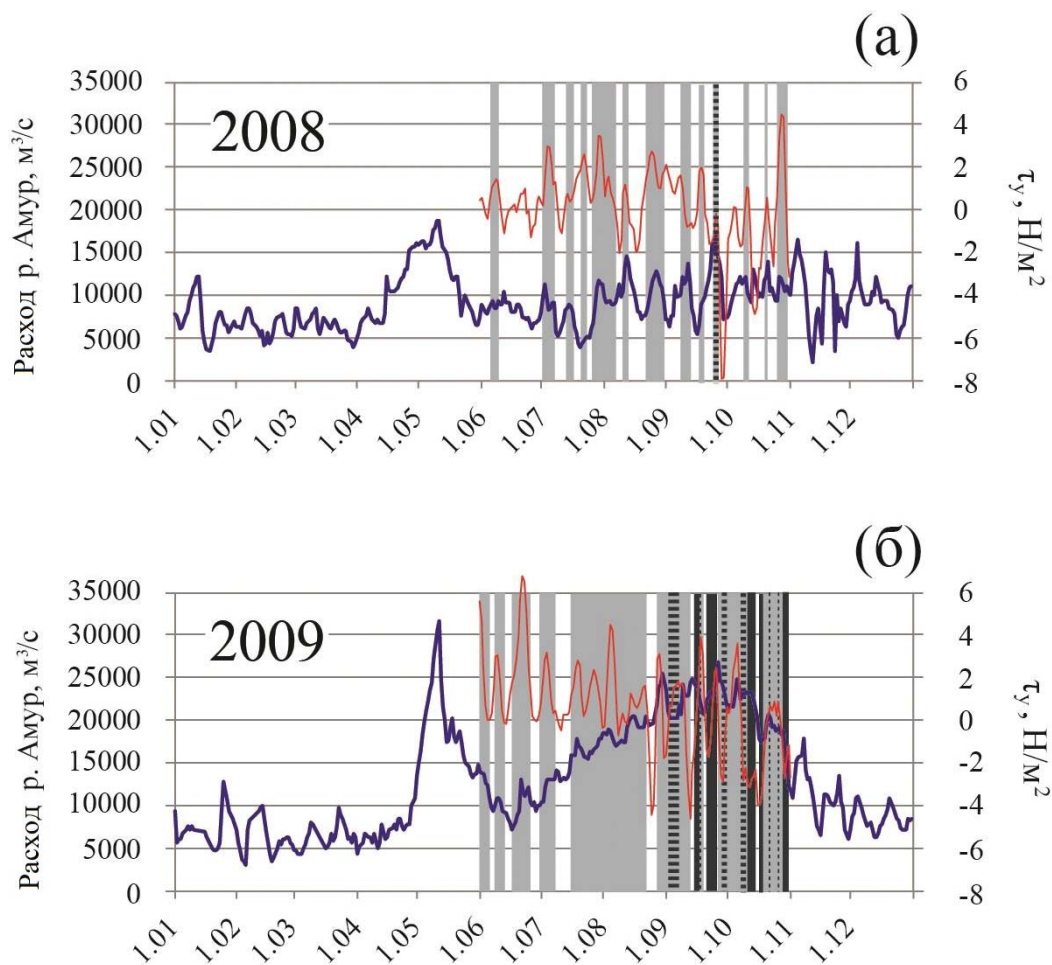
Полученные данные показывают, что активный вынос вод плюма Амура в Татарский пролив происходил только во время паводков на Амуре, когда его расход превышал  $15\,000\text{ м}^3/\text{с}$ . Этому процессу обязательно предшествовал западный ветер, вызывавший экмановский транспорт в южном направлении. В частности, при уровне расхода воды от  $15\,000$  до  $20\,000\text{ м}^3/\text{с}$  вынос происходил только при сильном ветре ( $\tau_x > 10^{-2}\text{ Н/м}^2$ ) (например, 25 августа 2004 года:  $Q = 17\,385\text{ м}^3/\text{с}$ ,  $\tau_x = 1.1 \cdot 10^{-2}\text{ Н/м}^2$ ) и не происходил при умеренном ветре (например, 22 августа 2006 года:  $Q = 17\,670\text{ м}^3/\text{с}$ ,  $\tau_x = 0.6 \cdot 10^{-2}\text{ Н/м}^2$ ). Если расход Амура был больше  $20\,000\text{ м}^3/\text{с}$ , то вынос происходил при любом, даже очень слабом, западном ветре (например, 25 июля 2005 года:  $Q = 20\,805\text{ м}^3/\text{с}$ ,  $\tau_x = 0.3 \cdot 10^{-2}\text{ Н/м}^2$ ), но не происходил при восточном ветре (например, 27 мая 2010 года:  $Q = 21\,233\text{ м}^3/\text{с}$ ,  $\tau_x = -1.1 \cdot 10^{-2}\text{ Н/м}^2$ ). При расходе менее  $15\,000\text{ м}^3/\text{с}$  вынос вод амурского плюма в Татарский пролив отсутствовал даже при очень сильном западном ветре (например, 11 сентября 2011 года:  $Q = 14\,108\text{ м}^3/\text{с}$ ,  $\tau_x = 3.2 \cdot 10^{-2}\text{ Н/м}^2$ ).

В силу того, что место впадения Амура в Амурский лиман находится почти в два раза ближе к Сахалинскому заливу (40–50 км), чем к Татарскому проливу (90–100 км), а ширина створа Сахалинского залива (24 км) значительно больше ширины створа пролива Невельского (7 км), активный вынос вод плюма Амура в Сахалинский залив требует значительно менее интенсивного внешнего воздействия. В частности, вынос возможен даже при относительно низких значениях расхода Амура (8500–15 000 м<sup>3</sup>/с) при умеренном северном ветре ( $\tau_y > 0.5 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup>) (например, 07 июня 2007 года:  $Q = 11\,828$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_y = 0.8 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup>), но при слабом ветре вынос не происходит (например, 25 июня 2006 года:  $Q = 10\,260$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_y = 0.2 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup>). При совсем низком расходе (менее 8500 м<sup>3</sup>/с) даже сильного ветра уже недостаточно для выноса (например, 22 августа 2008 года:  $Q = 8265$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_y = 1.3 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup>). При высоком уровне расхода активный вынос плюма Амура в Сахалинский залив не требует ветрового воздействия, и роль ветра с усиливающейся меняется на сдерживающую. Так, уже при уровне расхода от 15 000 до 18 000 м<sup>3</sup>/с вынос происходил даже при практически полном отсутствии ветра (например, 2 сентября 2011 года:  $Q = 17\,385$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_y = 0.2 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup>), но не происходил при умеренном северном ветре (например, 5 июля 2006 года:  $Q = 15\,675$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_y = -0.5 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup>). При расходе более 18 000 м<sup>3</sup>/с только воздействие очень сильного северного ветра ( $\tau_y < -2.0 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup>) препятствует формированию выноса (например, 25 июня 2005 года:  $Q = 20\,805$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_y = -2.1 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup>), а при сильном или умеренном северном ветре вынос происходит (например, 20 сентября 2009 года:  $Q = 21\,233$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_y = -1.3 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup>).

Для того чтобы оценить частоту и продолжительность активного выноса вод плюма Амура в Сахалинский залив и Татарский пролив в период открытой воды, были выработаны следующие критерии формирования выноса в Сахалинский залив:  $Q > 18\,000$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_y > -2.0 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup> или  $18\,000 > Q > 15\,000$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_y > -0.5 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup> или  $15\,000 > Q > 8500$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_y > 0.5 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup> или  $Q < 8500$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_y > 2.0 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup>; и в Татарский пролив:  $Q > 20\,000$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_x > 0$  Н/м<sup>2</sup> или  $20\,000 > Q > 15\,000$  м<sup>3</sup>/с,  $\tau_y > 1.0 \cdot 10^{-2}$  Н/м<sup>2</sup>. Применяв эти условия к данным реанализа ветра MERRA и данным расхода Амура за 2002–2011 годы, были рассчитаны периоды выноса вод плюма Амура в Сахалинский залив и Татарский пролив. Примеры лет, характеризующихся пониженным (2008 год) и повышенным (2009 год) выносом плюма Амура из Амурского лимана, представлены на [рис. 4.31](#).

Общая продолжительность активного выноса плюма Амура в Сахалинский залив в 2002–2011 годах в период открытой воды составила 742 дня, т.е. практически половину исследуемого периода. Межгодовая изменчивость времени выноса была достаточно большой и колебалась от 1.5 месяцев (50 дней в 2002 и 2008 годах, 51 день в 2007 году) до 3.5 месяцев (102 дня в 2006 году, 108 дней в 2009 году). Наиболее продолжительный период непрерывного активного выноса плюма Амура в Сахалинский залив происходил в течение 76 дней подряд в июле–октябре 2006 года. Суммарная продолжительность периодов выноса плюма Амура в Татарский пролив была гораздо меньше: 154 дня, или 10% исследуемого периода. Межгодовая изменчивость времени выноса была очень значительной и колебалась от нескольких дней (2 дня в 2008 году, 3 дня в 2002 году, 4 дня в 2007 году, 6 дней в 2006 году) до 1.5 месяцев (39 дней в 2010 году, 44 дня в 2009 году). Наиболее продолжительный период непрерывного интенсивного выноса плюма Амура в Татарский пролив происходил в течение 27 дней подряд в сентябре 2010 года.

Итак, были исследованы причины, вызывающие вынос вод плюма Амура из Амурского лимана в прилегающие акватории Сахалинского залива и Татарского пролива в июне–октябре, получены оценки частоты и продолжительности этих процессов, а также рассмотрена



**Рис. 4.31.** Расход Амура (синяя линия) и  $\tau_y$  для Сахалинского залива (красная линия) в (а) 2008 и (б) 2009 годах, а также рассчитанные периоды выноса вод амурского плюма в Сахалинский залив (серые полосы) и Татарский пролив (черные полосы). В случае одновременного выноса амурского плюма в Сахалинский залив и Татарский пролив полосы показаны пунктиром

их сезонная и межгодовая изменчивость. Совместный анализ спутниковых снимков исследуемого региона и сопутствующих ветровых условий и расхода воды позволил определить спектр значений напряжения трения ветра и расхода Амура, при которых формируются данные процессы. В частности, было показано, что выносу вод плюма Амура в Сахалинский залив способствовал южный ветер, в то время как распространение плюма Амура в Татарский пролив происходило под воздействием ветров восточных румбов, вызывавших экмановский транспорт в южном направлении. На основе анализа данных о ветре и расходе Амура за 10-летний период (2002–2011 годы) было показано, что сочетание климатических колебаний расхода Амура и ветровых условий в Амурском лимане и прилегающих акваториях в период

открытой воды способствуют частому формированию интенсивного выноса вод плюма Амура и переносимых ими терригенной взвеси, биогенных элементов и антропогенных загрязнений из Амурского лимана в Сахалинский залив. Данный процесс наблюдается в среднем в течение половины дней в июне–октябре и может иметь непрерывную продолжительность до 2.5 месяцев. Подобный вынос вод может существенным образом влиять на качество вод, загрязнение, первичную продукцию и биологические ресурсы в Сахалинском заливе, в первую очередь в его южной части. Вынос вод плюма Амура в Татарский пролив происходит гораздо менее интенсивно, в среднем в 5 раз реже, чем в Сахалинский залив. Более того, в отдельные годы продолжительность выноса вод плюма Амура в Татарский пролив может составлять всего несколько дней.

#### 4.6. Плюм Азовского моря в Черном море

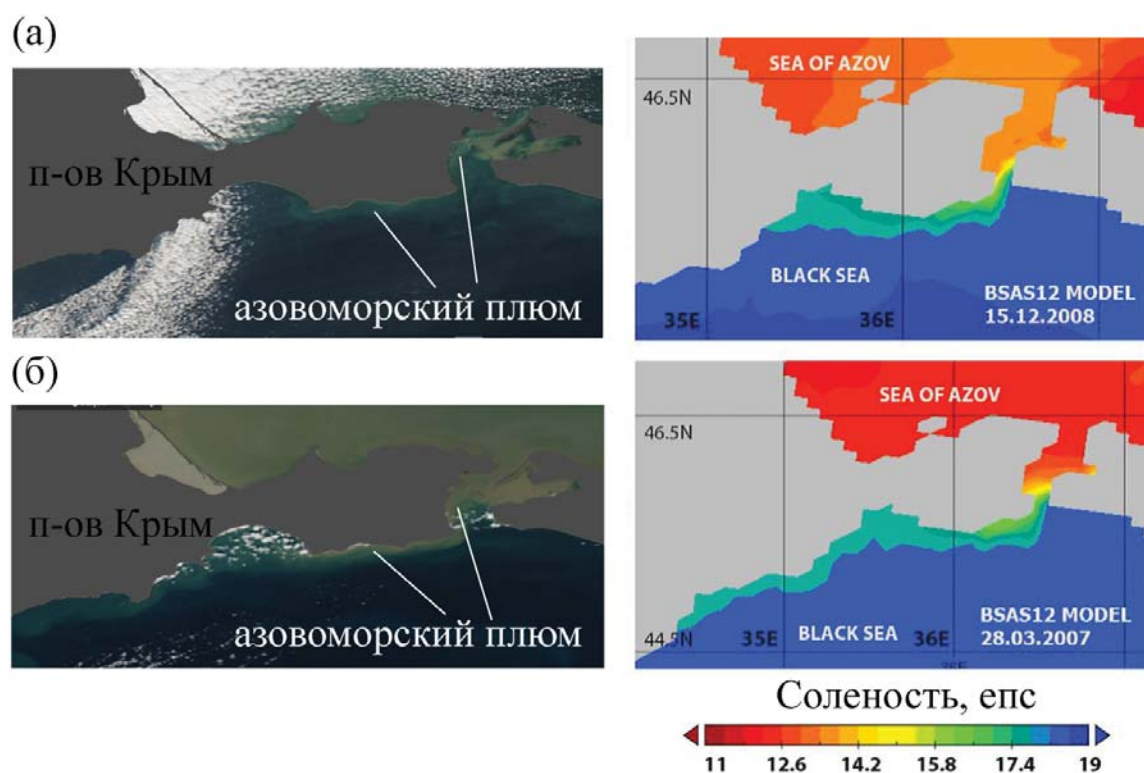
Азовское море – одно из самых маленьких и самых мелких морей в мире. Площадь водосбора Азовского моря (586 000 км<sup>2</sup>) в 15 раз превышает площадь самого моря (39 000 км<sup>2</sup>), поэтому в него поступает аномально большой речной сток, годовой объем которого колеблется в диапазоне 20–54 км<sup>3</sup>, т.е. только на порядок меньше объема моря (290 км<sup>3</sup>) [Ильин и др., 2009]. На долю Дона и Кубани приходится 95% годового речного стока в море, эти реки впадают в северо-восточную и юго-восточную части Азовского моря, соответственно. Южная часть Азовского моря соединена с северо-восточной частью Черного моря через длинный (45 км) и узкий (4–15 км) Керченский пролив. Гидрологические характеристики и общая циркуляция Азовского моря определяются речным стоком и водообменом с Черным морем. Для Азовского моря отмечается низкая соленость воды (1–12 епс) [Гоптарев и др., 1991], вызванная большим стоком пресной воды и ограниченным водообменом с более соленым Черным морем (17–18 епс) [Иванов и Белокопытов, 2011] через узкий Керченский пролив. Таким образом, Азовское море – это небольшой, неглубокий и опресненный водоем, который можно рассматривать как большой эстуарий Дона и Кубани, впадающий в Черное море через Керченский пролив.

Ограниченный водообмен через узкий пролив препятствует перемешиванию между этими водоемами, что приводит к значительным различиям между физическими и химическими характеристиками вод Черного и Азовского морей, в том числе между концентрациями в них растворенных и взвешенных компонентов. Таким образом, вынос азовоморской водной массы через Керченский пролив и ее последующее распространение в Черном море значительно влияет на многие региональные процессы, включая циркуляцию в прибрежной зоне, первичную продуктивность, качество воды, антропогенное загрязнение и отложение терригенного материала [Алескерова и др., 2017; Ижицкий и Завьялов, 2017; Kubryakov et al., 2019; Zavialov et al., 2020]. Воздействие водообмена на эти процессы зависит, во-первых, от физических и химических характеристик взаимодействующих водных масс и, во-вторых, от изменчивости направления водообмена, т.е. от частоты, продолжительности и интенсивности периодов водообмена [Симонов и Альтман, 1991; Ломакин и др., 2008; Сапожников и др., 2013; Чепыженко и др., 2015].

На основе анализа спутниковых снимков, данных реанализа ветра и численного моделирования с использованием модели NEMO было установлено, что процесс водообмена между Азовским и Черным морями через Керченский пролив определяется баротропным градиентом давления, индуцируемым ветровым воздействием [Zavialov et al., 2020]. Колебания стоков

рек Дон и Кубань в Азовское море не оказывают значимого влияния на направление и интенсивность водообмена через Керченский пролив на синоптическом и сезонном временных масштабах в силу относительно большого объема Азовского моря по сравнению с объемами стоков этих рек. В результате этого в узкой и мелководной части Керченского пролива практически все время формируется однонаправленный поток в северном (из Черного моря в Азовское море, 47% времени за год) или южном (из Азовского моря в Черное море, 41% времени за год) направлении.

Переносы вод из Азовского моря в Черное вызываются умеренными и сильными северо-восточными ветрами, что приводит к формированию приповерхностного плюма опресненных азовоморских вод в Черном море. Азовоморский плум характеризуется повышенными концентрациями взвешенного вещества и хлорофилла «а» и может быть отслежен на спутниковых снимках. Азовоморский плум распространяется в форме квазигеострофического течения вдоль юго-восточного побережья Крыма, но не затрагивает область к востоку от Керченского пролива, в частности – прибрежную зону Краснодарского края, из-за влияния даунвеллинговых ветровых условий и силы Кориолиса (рис. 4.32). В силу своей зависимости от локальных ветровых условий, водообмен в Керченском проливе характеризуется значительной синоптической изменчивостью. Продолжительность большинства периодов затoka азовоморских вод



**Рис. 4.32.** Оптический спутниковый снимок MERIS (слева) и распределение поверхностной солености по данным численного моделирования NEMO (справа), иллюстрирующие распространение азовоморского плюма в Черном море 12 декабря 2008 года (а) и 28 марта 2007 года (б)

в Черное море не превышает 5 дней. Из-за этого наибольшие зарегистрированные вдольбереговая протяженность и площадь азовоморского плюма не превышают 200 км и 2000 км<sup>2</sup>. После прекращения действия северо-восточного ветра и поступления азовоморских вод в Черное море азовоморский плюм диссипирует в течение нескольких дней. Краткосрочные, но регулярные периоды формирования и распространения азовоморского плюма в северо-восточной части Черного моря приводят к существенному понижению солености, повышению уровня взвешенных и растворенных загрязняющих веществ вдоль юго-восточного побережья Крыма, что влияет на многие физические, биологические и геохимические процессы в этом регионе.

С помощью совместной численной модели STRiPE и NEMO были проведены серии численных экспериментов, направленных на расчет наиболее вероятных сценариев распространения азовоморского плюма на шельфе черноморского побережья Крыма в различных гидрометеорологических и океанологических условиях. В качестве полигона моделирования задавался участок черноморского шельфа между городами Новороссийском и Алуштой, включая акваторию Керченского пролива (44.5–45.25° с.ш., 34.5–37.5° в.д.). Численная модель была верифицирована на основе натурных и спутниковых данных, собранных в рассматриваемом регионе в период экспедиционных работ 17–22 мая 2015 года, 23–28 мая 2016 года и 10–14 сентября 2016 года. Далее с помощью численной модели был воспроизведен ряд основных среднеклиматических сценариев распространения загрязнений в исследуемом регионе. В разных сценариях задавались различные конфигурации внешних параметров модели, а именно – расход азовоморских вод через Керченский пролив, скорость поступления азовоморских вод в Черное море, соленость поступающих вод, ветровое воздействие.

В рамках зимнего сценария распространения азовоморского плюма задавался северо-восточный ветер скоростью 5 м/с, расход азовоморских вод через Керченский пролив задавался равным 4000 м<sup>3</sup>/с, скорость их поступления в Черное море – 16 см/с. При зимнем сценарии эти воды активно поступали на северо-восточную часть шельфа Крыма и формировали азовоморский плюм, распространявшийся вдоль побережья Крыма в западном направлении. Ширина азовоморского плюма (поперечная берегу) составляла 15–25 км от мыса Такиль до мыса Чауда, далее происходил заток азовоморских вод в Феодосийский залив, вся площадь которого попадала в зону влияния азовоморского плюма. Интенсификация перемешивания азовоморского плюма с нижележащими морскими водами в Феодосийском заливе приводила к тому, что западнее залива ширина азовоморского плюма постепенно уменьшалась вплоть до мыса Меганом, за которым происходил отрыв струи азовоморского плюма от берега и его окончательная диссипация. Таким образом, площадь азовоморского плюма в рамках зимнего сценария превышала 1800 км<sup>2</sup>.

Весенний сценарий распространения азовоморского плюма характеризовался умеренным (2.5 м/с) восточным ветром, расход азовоморских вод через Керченский пролив задавался равным 3500 м<sup>3</sup>/с, скорость их поступления в Черное море – 14 см/с. При весеннем сценарии распространение азовоморского плюма, как и в случае зимнего сценария, происходило вдоль побережья Крыма в западном направлении, однако лишь до мыса Чауда. Западнее мыса Чауда происходил заток азовоморского плюма в восточную часть Феодосийского залива и его последующая диссипация. Из-за меньшего расхода азовоморских вод и меньшей скорости ветра, чем при зимнем сценарии, западнее мыса Киик-Атлама азовоморский плюм не распространялся. Ширина азовоморского плюма при весеннем сценарии (15–20 км) была практически такой же, как и при зимнем сценарии. Площадь азовоморского плюма в рамках весеннего сценария была около 1100 км<sup>2</sup>.

Летний сценарий распространения азовоморского плюма моделировался под воздействием восточного ветра скоростью 5 м/с, расход азовоморских вод через Керченский пролив задавался равным 3000 м<sup>3</sup>/с, скорость их поступления в Черное море – 12 см/с. Летний сценарий также характеризовался распространением азовоморского плюма вдоль побережья Крыма в западном направлении, однако из-за меньшего расхода азовоморских вод и большей скорости ветра, чем при весеннем сценарии, толщина этого плюма была существенно меньше, 5–15 км. Как и при весеннем сценарии, азовоморский плюм распространялся вплоть до мыса Чауда и диссипировал в восточной части Феодосийского залива. Площадь азовоморского плюма в рамках летнего сценария была около 700 км<sup>2</sup>.

Осенний сценарий распространения азовоморского плюма был схож с зимним. В его рамках задавался северо-восточный ветер скоростью 3.5 м/с, расход азовоморских вод через Керченский пролив задавался равным 3250 м<sup>3</sup>/с, скорость их поступления в Черное море – 13 см/с. При осеннем сценарии распространение азовоморского плюма вдоль побережья Крыма происходило до мыса Киик-Атлама, в частности, азовоморский плюм занимал восточную и северную части Феодосийского залива. Ширина его от мыса Такиль до мыса Чауда составляла 15–20 км. Западнее мыса Киик-Атлама азовоморский плюм не распространялся. Площадь азовоморского плюма в рамках осеннего сценария составляла около 1000 км<sup>2</sup>.

#### 4.7. Выводы по четвертой главе

Гидрофизические процессы, происходящие в относительно небольших по площади приустьевых областях крупных рек, в непосредственной близости от источников пресноводного стока, играют ключевую роль в формировании гидрологической структуры в гораздо больших пространственных масштабах шельфовых акваторий, находящихся под влиянием пресноводного стока.

Пространственная и вертикальная структура донных осадков в центральной части Карского моря несет в себе информацию о процессах распространения и взаимодействия плюмов Оби и Енисея. Под воздействием продолжительного южного ветра могут происходить затопки плюма Оби в западную часть Енисейского залива. В этот же период плюм Енисея формирует узкое опресненное вдольбереговое течение, распространяющееся на север вдоль побережья полуострова Таймыр, изолированное плюмом Оби от перемешивания с солеными морскими водами. Это течение регулярно формируется в августе–октябре и приводит к переносу больших объемов опресненных енисейских вод в центральную часть Карского моря, что может ускорять процессы осеннего ледообразования. Частота и продолжительность таких периодов характеризуются синоптическим временным масштабом и значительной межгодовой изменчивостью. С помощью новых геохимических методов анализа донных осадков, позволяющих определять обское, енисейское или смешанное обско-енисейское происхождение донных осадков, были идентифицированы слои смешанных обско-енисейских осадков в колонках донных осадков, отобранных в Енисейском заливе, что свидетельствует о долговременных периодах затопки плюма Оби в Енисейский залив. На основе полученных данных были восстановлены периоды долговременных затопок плюма Оби в Енисейский залив за 1948–2018 годы.

Исследована структура и сезонная изменчивость плюма реки Лены в юго-восточной части моря Лаптевых, прилегающей к восточной части дельты реки Лены, и в губе Буор-Хая. В течение летнего периода происходит аккумуляция пресноводного стока реки Лены в губе

Буор-Хая. В осенний период пониженная соленость в этом полуизолированном и мелководном заливе сохраняется значительно дольше, чем в области, непосредственно прилегающей к восточной части дельты реки Лены, что нетипично для плумов крупных рек. Таким образом, губа Буор-Хая служит резервуаром пресноводного стока в течение длительного осенне-зимнего периода. Более того, этот залив служит вторичным источником опресненных и теплых вод в юго-восточной части моря Лаптевых, сравнимым по объему со стоком реки Лены в период осенне-зимней межени.

Изучено влияние эстуарных условий на формирование плюма Хатанги. Сильные приливы в Хатангском заливе приводят к перемешиванию пресноводного стока реки Хатанга с вдвое большим объемом соленых морских вод непосредственно в речном эстуарии. В результате этого в юго-западной части моря Лаптевых формируется сильно перемешанный, но аномально глубокий и большой по площади плум Хатанги. В частности, площадь плюма Хатанги всего в два раза меньше площади плюма Оби-Енисея, а максимальная толщина плюма Хатанги в полтора раза превышает максимальную толщину плюма Оби-Енисея, при этом сток Хатанги в 20 раз меньше, чем суммарный сток Оби и Енисея. Полученные результаты показывают, что приливное перемешивание в небольшом по площади эстуарии определяет содержание пресной воды в речном плюме и оказывает влияние на его пространственные масштабы на обширных участках шельфа, сравнимое с влиянием объема речного стока и ветрового воздействия. В частности, речные плумы со сходными площадями могут формироваться реками со значительно различающимися объемами стока.

Исследованы процессы, вызывающие перенос вод плюма Амура в Охотском море из Амурского лимана в прилегающие акватории Сахалинского залива и Татарского пролива. В июне-октябре происходит регулярный вынос вод Амурского плюма из Амурского лимана в Сахалинский залив, вызываемый паводковым стоком реки Амур при отсутствии сильных северных ветров или сильными южными ветрами во время периодов умеренного стока. Оценка частоты и продолжительности данного процесса показала, что он происходит в среднем в течение половины дней в июне-октябре и может иметь непрерывную продолжительность до 2.5 месяцев. Распространение Амурского плюма в Татарский пролив является существенно более редким событием. Оно происходит только во время паводка на Амуре и под воздействием сильных западных ветров, которые вызывают экмановский транспорт в южном направлении. Средняя продолжительность данного процесса в течение периода открытой воды оценивается в 15 дней, однако в отдельные годы она может составлять всего несколько дней.

Изучены процессы формирования и распространения азовоморского плюма в северо-восточной части Черного моря. Водообмен в Керченском проливе в большинстве случаев является однонаправленным и определяется баротропной компонентой градиента давления, зависящей от региональных ветровых условий. Вынос вод Азовского моря в Черное происходит под воздействием умеренных и сильных северо-восточных ветров. Направление и интенсивность водообмена имеет ярко выраженную синоптическую изменчивость, вызванную изменчивостью ветра, но не зависит от синоптических и сезонных колебаний речного стока в Азовское море. Азовоморский плум распространяется в форме квазигеострофического течения вдоль юго-восточного берега полуострова Крым. Площадь азовоморского плюма постепенно увеличивается в периоды вытока азовоморских вод через Керченский пролив, которые имеют среднюю продолжительность 1–5 дней. В отдельных случаях азовоморский плум может достигать площади около 2000 км<sup>2</sup>. После прекращения вытока азовоморских вод в Черное море этот плум диссипирует в течение нескольких дней.

---

---

## Глава 5

### ПЕРЕНОС И ТРАНСФОРМАЦИЯ МАТЕРИКОВОГО СТОКА В МОРЯХ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

#### 5.1. Материковый сток в Северный Ледовитый океан

В Северный Ледовитый океан, занимающий всего 3% площади поверхности и 1% объема Мирового океана, поступает значительный материковый сток, составляющий более 11% суммарного мирового стока в океан [Dai and Trenberth, 2002; Gleick, 2003]. В результате этого в Северном Ледовитом океане формируется опресненный поверхностный слой и значительные вертикальные градиенты солёности [Carmack, 2000; Carmack et al., 2016]. В силу того, что морской лёд в глубоководной части океана формируется только в случае существования постоянного галоклина, ограничивающего тепловую конвекцию, солёностная стратификация в Арктике играет ключевую роль в изменчивости ледяного покрова и регионального альбедо, влияющего на климатические процессы в глобальном масштабе [Aagaard and Carmack, 1989]. Кроме того, солёностная стратификация ограничивает восходящий поток тепла от более теплых глубинных атлантических и тихоокеанских вод, что также влияет на образование ледяного покрова в Арктике [Polyakov et al., 2013; Carmack et al., 2015; Иванов и Репина, 2018]. Пресноводный сток также оказывает существенное влияние на многие региональные процессы в Арктике, особенно в прибрежных и шельфовых районах, такие как циркуляция вод, перенос взвешенных и растворенных веществ, образование первичной продукции, антропогенное загрязнение, асидификация, отложение терригенного материала в шельфовых районах Арктики [Li et al., 2009; Yamamoto-Kawai et al., 2009; McLaughlin and Carmack, 2010; Tremblay et al., 2011; Nummelin et al., 2015].

Три крупнейшие реки российского сектора Арктики (Енисей, Лена и Обь) обеспечивают более половины материкового стока в Северный Ледовитый океан [Gordeev et al., 1997; Carmack, 2000; Guay et al., 2001]. Подавляющая часть годового стока арктических рек России поступает в Северный Ледовитый океан в течение нескольких месяцев летнего половодья, и в этот период формируются опресненные линзы на обширных участках шельфа суммарной площадью в сотни тысяч квадратных километров [Pavlov et al., 1996; Polyakov et al., 2003]. Линза Карского моря и линза моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря являются крупнейшими опресненными водными массами Арктики (наряду с круговоротом Бофорта) и входят в число крупнейших опресненных линз мира наряду с опресненными линзами Амазонки–Ори-

ноко, Конго, Ганга–Брахмапутры и эстуария Ла-Плата [Aagaard and Carmack, 1989; Haine et al., 2015]. Эти линзы расположены в труднодоступных районах с экстремальными природно-климатическими условиями, чем обуславливается малое количество доступных специализированных натурных данных об их гидрологических и динамических характеристиках, а также пространственно-временной изменчивости.

Влияние пресноводного стока на поверхностный слой в Северном Ледовитом океане распределено очень неравномерно. Оно особенно сильно выражено в приустьевых зонах и прилегающих к ним шельфовых областях, в то время как в ряде глубоководных районов Арктики соленость достигает 35 епс. Подобная пространственная неравномерность солености и плотности вод Северного Ледовитого океана существенным образом влияет на его циркуляцию и перемешивание. Как было сказано выше, материковый сток в Карское море, море Лаптевых и Восточно-Сибирское море первоначально аккумулируется в опресненных линзах, которые простираются в зональном и меридиональном направлениях на сотни километров. Последующий крупномасштабный пресноводный перенос в Восточной Арктике определяется межбассейновым распространением этих линз, он может происходить в двух возможных направлениях – на север, в глубоководную центральную часть Северного Ледовитого океана, и на восток, вдоль побережья Сибири [Morison et al., 2012; Carmack et al., 2015, 2016].

В связи с крайне малым количеством натурных измерений на континентальном склоне Восточной Арктики распространение этих опресненных линз на север изучается в основном посредством численного моделирования [Dukhovskoy et al., 2006; Rabe et al., 2011; Nummelin et al., 2015]. Распространение опресненных линз на восток, вдоль побережья Сибири, происходит в прибрежных районах, которые в большей степени охвачены натурными измерениями. Предыдущие исследования этого вдольберегового пресноводного переноса показали, что значительная часть вод линзы моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря распространяется вдоль берега Сибири на восток в сторону Берингова пролива, в результате чего формируется вдольбереговое Сибирское течение [Weingartner et al., 1999; Morison et al., 2012]. Это течение не является ни стационарным, ни непрерывным, тем не менее, оно переносит значительные объемы пресноводного стока и определяет соленостную стратификацию на значительной площади Северного Ледовитого океана [Carmack et al., 2015]. Несмотря на значительные продвижения в исследовании крупномасштабного пресноводного переноса в Арктике, достигнутые в последние десятилетия [Dmitrenko et al., 2005, 2008; Janout et al., 2015], структура и динамика этого переноса на шельфе российских морей до сих пор остаются практически неизученными. В частности, к настоящему моменту нет сложившейся картины синоптической, сезонной и межгодовой изменчивости данного процесса от этапа формирования опресненных водных масс в Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском морях до этапа их крупномасштабного переноса в Восточной Арктике.

## 5.2. Опресненная линза Карского моря

Карское море расположено между побережьем Сибири на севере, архипелагом Новая Земля на западе и полуостровом Таймыр и архипелагом Северная Земля на востоке. Большую часть моря занимает шельфовая зона, около 40% площади моря (преимущественно в южной и юго-западной частях) имеет глубины менее 50 м, а максимальная глубина моря составляет всего 620 м. Из-за этого средняя глубина (111 м) и объем Карского моря (98 тыс. км<sup>3</sup>) достаточно малы по сравнению с другими морями российской Арктики.

В Карское море поступает очень большой объем речного стока (1350–1500 км<sup>3</sup> в год), составляющий половину объема континентального стока во все моря российской Арктики [Gordeev et al., 1997]. Большая часть речного стока поступает в Карское море из Енисейского залива (650 км<sup>3</sup> в год из р. Енисей) и Обской губы (430 км<sup>3</sup> в год из р. Обь и около 100 км<sup>3</sup> в год из рек Таз, Пур, Надым и других более мелких рек) (рис. 5.1). Гидрологический режим Енисея, Оби и других рек, впадающих в Карское море, характеризуется крайне низким стоком в холодное время года (октябрь–май) и летне-весенним половодьем [Pavlov et al., 1996]. В частности, более 70% речного стока в Карское море поступает из Обской губы и Енисейского залива с июня по сентябрь, что составляет примерно 3% от всего годового континентального стока в Мировой океан [Meade et al., 2000; Oki and Kanae, 2006]. Этот огромный объем пресной воды смешивается с морскими водами в южной части Карского моря, в результате чего формируется опресненная линза площадью в сотни тысяч квадратных километров [Johnson et al., 1997; Зацепин и др., 2010; Завьялов и др., 20156].

Пространственно-временная изменчивость линзы Карского моря определяется значительными внутригодовыми колебаниями речного стока и ветровым воздействием. Определенное влияние на линзу Карского моря вносит водообмен с морем Лаптевых через пролив Вилькицкого [Janout et al., 2015], а также водообмен Карского моря с центральной частью Северного Ледовитого океана. Приливные колебания в Карском море выражены слабо. Амплитуда прилива в мелководной части моря составляет всего 20–50 см, а скорость приливной циркуляции не превышает 0.2 м/с, поэтому приливы не оказывают существенного влияния на перемещение линзы [Voinov, 2002; Padman and Erofeeva, 2004].

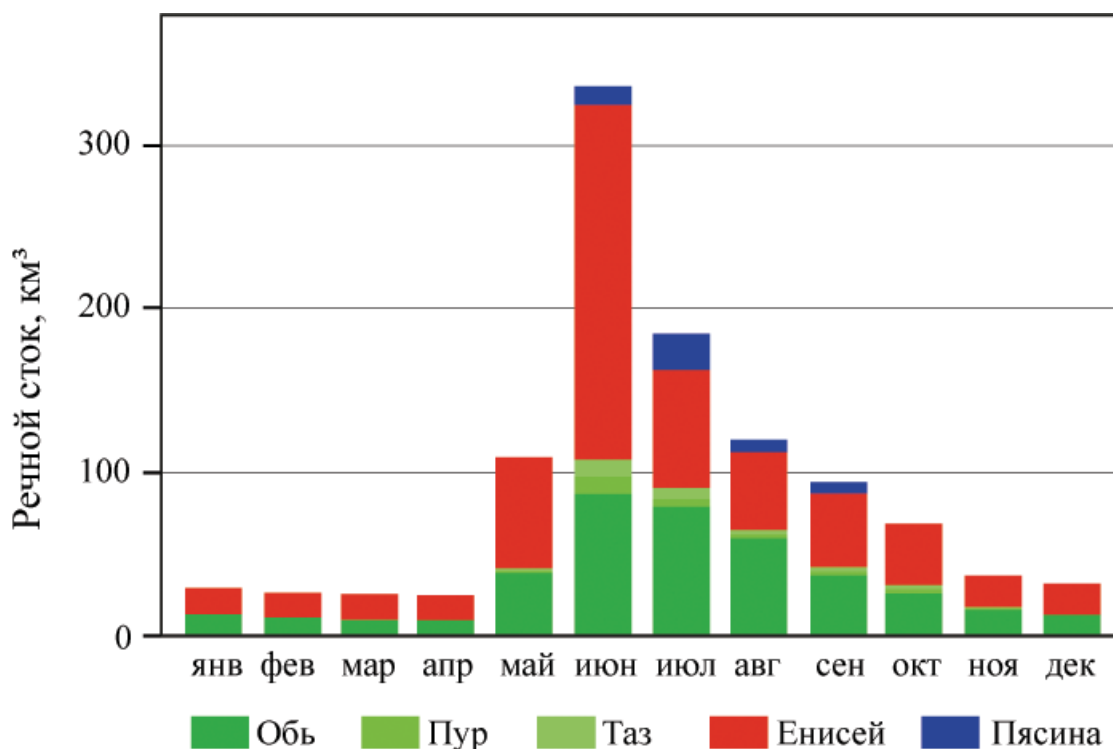


Рис. 5.1. Среднемноголетнее распределение стока основных рек Карского моря по месяцам года

Предыдущие работы, посвященные структуре опресненного поверхностного слоя в Карском море, основывались на данных, собранных в ходе отдельных экспедиций, проведенных в сентябре [Johnson et al., 1997; Зацепин и др., 2010, 2015; Завьялов и др., 2015б; Osadchiev et al., 2017]. В результате этого сезонная изменчивость горизонтальной и вертикальной структуры опресненного поверхностного слоя на протяжении большей части года остается в значительной степени неизвестной. В этом разделе анализируются данные измерений солености в поверхностном слое по маршруту судна, собранные в течение 11 экспедиций в Карском море (табл. 5.1), проводившихся с июля по октябрь в 2007–2019 годах (линии на рис. 5.2) [Osadchiev et al., 2021]. Также были детально проанализированы данные вертикальных измерений солености на квазимеридиональных разрезах из Обской губы (сентябрь 2007, август 2014, июль 2016) и Енисейского залива (сентябрь 2011, август 2014, июль 2016) до широты 76–77° (круги на рис. 5.2). На основе этих данных была исследована изменчивость области распространения и вертикальной структуры опресненного поверхностного слоя в течение безледного периода (июль–октябрь).

Сезонная изменчивость вертикальной структуры опресненного поверхностного слоя в Карском море анализируется на основе данных натурных измерений, выполненных в разные годы, а именно – в июле 2014, августе 2014, сентябре 2007 и сентябре 2011 года. Эти измерения репрезентативно воспроизводят сезонную изменчивость опресненного поверхностного слоя только в случае схожих условий внешнего воздействия в течение этих лет. Основными внеш-

**Таблица 5.1**

**Периоды, районы и типы анализируемых натурных измерений во время экспедиций в Карском море**

Период	Судно	Тип измерений
сентябрь 2007	Академик Мстислав Келдыш	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции на обском разрезе
сентябрь 2011	Академик Мстислав Келдыш	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции на енисейском разрезе
сентябрь 2013	Профессор Штокман	измерения в поверхностном слое
август 2014	Профессор Штокман	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции на обском и енисейском разрезах
сентябрь – октябрь 2015	Академик Мстислав Келдыш	измерения в поверхностном слое
июль 2016	Академик Мстислав Келдыш	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции на обском и енисейском разрезах
сентябрь 2017	Академик Мстислав Келдыш	измерения в поверхностном слое
август – сентябрь 2018	Академик Мстислав Келдыш	измерения в поверхностном слое
сентябрь – октябрь 2018	Академик Мстислав Келдыш	измерения в поверхностном слое
июль 2019	Академик Мстислав Келдыш	измерения в поверхностном слое
сентябрь – октябрь 2019	Академик Мстислав Келдыш	измерения в поверхностном слое

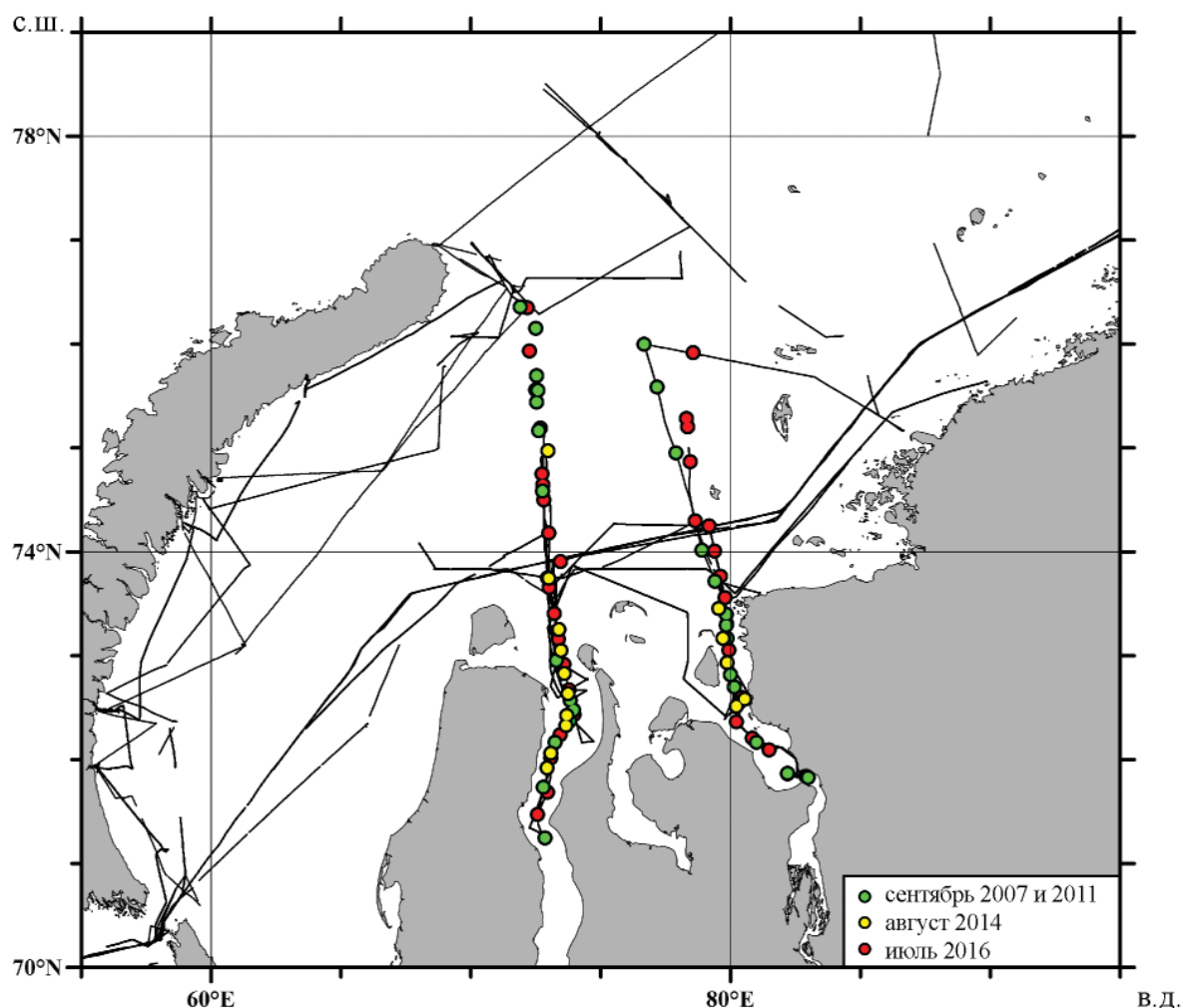
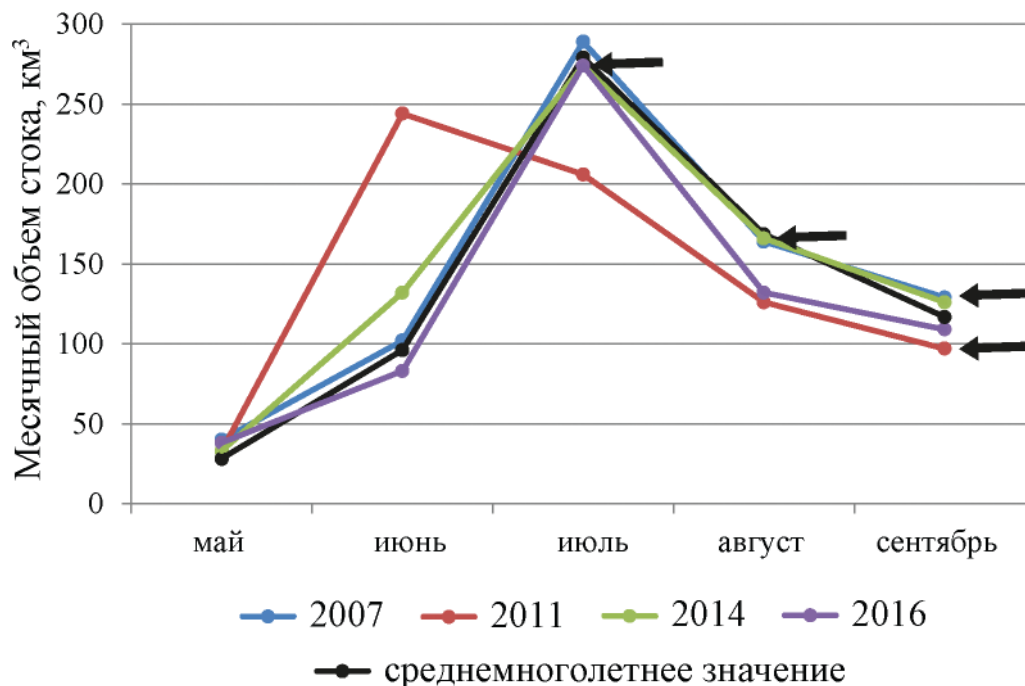


Рис. 5.2. Измерения вдоль маршрутов одиннадцати экспедиций в Карское море и расположение гидрологических станций вдоль обского и енисейского разрезов в сентябре 2007 года (зеленые точки), августе 2014 года (желтые точки) и июле 2016 года (красные точки)

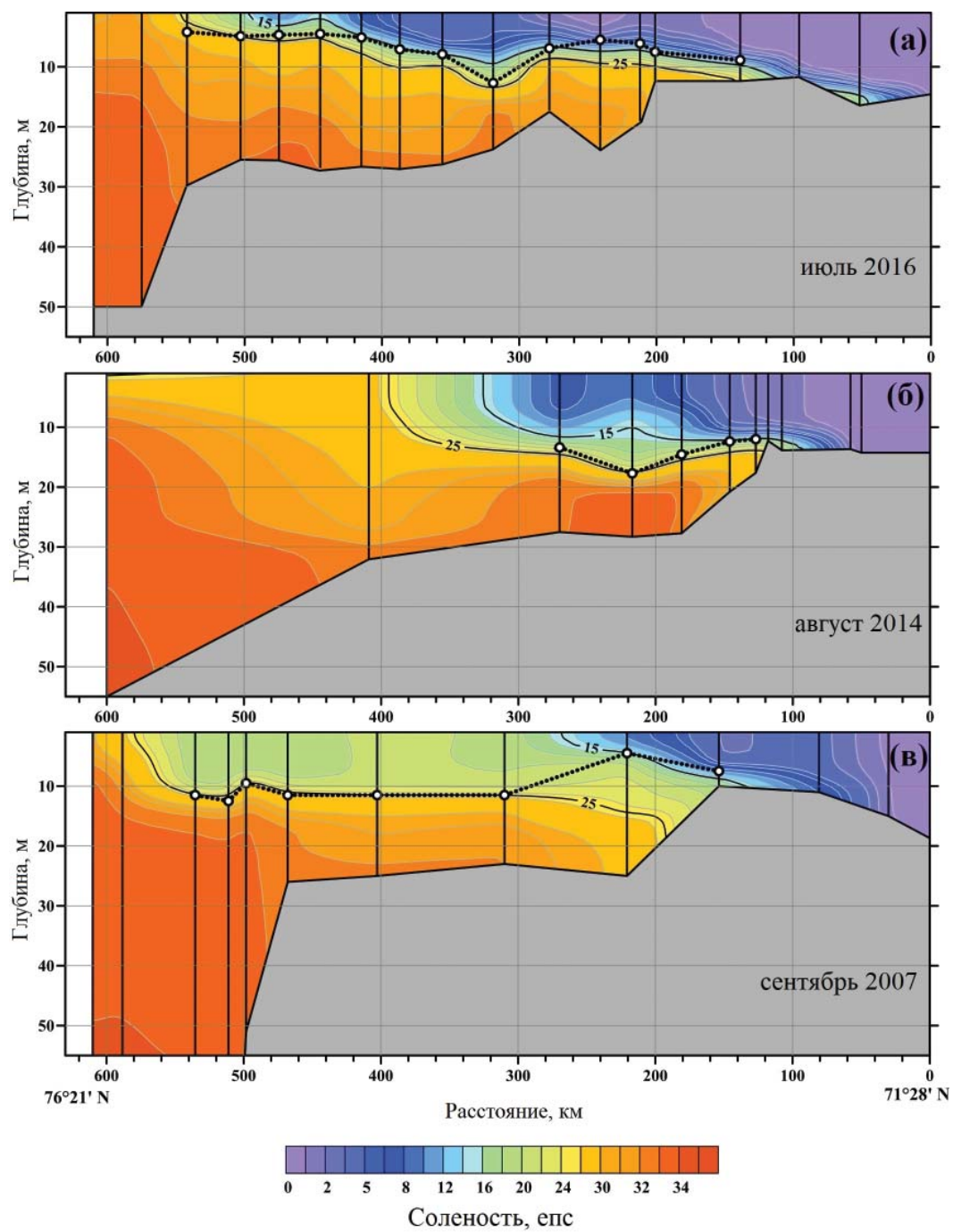
ними условиями, определяющими формирование, распространение и перемешивание опресненного поверхностного слоя, являются пресноводный сток из Обской губы и Енисейского залива, а также ветровое воздействие в Карском море [Harms and Karcher, 2005; Panteleev et al., 2007]. Измерения расходов Оби и Енисея проводятся на гидрологических постах в Салехарде и Игарке, расположенных на расстоянии 1000 и 800 км от устьев Обской губы и Енисейского залива. Для исследования формирования опресненного поверхностного слоя необходимо анализировать расходы пресной воды в устьях эстуариев. Для этого гидрографы, измеренные в Салехарде и Игарке, были сдвинуты на 48 и 35 дней вперед в соответствии с оценками скорости течения в Обской губе и Енисейском заливе (0.3 м/с) [Harms and Karcher, 2005; Panteleev et al., 2007; Dolgoplova, 2015] и в реке Енисей (0.45 м/с) [Semizhon et al., 2010].

Итоговые суммарные объемы пресноводного стока из Обской губы и Енисейского залива с мая по сентябрь в 2007, 2011, 2014 и 2016 годах показывают, что объемы пресноводного стока за периоды, предшествовавшие измерениям в июле 2014, августе 2014, сентябре 2007 и сентябре 2011 года, были близки к среднемуголетним значениям (рис. 5.3). Ранний пик половодья, наблюдавшийся в конце июня 2011 года, по-видимому, привел к более раннему образованию опресненного поверхностного слоя, однако общий пресноводный сток с мая по сентябрь 2011 года ( $706 \text{ км}^3$ ) был практически равен среднемуголетнему значению ( $688 \text{ км}^3$ ). В связи с этим к периоду натурных измерений 23–30 сентября 2011 года влияние аномально раннего паводка сгладилось, и структура опресненного поверхностного слоя вернулась к среднему состоянию. Ветровые условия за периоды с начала безледного сезона до начала натурных измерений в июле 2014, августе 2014, сентябре 2007 и сентябре 2011 года также были близки к среднемуголетним значениям.

Вертикальная структура опресненного поверхностного слоя Карского моря была изучена на основе вертикальных измерений солёности, выполненных на двух гидрологических разрезах. Измерения на обском разрезе проводились 23–30 сентября 2007 года, 17–28 августа 2014 года, 18–21 июля 2016 года, на енисейском разрезе – 18–23 сентября 2011 года, 22–23 августа 2014 года, 24–25 июля 2016 года (см. рис. 5.2). На рис. 5.4, 5.5 показаны большие различия между вертикальной структурой солёности опресненного поверхностного слоя, зарегистрированные в июле, августе и сентябре на этих разрезах. В июле 2016 года опресненный поверх-



**Рис. 5.3.** Суммарные месячные объемы пресноводного стока из Обской губы и Енисейского залива с мая по сентябрь в 2007, 2011, 2014, 2016 годах, а также среднееголетние значения за эти месяцы. Черными стрелками показаны периоды натурных измерений в июле 2016, августе 2014, сентябре 2007 и сентябре 2011 года



**Рис. 5.4.** Вертикальная структура солёности вдоль обского разреза в Карском море 18–21 июля 2016 года (а), 23–30 сентября 2007 года (б) и 17–28 августа 2014 года (в). Белые круги показывают расположение максимального вертикального градиента солёности на станциях

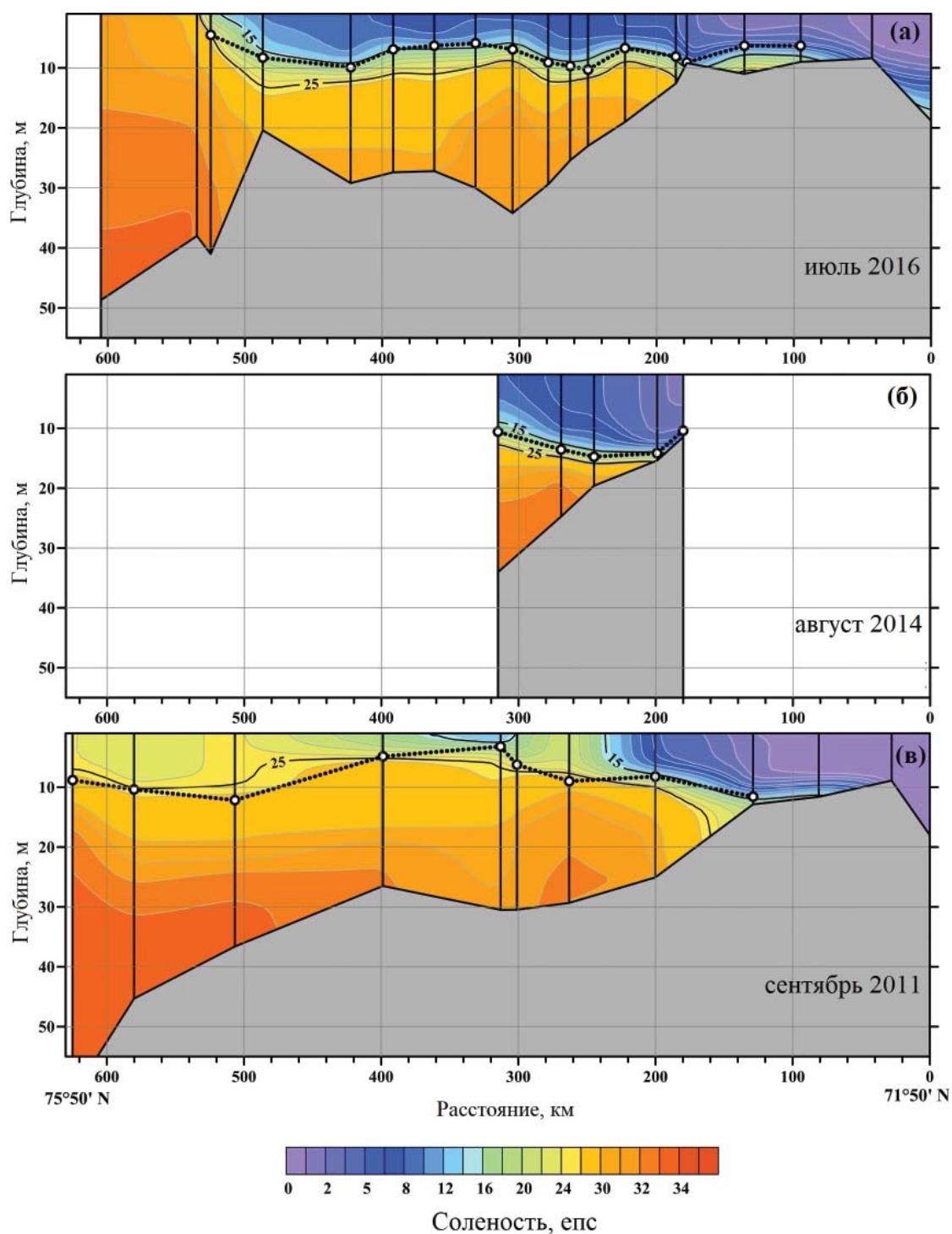
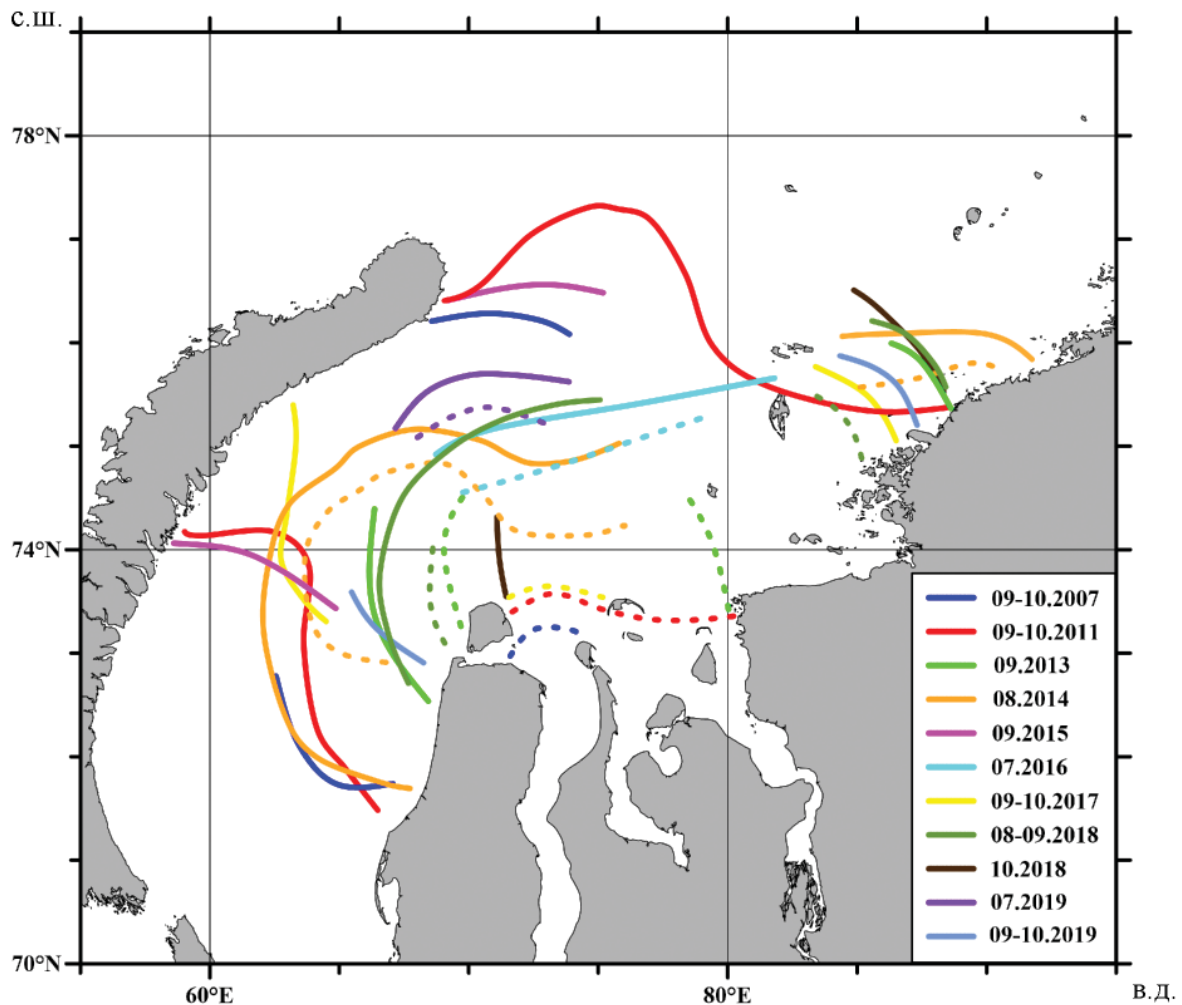


Рис. 5.5. Вертикальная структура солености вдоль енисейского разреза в Карском море 18–23 сентября 2011 года (а), 22–23 августа 2014 года (б) и 24–25 июля 2016 года (в). Белые круги показывают расположение максимального вертикального градиента солености на станциях

ностный слой был неглубоким (толщиной 5–10 м) и с высокой долей пресноводного стока, соленость большей части его объема была менее 15 епс (см. рис. 5.4а, 5.5а). Резкий градиент солености разделял опресненный поверхностный слой и нижележащие морские воды. Максимальные значения вертикального градиента солености наблюдались в районе изохалин 14–16 епс от эстуариев до 400–500 км от начала разрезов. Далее в северной части опресненного поверхностного слоя максимальные градиенты смещались к изохалинам 24–26 епс. В августе 2014 года поверхностная соленость была менее 15 епс только до 350 км от начала обского разреза. Вертикальный градиент солености на нижней границе опресненного поверхностного слоя стал менее выраженным вне эстуариев, а толщина этого слоя увеличилась до 13–18 м в результате перемешивания с солеными водами (см. рис. 5.4б, 5.5б). Максимальные значения вертикального градиента солености смещались от изохалин 14–16 епс в эстуариях до 20–25 в центральной части Карского моря. В сентябре 2007 и 2011 годов опресненный поверхностный слой был сильно разбавлен солеными морскими водами в результате перемешивания в условиях упавшего пресноводного стока. Соленость большей части объема опресненного поверхностного слоя повысилась до 20–25 епс. Поверхностная соленость менее 15 епс наблюдалась только в южных частях разрезов в пределах Обской губы и Енисейского залива (см. рис. 5.4в, 5.5в). Глубина опресненного поверхностного слоя также сократилась до 5–10 м. Максимальные значения вертикального градиента солености наблюдались в районе изохалин 14–16 епс в южной части разрезов и в районе изохалин 24–26 епс вне эстуариев.

Вышеописанная вертикальная структура солености опресненного поверхностного слоя показывает, что водная масса с низкой соленостью в течение всех периодов измерений занимала Обскую губу, Енисейский залив и прилегающую к ним акваторию. Во время пика пресноводного стока в июле эта водная масса распространялась на большую площадь в центральной части Карского моря, в августе и сентябре она сокращалась до приэстуарной области. Таким образом, эта водная масса является плюмом Оби–Енисея, с резким градиентом солености на внешней границе, примерно совпадающей с изохалиной 15 епс. Плюм Оби–Енисея вложен в опресненную линзу Карского моря. Эта линза фактически отсутствует в июле вскоре после начала паводка, затем она образуется в августе в северной части опресненного поверхностного слоя в результате перемешивания плюма Оби–Енисея с нижележащим морем. В сентябре плюм Оби–Енисея полностью трансформируется в линзу Карского моря в открытой части моря. Линза Карского моря также имеет резкий градиент солености на внешней границе, примерно совпадающий с изохалиной 25 епс.

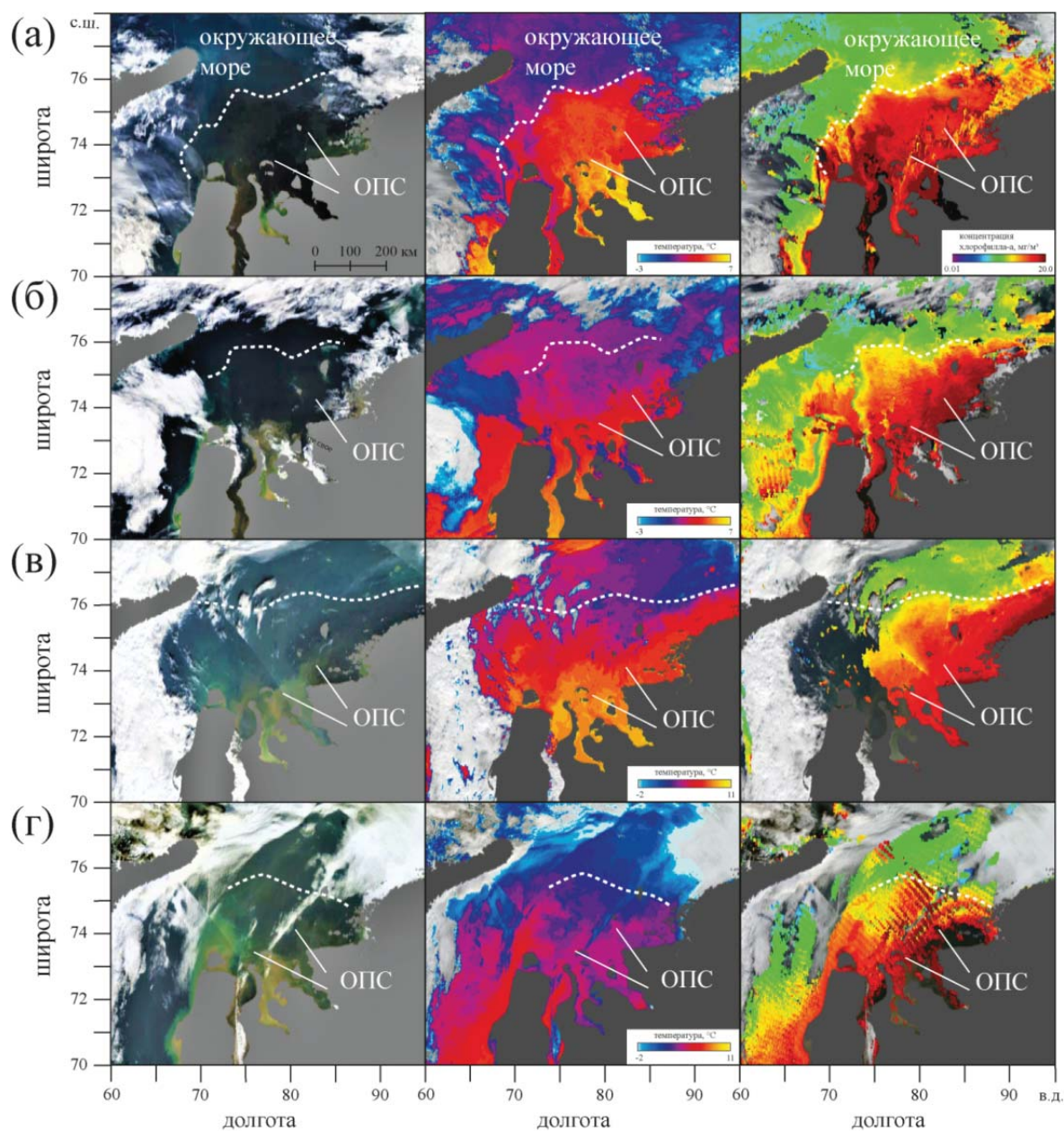
Для того чтобы оценить пространственные масштабы опресненного поверхностного слоя в Карском море, были проанализированы натурные измерения солености в поверхностном слое, проведенные во время экспедиционных работ (рис. 5.6), а также спутниковые наблюдения за районами исследований в 2000–2019 годах (рис. 5.7). Непрерывные измерения солености в поверхностном слое по маршруту судна позволяют детектировать участки границ плюма Оби–Енисея и линзы Карского моря, что дает информацию о положении, форме и размере этих водных масс. На основании этих данных установлено, что линза Карского моря занимала относительно стабильную территорию в центральной части Карского моря в период проведения 11 экспедиций в 2007–2019 годах (см. рис. 5.6). На юге и востоке линза была ограничена побережьем континента, а ее северная и западная границы располагались в открытом море между Новой Землей и полуостровами Таймыр и Ямал, соответственно. В июле (в 2016 и 2019 годах) и августе (в 2014 и 2018 годах) северная граница линзы Карского моря была расположена между 75–75.5° с.ш., а в сентябре (в 2007, 2011 и 2015 годах) она смещалась на север до



**Рис. 5.6.** Расположение изохалин 15 епс (пунктирные линии) и 25 епс (сплошные линии) в поверхностном слое Карского моря, полученные на основе данных экспедиционных измерений в 2007–2019 годах

76–77° с.ш. Положение границы линзы на востоке варьировалось вдоль 150-километрового отрезка побережья полуострова Таймыр между 88–93° в.д., на юго-западе – вдоль 250-километрового участка побережья полуострова Ямал между 71.5–73.5° с.ш., на северо-западе – вдоль 150-километрового участка побережья Новой Земли между 74–75° с.ш.

Плюм Оби–Енисея, напротив, характеризовался большой изменчивостью формы и площади. В июле (в 2016 и 2019 годах) плюм занимал обширную территорию в центральной части Карского моря, его северная граница была расположена вблизи северной границы опресненной линзы. В августе (в 2014 году) северная граница плюма Оби–Енисея смещалась на юг до 74° с.ш. В сентябре и октябре (в 2007, 2011, 2013, 2017, 2018 годах) поверхностная соленость ниже 15 епс была зарегистрирована только в непосредственной близости и внутри Обской



**Рис. 5.7.** Спутниковые снимки MODIS Terra и MODIS Aqua в видимом диапазоне (слева), распределения яркостной температуры (в центре) и концентрация хлорофилла «а» (справа) в центральной части Карского моря от 15 июля (а), 15 августа (б), 11 сентября (в) и 2 октября (г) 2016 года. Пунктирные линии показывают расположение внешней границы опресненного поверхностного слоя (ОПС)

губы и Енисейского залива. Таким образом, меридиональная протяженность плюма Оби–Енисея сократилась с 150–250 км в июле и августе до десятков километров в приэстуарном районе в конце сентября и октябре.

Спутниковые снимки показывают, что опресненный поверхностный слой в Карском море имеет схожую сезонную изменчивость в течение безледного периода в 2000–2019 годах, что согласуется с данными натурных измерений (см. рис. 5.7). В июне и июле опресненный поверхностный слой занимает большую площадь в центральной части Карского моря, однако его западные и северные границы не достигают Новой Земли. Спутниковые снимки показывают местоположение внешней границы опресненного поверхностного слоя 15 июля 2016 года (см. рис. 5.7а), которое хорошо согласуется с натурными измерениями солёности, проведенными 18–25 июля 2016 года, т.е. через 3–10 дней после спутниковых наблюдений (см. рис. 5.6). В августе и сентябре опресненный поверхностный слой постепенно расширяется, его западная граница располагается между полуостровом Ямал и Новой Землей, его северная граница оказывается вытянутой в зональном направлении от северо-восточной оконечности Новой Земли. 15 августа 2016 года граница опресненного поверхностного слоя сместилась к северу до  $75.5\text{--}76^\circ$  с.ш. (см. рис. 5.7б), затем 11 сентября 2016 года достигла северо-восточной оконечности Новой Земли (см. рис. 5.7в). В октябре площадь опресненного поверхностного слоя уменьшается по сравнению с его состоянием в сентябре. 2 октября 2016 года его северная граница сместилась на юг до  $75.5\text{--}76^\circ$  с.ш. (см. рис. 5.7г).

Натурные измерения (см. рис. 5.4–5.6) и спутниковые наблюдения (см. рис. 5.7) в безледные периоды показывают значительную сезонную изменчивость структуры опресненного поверхностного слоя в Карском море, в то время как межгодовая изменчивость его площади и расположения относительно невелики. Подобное не характерно для других крупных опресненных линз мира, например, формируемых Амазонкой [Molleri et al., 2010], Конго [Denamiel et al., 2013; Chao et al., 2015], Миссисипи [Walker, 1996; Fournier et al., 2016] и Чжуцзян [Dong et al., 2004; Xu et al., 2019]. Эта особенность линзы Карского моря вызвана ее формированием в течение относительно короткого периода половодья в июне и июле. В июне центральная часть Карского моря покрыта льдом, в результате чего ветер практически не влияет на формирование опресненного поверхностного слоя. Июль и август характеризуются наиболее спокойными ветровыми условиями в течение года, в частности, максимальное зарегистрированное количество дней с сильным ветром ( $>15$  м/с) в центральной части Карского моря составляет 4 дня в июле и 5 дней в августе, в то время как соответствующие среднемноголетние значения составляют 2 дня в июле и 3 дня в августе [Pavlov et al., 1996]. В результате этого в июле и августе опресненный поверхностный слой занимает стабильную область в полуизолированной центральной части Карского моря между Обской губой и Енисейским заливом на юге, полуостровом Таймыр на востоке и Новой Землей на северо-западе. В сентябре и октябре интенсивность воздействия ветра значительно возрастает, однако хорошо развитый к этому моменту опресненный поверхностный слой имеет большую толщину и остается относительно стабильным. В результате сильные и продолжительные ветра могут вызывать смещение опресненного поверхностного слоя на запад (как это наблюдалось в сентябре 2007 года), на север (сентябрь 2011 года) или на восток (октябрь 2018 года), однако межгодовая изменчивость расположения его западной и северной границ составляет всего 100–150 км.

Для оценки перемешивания опресненного поверхностного слоя было рассчитано вертикальное распределение доли пресной воды  $F = (S_o - S) / S_o$  вдоль обского и енисейского разрезов, где  $S$  – наблюдаемая солёность,  $S_o$  – фоновая морская солёность, заданная равной 32 епс. На основе рассчитанного распределения  $F$  для рассматриваемых водных масс были вычислены локальные доли пресной воды

$$L(x) = \int_{-b(x)}^{-s(x)} F(x, z) dz$$

вдоль разреза, т.е. содержание пресной воды в водной толще, где  $x$  и  $z$  – горизонтальные (вдоль разреза) и вертикальные координаты, соответственно,  $F(x, z)$  – доля пресной воды в точке  $(x, z)$ ,  $s(x)$  и  $b(x)$  – глубины верхних и нижних границ рассматриваемой водной массы. Были рассчитаны локальные доли пресной воды в плюме Оби–Енисея, в линзе Карского моря, в соленом море и во всем водном столбе (рис. 5.8, 5.9). Соотношение между этими значениями вдоль разреза указывает на локальное вертикальное распределение пресной воды среди этих водных масс. Наконец, было вычислено нормированное общее содержание пресной воды вдоль разреза

$$T = \frac{1}{l} \int_0^l L(x) dx$$

в плюме Оби–Енисея, в линзе Карского моря и в соленом море, где  $l$  – длина разреза. Эти значения указывают на объемы пресной воды, содержащейся в этих водных массах.

**Рисунки 5.8 и 5.9** показывают, что вертикальное распределение доли пресной воды значительно отличается в июле, августе и сентябре. В июле паводковый речной сток формирует слабо разбавленный и неглубокий плум Оби–Енисея, распространяющийся на большую площадь в центральной части Карского моря (см. рис. 5.4а и 5.5а). Сильная стратификация между плумом и нижележащим морем препятствует вертикальному перемешиванию плума. В результате большая часть объема пресной воды в водной толще сконцентрирована в слабосоленом плюме, в то время как в линзе Карского моря и окружающем соленом море пресная вода практически не содержится (см. рис. 5.8а и 5.9а). В июле 2016 года локальная доля пресной воды в плюме превышала локальную долю в линзе и соленом море по всей площади распространения плума. Общее содержание пресной воды в плюме (6.5 м) на порядок превышало общее содержание пресной воды в линзе (0.7 м) и окружающем море (0.4 м).

В августе и сентябре вертикальное распределение доли пресной воды в исследуемом регионе резко меняется. Снижение речного стока в Карское море и перемешивание плума с окружающим морем приводит к образованию линзы Карского моря в августе (см. рис. 5.4б и 5.5б). В результате большая часть объема пресной воды переходит из плума в линзу. Объем пресной воды в нижележащем море также увеличивается, хотя и не так резко. В частности, в августе 2014 года общее содержание пресной воды в плюме уменьшилось до 5.3 м по сравнению с июлем 2016 года, в то время как содержание пресной воды в линзе и окружающем море увеличилось до 1.1 и 0.8 м. Локальная доля пресной воды в плюме превышала локальную долю в линзе только в южной части разрезов, в то время как в северной части обского разреза наблюдалась обратная ситуация (см. рис. 5.8б, 5.9б).

В сентябре ускоряется перемешивание опресненного поверхностного слоя и перенос пресной воды из плума в линзу и из линзы в нижележащее море. Плум диссипирует в открытой части моря (см. рис. 5.4в и 5.5в), в результате чего большая часть объема пресной воды содержится в пределах линзы (см. рис. 5.8в и 5.9в). Перемешивание линзы с нижележащим морем, которое также интенсифицируется в этот период, приводит к увеличению содержания пресной воды ниже опресненного поверхностного слоя и формированию сезонного галоклина. В сентябре 2007 и 2011 годов локальная доля пресной воды в линзе превысила локальную долю пресной воды в плюме и окружающем море вдоль разреза, за исключением его самой южной части. По сравнению с августом 2014 года общее содержание пресной воды в плюме уменьшилось до 3.5 м, а в окружающем море увеличилось до 2.9 м.

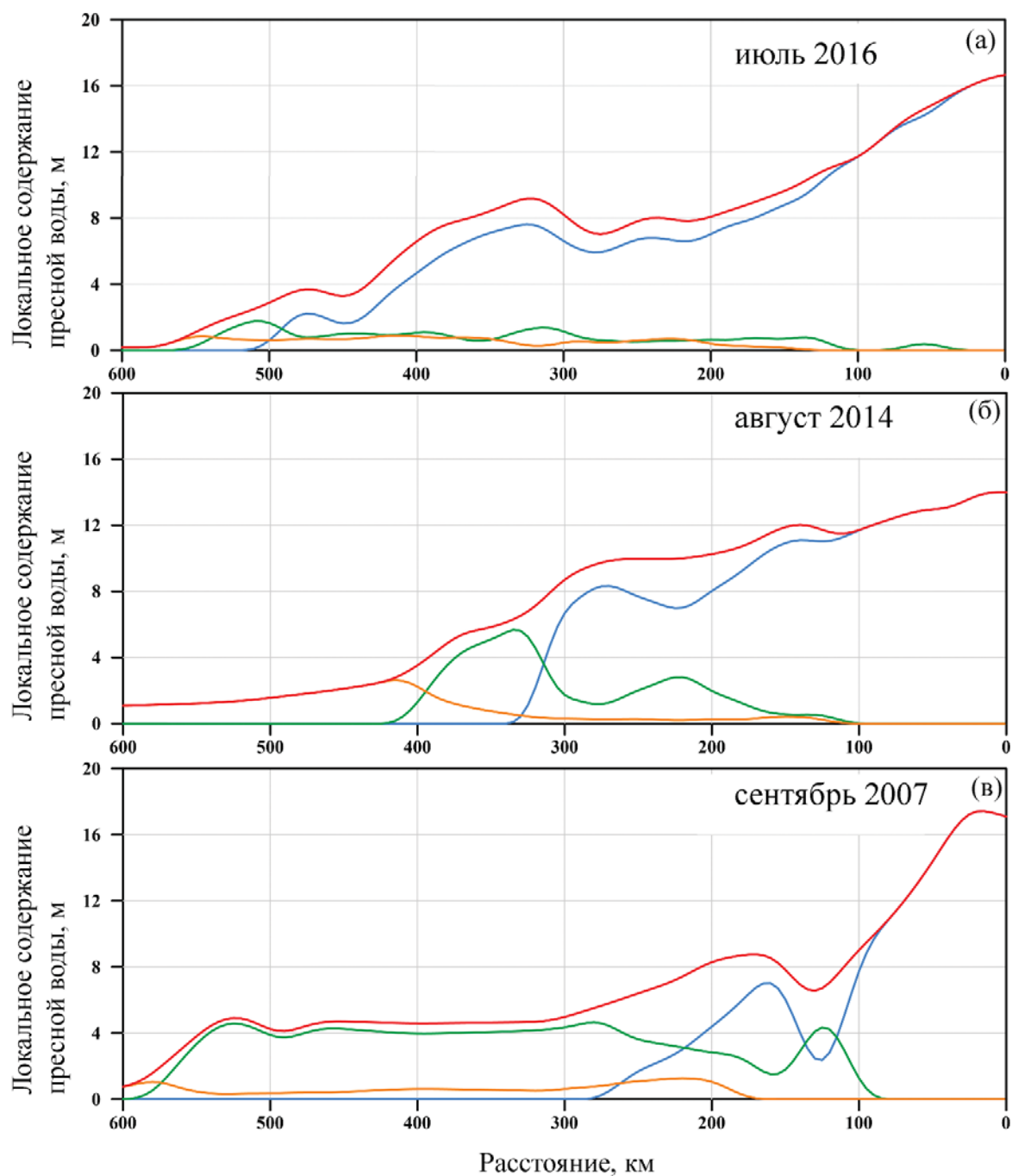
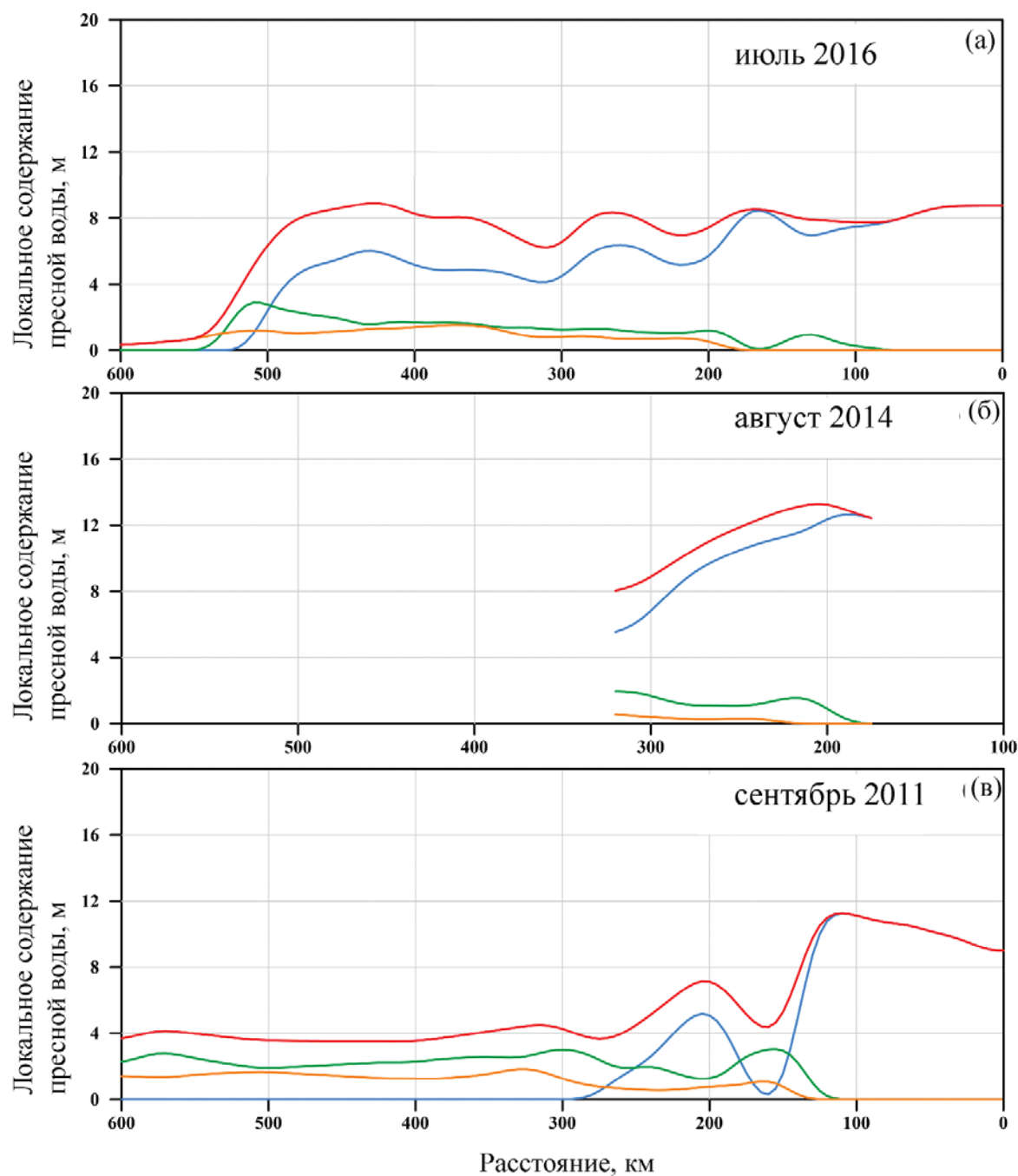


Рис. 5.8. Локальная доля пресной воды в плюме Оби–Енисея (синий график), в линзе Карского моря (зеленый), в соленом море (оранжевый) и во всем водном столбе (красный) вдоль обского разреза в Карском море 18–21 июля 2016 года (а), 17–28 августа 2014 года (б) и 23–30 сентября 2007 года (в)



**Рис. 5.9.** Локальная доля пресной воды в плуме Оби–Енисея (синий график), в линзе Карского моря (зеленый), в соленом море (оранжевый) и во всем водном столбе (красный) вдоль енисейского разреза в Карском море 24–25 июля 2016 года (а), 22–23 августа 2014 года (б) и 18–23 сентября 2011 года (в)

На основе измерений вертикальной термохалинной структуры опресненного поверхностного слоя на гидрологических станциях было восстановлено вертикальное распределение пресноводной компоненты в центральной части Карского моря в июле 2016 года, августе 2014 года и сентябре 2007 и 2011 годов. На основе этих данных был оценен вертикальный пресноводный перенос в центральной части Карского моря в течение безледного сезона. Перенос пресной воды из плюма в линзу в июле–августе описывается уравнением

$$\frac{T_p^A - T_p^J}{\Delta t_{JA}} = \frac{Q_o}{lb_o} + \frac{Q_y}{lb_y} - A_{z_{15}}^{JA} \frac{1}{l} \int_0^l \frac{\partial F(x, z_{15}(x))}{\partial z} dx,$$

где  $T_p^J$  и  $T_p^A$  – значения  $T_p$  во время измерений в июле и августе,  $\Delta t_{JA}$  – временной промежуток между этими измерениями,  $A_{z_{15}}^{JA}$  – средняя вертикальная диффузия через границу между плюмом и линзой (т.е. через изохалину 15 епс) за период  $\Delta t_{JA}$ ,  $z_{15}(x)$  – вертикальная координата изохалины 15 епс,  $Q_o$  и  $Q_y$  – объемы речного стока из Обской губы и Енисейского залива за период  $\Delta t_{JA}$ ,  $b_o$  и  $b_y$  – средние значения ширины Обской губы и Енисейского залива. Левая часть этого уравнения обозначает разницу в содержании пресной воды в плюме между измерениями в июле и августе, нормированную к периоду времени между этими измерениями. Правая часть этого уравнения соответствует балансу пресной воды за этот период, а именно – притоку речной воды (уменьшаемое) и вертикальному переносу из плюма в линзу (вычитающее).

Среднее значение вертикальной диффузии составляет

$$A_{z_{15}}^{JA} = \left( \frac{Q_o}{lb_o} + \frac{Q_y}{lb_y} - \frac{T_p^A - T_p^J}{\Delta t_{JA}} \right) \frac{l}{\int_0^l \frac{\partial F(x, z_{15}(x))}{\partial z} dx} \approx$$

$$\approx \left( \frac{3 \cdot 10^4}{6 \cdot 10^5 \cdot 4 \cdot 10^4} + \frac{5 \cdot 10^4}{6 \cdot 10^5 \cdot 4 \cdot 10^4} - \frac{5.3 - 6.5}{3283200} \right) \frac{6 \cdot 10^5}{3.6 \cdot 10^4} \approx 6.8 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с},$$

что свидетельствует об интенсивности переноса пресной воды через границу между плюмом и линзой в июле–августе. Аналогично оценивается перенос пресной воды через границу между плюмом и линзой в августе–сентябре:

$$A_{z_{15}}^{AS} = 18.6 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с},$$

а также перенос пресной воды через границу между линзой и нижележащим соленым морем в июле–августе:

$$A_{z_{25}}^{JA} = 2.9 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$$

и в августе–сентябре:

$$A_{z_{25}}^{AS} = 3.2 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}.$$

Полученные результаты показывают, что перенос между опресненным поверхностным слоем и нижележащими морскими водами практически не меняется с июля по сентябрь. С другой стороны, этот вертикальный пресноводный перенос внутри опресненного поверхностного слоя, т.е. из плюма в линзу, значительно усиливается в этот период в результате перемешивания плюма и формирования линзы.

Итак, изучена сезонная изменчивость опресненного поверхностного слоя, который формируется в Карском море в результате смещения материкового стока и морских вод. На основе натурных данных, собранных в 11 морских экспедициях в Карское море, исследована изменчивость области распространения и вертикальной структуры опресненного поверхностного слоя в течение безледного сезона. Выделяются две различные водные массы, составляющие опресненный поверхностный слой, а именно – более пресный (0–15 епс) речной плюм Оби–Енисея и более соленую (15–25 епс) линзу Карского моря. Плюм Оби–Енисея формируется в июне и июле в течение короткого половодья Оби и Енисея. Этот плюм распространяется как тонкая и слабосоленая водная масса по большой площади в центральной части Карского моря. Значительные градиенты солености образуются на границе между плюмом и нижележащими морскими водами. Зональный масштаб плюма, наблюдаемый в середине июля, превышает 250 км, в то время как его площадь оценивается в 100 000–120 000 км<sup>2</sup>.

После окончания половодья соленость и толщина поверхностного слоя увеличиваются в результате перемешивания плюма и нижележащего моря в условиях низкого материкового стока. В результате этого в августе плюм начинает трансформироваться в более соленую линзу Карского моря, также ограниченную четким градиентом солености. Этот процесс происходит на нижней и боковой границах плюма, в результате чего северная граница плюма сдвигается на юг, в то время как площадь опресненного поверхностного слоя остается стабильной. В конце сентября и октябре плюм занимает лишь небольшую площадь у устьев Обской губы и Енисейского залива, в то время как в открытой части Карского моря он полностью трансформируется в линзу Карского моря. Зональный масштаб и площадь плюма, наблюдаемые в конце сентября и октябре, не превышает 50 км и 20 000 км<sup>2</sup>. Линза Карского моря также перемешивается с нижележащим морем, что приводит к аккумуляции пресноводного стока в слое сезонного галоклина под опресненным поверхностным слоем с августа по октябрь.

Вышеописанную сезонную изменчивость опресненного поверхностного слоя в течение безледного периода можно рассматривать в контексте трансформации пресноводного стока, поступающего в Карское море. Полученные результаты показывают, что этот процесс состоит из двух последовательных этапов, а именно – горизонтальная адвекция летом и вертикальное перемешивание осенью и зимой. Низкий сток Оби и Енисея в течение длинной осенне-весенней межени приводит к отсутствию опресненного поверхностного слоя в Карском море весной. Затем большой объем пресной воды поступает в Карское море в течение половодья в июне и июле. Большие градиенты солености и давления формируются между плюмом Оби–Енисея и окружающим морем из-за отсутствия остаточного опресненного поверхностного слоя. Это приводит к интенсивному распространению плюма Оби–Енисея и формированию тонкого и слабосоленого опресненного поверхностного слоя на большой площади Карского моря. Резкое падение пресноводного стока в августе вызывает уменьшение градиента давления и прекращение интенсивного распространения опресненного поверхностного слоя. Он занимает относительно стабильную область в центральной части Карского моря и постепенно перемешивается с нижележащим морем. В результате этого вертикальный пресноводный перенос и формирование сезонного галоклина происходит каждый год с августа по октябрь в одной и той же области центральной части Карского моря. После этого опресненный поверхностный слой диссипирует зимой.

Реки Обь и Енисей имеют очень большую сезонную изменчивость расхода с малым стоком в течение большей части года, за которым следуют кратковременные и интенсивные летние паводки. Аналогичный режим годового стока наблюдается и для других рек, впадающих

в Северный Ледовитый океан, например, Лены, Колымы, Маккензи, Индигирки и др. Таким образом, характер формирования и диссипации опресненного поверхностного слоя в Карском море может наблюдаться и у других опресненных поверхностных слоев, образованных стоками крупных рек в морях Северного Ледовитого океана. Кроме того, вышеописанные закономерности сезонной изменчивости линзы Карского моря существенно уточняют существовавшие ранее представления о «западном», «восточном» и «веерообразном»/«центральной» типах распространения материкового стока в Карском море, выделенных еще в 1970-е годы [Русанов и Васильев, 1976; Добровольский и Залогин, 1982]. По-видимому, «веерообразный»/«центральный» тип соответствует относительно малой площади опресненного поверхностного слоя, характерной для июля–августа, а «западный» тип – его максимальной сезонной площади в сентябре–октябре. «Восточный» тип ассоциируется с формированием вдольберегового опресненного квазигеострофического течения, которое распространяется вдоль западного побережья полуострова Таймыр и может достигать пролива Вилькицкого. Образование этого течения происходит практически каждый год под воздействием определенных ветровых условий, этот процесс происходит неоднократно в течение безледного сезона и характеризуется значительной синоптической изменчивостью. Более подробно этот процесс описан в разделе 5.4.

### 5.3. Опресненная линза моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря

Море Лаптевых расположено между побережьем Сибири на юге, полуостровом Таймыр и архипелагом Северная Земля на западе и Новосибирскими островами на востоке. Юг и юго-восток моря Лаптевых занимает шельфовая зона, составляющая чуть больше половины площади моря. В северной и северо-западной части моря располагается область континентального склона и глубоководная часть Северного Ледовитого океана, причем расстояние от континентального берега до границы шельфа уменьшается от 600–700 км на востоке моря Лаптевых до 100–200 км в его западной части в районе архипелага Северная Земля. Из-за этого средняя глубина моря Лаптевых достаточно велика по сравнению с другими морями российской Арктики и составляет 578 м, а объем моря Лаптевых (353 тыс. км<sup>3</sup>) в 3.5 раза превышает объем Карского моря и в 7 раз – объем Восточно-Сибирского моря.

Ежегодно в море Лаптевых поступает 750–820 км<sup>3</sup> речного стока, что примерно в два раза меньше, чем годовой сток в Карское море [Gordeev et al., 1997]. Большая часть этого стока приходится на долю 500-километровой дельты Лены (590 км<sup>3</sup>), а также 50-километровой дельты реки Оленек (36 км<sup>3</sup>) и 100-километровой дельты Яны (34 км<sup>3</sup>), расположенных в 50 км к западу и 200 км к востоку от дельты Лены. Кроме вышеперечисленных дельтовых рек значительный вклад в континентальный сток в море Лаптевых дает Хатанга (105 км<sup>3</sup>), чей узкий (50–15 км) и протяженный эстуарий (270 км) расположен в юго-западной части моря. Около 85% годового речного стока поступает в море Лаптевых с июля по октябрь (рис. 5.10), в результате чего в южной части моря формируется опресненная линза площадью в сотни тысяч квадратных километров [Pavlov et al., 1996; Polyakov et al., 2003].

Восточно-Сибирское море расположено между побережьем Сибири на юге, Новосибирскими островами на западе и островом Врангеля на востоке. Важной особенностью Восточно-Сибирского моря является его относительная мелководность (средняя глубина – 45 м) и небольшой объем вод (49 тыс. км<sup>3</sup>) по сравнению с другими арктическими морями России.

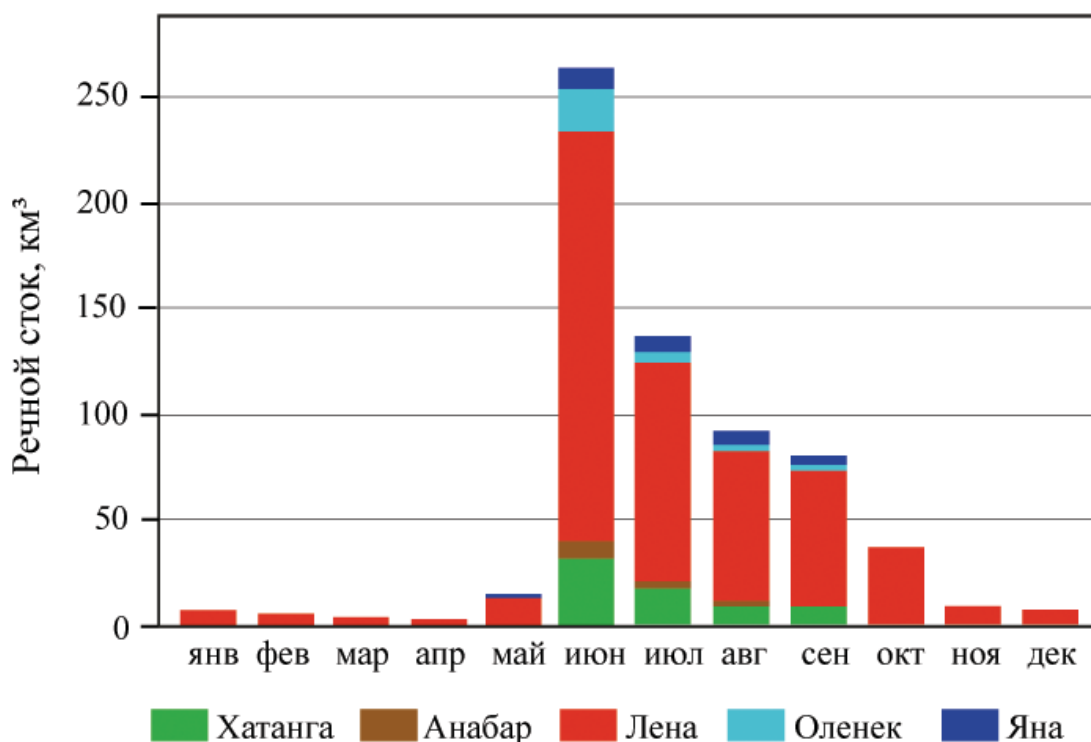


Рис. 5.10. Среднемноголетнее распределение стока (км³) основных рек моря Лаптевых по месяцам года

Большую часть моря занимает шельфовая зона, почти три четверти моря имеют глубины менее 50 м, а область континентального склона располагается на расстоянии порядка 1000 км от северного берега Азии.

В Восточно-Сибирское море поступает сравнительно небольшое количество речных вод (200–250 км³ в год), что в три раза меньше, чем объем пресноводного стока в море Лаптевых и в шесть раз меньше, чем в Карское море [Gordeev et al., 1997]. Большая часть этого стока приходится на долю 110-километровой дельты Колымы (136 км³), а также 150-километровой дельты Индигирки (61 км³). Более 90% этого объема поступает в море в июле–октябре (рис. 5.11), в результате чего в юго-западной части Восточно-Сибирского моря формируется опресненная линза, смыкающаяся с опресненной линзой, формируемой стоком Лены и других рек в южной части моря Лаптевых [Pavlov et al., 1996; Dmitrenko et al., 2005; Semiletov et al., 2005].

Пространственно-временная изменчивость единой опресненной линзы моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря определяется значительными сезонными колебаниями речного стока и ветровым воздействием. В ряде предыдущих работ было показано, что циклоническая атмосферная циркуляция способствует локализации опресненного поверхностного слоя в восточной части моря Лаптевых и центральной части Восточно-Сибирского моря, а антициклоническая – в центральной части моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря [Münchow et al., 1999; Dmitrenko et al., 2005; Abrahamsen et al., 2009]. Длительное влияние антициклона также может вызвать широтный перенос опресненных вод в глубоководную часть моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря и далее в центральную часть Северного

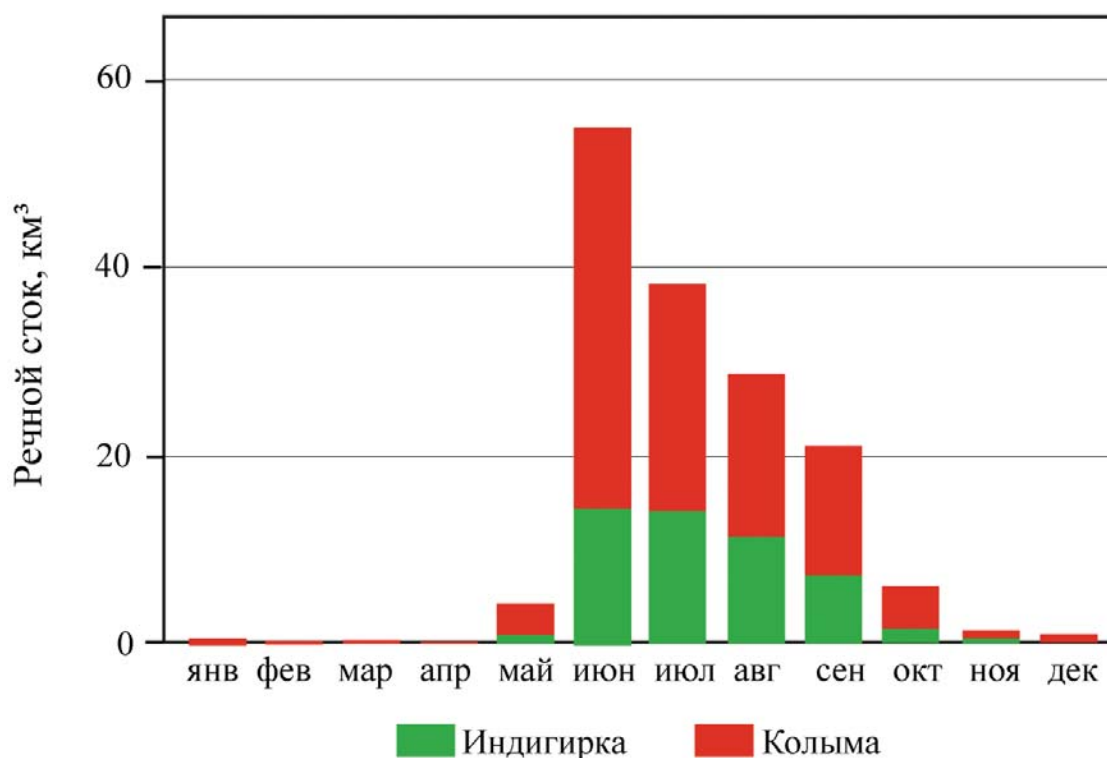


Рис. 5.11. Среднегодовое распределение стока (км³) основных рек Восточно-Сибирского моря по месяцам года

Ледовитого океана [Dmitrenko et al., 2008; Guay et al., 2001]. Определенное влияние на линзу моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря вносит и водообмен с Карским морем через пролив Вилькицкого [Weingartner et al., 1999; Janout et al., 2015] и водообмен с Чукотским морем через пролив Лонга [Münchow et al., 1999; Weingartner et al., 1999]. Приливные колебания в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море выражены слабо, амплитуда прилива в мелководной части моря практически везде не превышает 0.2–0.3 м, поэтому приливы не оказывают существенного влияния на перемешивание опресненного поверхностного слоя [Padman and Erofeeva, 2004], за исключением Хатангского залива [Osadchiev et al., 2020c].

Море Лаптевых и Восточно-Сибирское море большую часть года покрыты льдом. Южные части морей, прилегающие к дельтам Оленька, Лены, Яны, Индигирки и Колымы, покрыты припайным льдом (толщиной 1.5–2 м) с конца октября по июнь–июль. На ледовый режим в прибрежных и шельфовых районах существенное влияние оказывает континентальный сток [Pavlov et al., 1996] и Великая Сибирская Полюнья [Bareiss and Görgen, 2005]. Ледовый покров моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря в летне-осенний сезон имеет большую межгодовую изменчивость. В определенные годы, например, в 2013, 2014 и 2018 годах южная граница кромки морского льда находилась на расстоянии 200–300 км от берега континента, в результате чего центральные и северные части этих морей были покрыты льдом в течение всего года.

В другие годы, например, в 2012, 2017 и 2019 годах море Лаптевых и Восточно-Сибирское море были полностью свободными ото льда с конца августа по начало октября в период наибольшего отступления ледового покрова.

Как было сказано выше, суммарный годовой материковый сток в море Лаптевых и Восточно-Сибирское море (около  $1000 \text{ км}^3$ ) на треть меньше суммарного материкового стока в Карское море (около  $1500 \text{ км}^3$ ) [Gordeev et al., 1997]. Тем не менее, натурные измерения, проводящиеся в этих морях, показывают, что площадь опресненной линзы моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря значительно больше площади опресненной линзы Карского моря. В этом разделе анализируются данные измерений солёности в поверхностном слое по маршруту судна, собранные в течение 17 экспедиций в море Лаптевых и Восточно-Сибирское (табл. 5.2), проводившихся с августа по октябрь в 1999–2019 годах. Также были детально проанализированы данные вертикальных измерений солёности вдоль квазимеридиональных (в 2006, 2007, 2008, 2011, 2016 и 2019 годах) и квазизональных (в 2008, 2011, 2016 и 2019 годах) разрезов, начинавшихся у восточного побережья дельты Лены (рис. 5.12). На основе этих данных была исследована межгодовая изменчивость области распространения и вертикальной структуры опресненного поверхностного слоя в течение безледного периода.

Межгодовая изменчивость вертикальной структуры опресненного поверхностного слоя в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море анализируется на основе данных натурных измерений, выполненных в 1999–2000, 2003–2009, 2011–2012, 2015–2019 годах. Баланс пресной воды в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море определяется речным стоком и таянием льда, в то время как атмосферные осадки и испарение играют незначительную роль из-за большой продолжительности ледяного покрова и низких температур воздуха [Lambert et al., 2019]. Таким образом, для выявления зависимостей между расположением и вертикальной структурой опресненного поверхностного слоя и внешними условиями были проанализированы, во-первых, пресноводный сток из дельты Лены, во-вторых, ветровое воздействие в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море и, в-третьих, ледовые условия в этих морях в летне-осенний период.

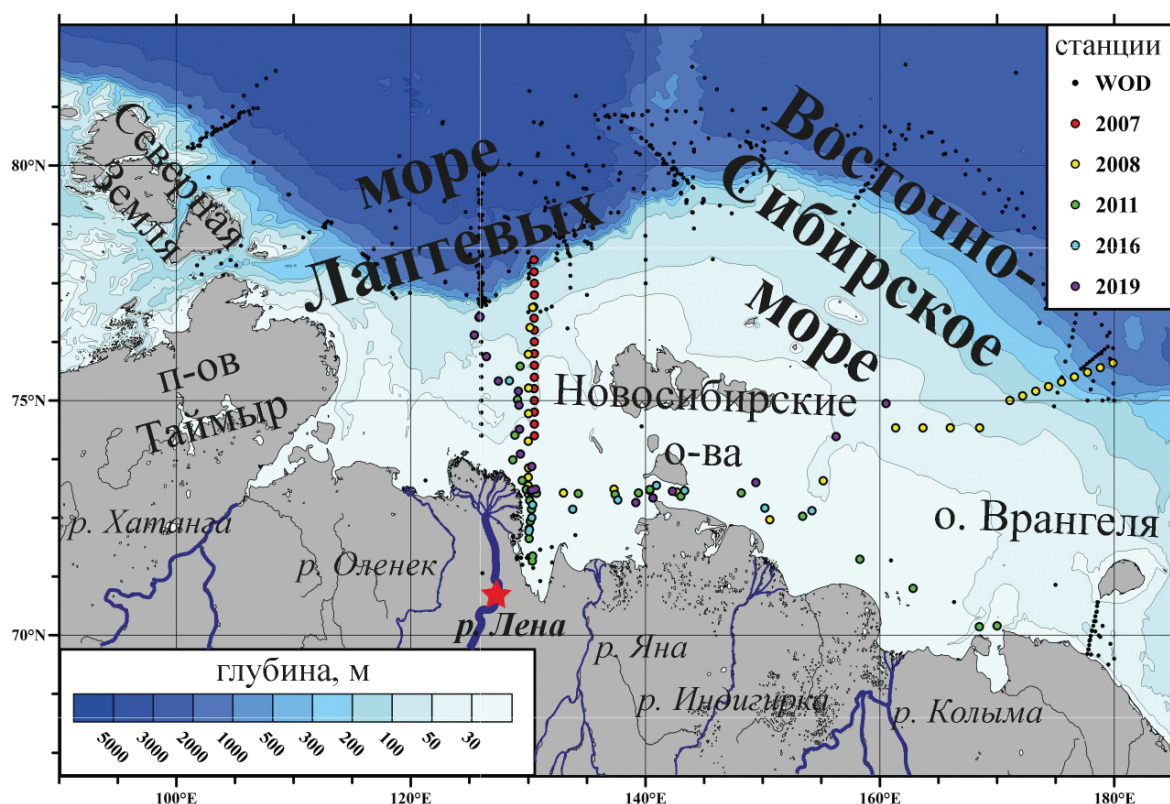
Измерения расхода Лены проводятся на гидрологическом посту в Кюсюре, расположенном на расстоянии 300 км от моря. В связи с этим, гидрограф, измеренный в Кюсюре, был сдвинут на 7 дней вперед в соответствии с оценками скорости течения в протоках в дельте Лены ( $0.5 \text{ м/с}$ ) [Kaab et al., 2013]. На рис. 5.13 показаны сдвинутые гидрографы реки Лены в безледные периоды 2007, 2008, 2012, 2016 и 2019 годов, т.е. в годы, когда проводились измерения вертикальной структуры опресненного поверхностного слоя вдоль квазизональных и квазимеридиональных разрезов. Пик расхода реки Лены во время половодья в июне–июле составлял  $80\,000\text{--}160\,000 \text{ м}^3/\text{с}$ , после чего постепенно снижался до ноября к  $5000\text{--}10\,000 \text{ м}^3/\text{с}$ . Зимой и весной расход реки составлял всего  $2000\text{--}3000 \text{ м}^3/\text{с}$  (см. рис. 5.13). В отдельные годы отчетливый вторичный пик расхода (до  $6000 \text{ м}^3/\text{с}$ ) формировался в августе–сентябре (2004, 2016, 2017, 2018) или сентябре–октябре (2006, 2008). Интенсивность пикового сброса в течение половодья имеет большую межгодовую изменчивость от  $8000\text{--}9000 \text{ м}^3/\text{с}$  (2003, 2004, 2019) до  $15\,000\text{--}16\,000 \text{ м}^3/\text{с}$  (2009, 2015). Общий пресноводный сток из реки Лены в мае–октябре рассматриваемых лет также значительно варьировал от  $390 \text{ км}^3$  (2019),  $420 \text{ км}^3$  (2003) и  $440 \text{ км}^3$  (2011) до  $600\text{--}610 \text{ км}^3$  (2007, 2008, 2016, 2018) (см. рис. 5.13).

Ледовые условия в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море характеризуются большой межгодовой изменчивостью. В 2007 году центральные части обоих морей были свободны ото льда начиная со второй половины июля. В 2008 году, напротив, ледяной покров был очень обширен вплоть до второй половины августа, в центральных частях этих морей лед растаял только в начале сентября. В 2011 и 2019 годах морские льды оставались в центральной части

Таблица 5.2

Периоды, районы и типы анализируемых натурных измерений во время экспедиций в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море

Период	Судно	Район работ	Тип измерений
сентябрь 1999	Дунай	море Лаптевых	гидрологические станции
август – сентябрь 2000	Николай Коломейцев	море Лаптевых	гидрологические станции
сентябрь 2003	Иван Киреев	Восточно-Сибирское море	измерения в поверхностном слое
август – сентябрь 2004	Иван Киреев	Восточно-Сибирское море	гидрологические станции
сентябрь 2005	Ауга	Восточно-Сибирское море	гидрологические станции
август – сентябрь 2006	Капитан Драницын	море Лаптевых	гидрологические станции
сентябрь 2007	Виктор Буйницкий	море Лаптевых	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции на квазимеридиональном разрезе
август – сентябрь 2008	Яков Смирницкий	море Лаптевых и Восточно-Сибирское море	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции на квазимеридиональном и квазизональном разрезах
август – сентябрь 2009	Капитан Драницын	море Лаптевых	измерения в поверхностном слое
сентябрь – октябрь 2011	Академик Лаврентьев	море Лаптевых и Восточно-Сибирское море	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции на квазимеридиональном и квазизональном разрезах
сентябрь 2012	Виктор Буйницкий	море Лаптевых	измерения в поверхностном слое
август – сентябрь 2014	Oden	море Лаптевых и Восточно-Сибирское море	измерения в поверхностном слое
сентябрь 2015	Академик Мстислав Келдыш	море Лаптевых	измерения в поверхностном слое
сентябрь – октябрь 2016	Академик Лаврентьев	море Лаптевых и Восточно-Сибирское море	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции на квазимеридиональном и квазизональном разрезах
сентябрь 2017	Академик Мстислав Келдыш	море Лаптевых и Восточно-Сибирское море	измерения в поверхностном слое
октябрь 2018	Академик Мстислав Келдыш	море Лаптевых	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции на квазимеридиональном и квазизональном разрезах
сентябрь – октябрь 2019	Академик Мстислав Келдыш	море Лаптевых и Восточно-Сибирское море	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции на квазимеридиональном и квазизональном разрезах



**Рис. 5.12.** Расположение гидрологических станций вдоль квазимеридиональных и квазизональных разрезов в 2007, 2008, 2011, 2016 и 2019 годах (цветные точки) и расположение станций, содержащихся в World Ocean Database (WOD) (черные точки); расположение гидрологического поста на Лене (красная звезда)

Восточно-Сибирского моря до начала сентября, а в море Лаптевых лед растаял к концу июля. Противоположная ситуация, т.е. отсутствие льда в Восточно-Сибирском море и море Лаптевых, наблюдалась в августе 2016 года.

Ветровые условия в августе–сентябре 2007, 2008, 2011, 2016 и 2019 годов показаны на рис. 5.14 и 5.15. В безледный период в 2007 и 2016 годах в районе исследований преобладали западные ветра, средняя скорость ветра составляла 3–7 м/с (см. рис. 5.14). В 2008, 2011 и 2019 годах локальная циркуляция атмосферы, напротив, определялась восточными ветрами (см. рис. 5.15). Особенно сильные восточные ветра (7–8 м/с) наблюдались в августе 2011 года и августе–сентябре 2019 года.

Аналогично анализу, описанному в разделе 5.2, в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море были построены изохалины 15 епс (граница плюма Лены) и изохалины 25 епс (граница опресненной линзы) по натурным данным, собранным в 17 морских экспедициях в 1999–2019 годах (рис. 5.16). Наиболее масштабные непрерывные измерения поверхностной солености в исследуемом районе проводились в 2008, 2011, 2016 и 2019 годах. В ходе этих исследований судовые маршруты охватывали обширные территории в восточной части моря Лаптевых и в западной части Восточно-Сибирского моря от 125–130° в.д. на западе до 160–170° в.д. на

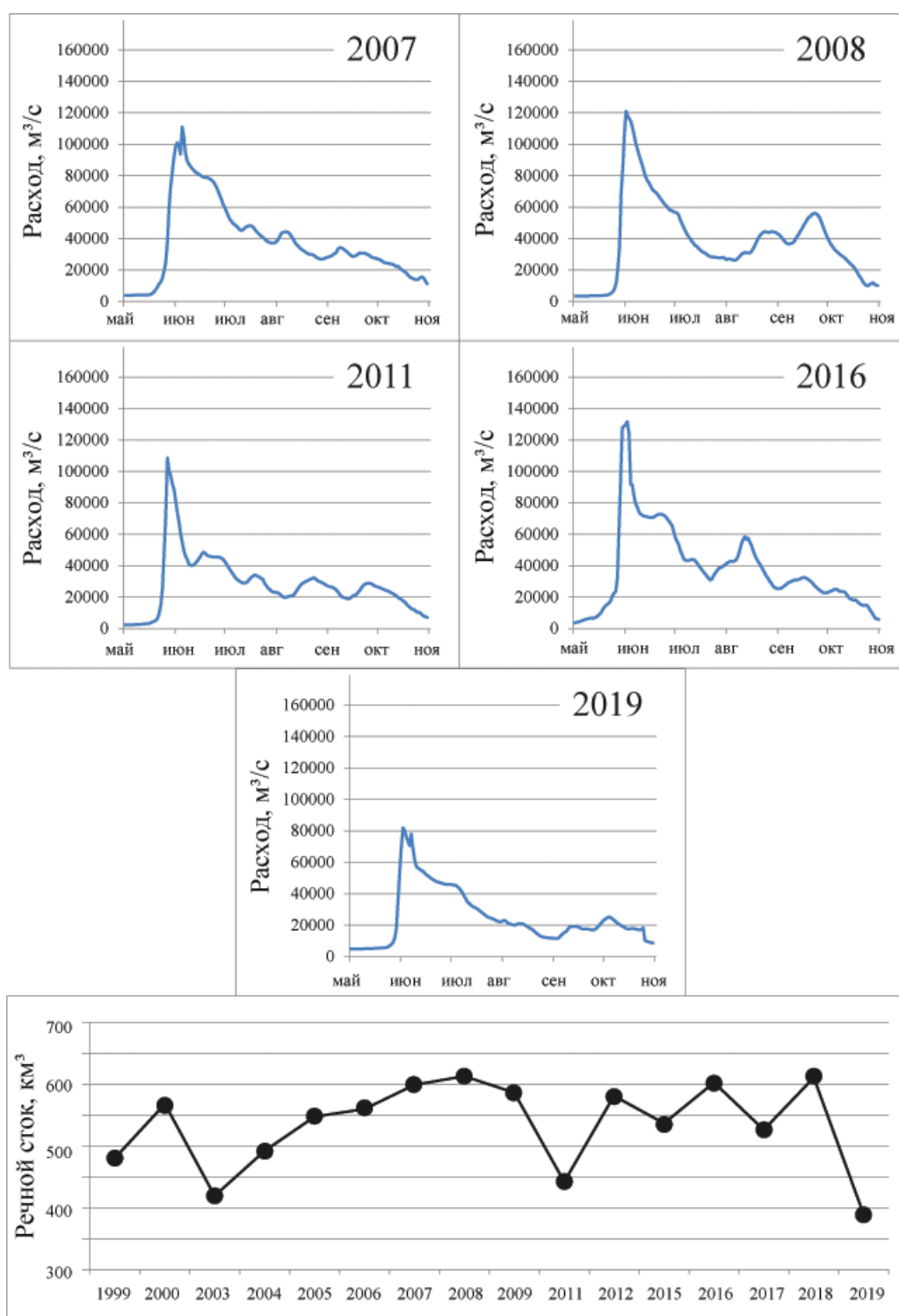
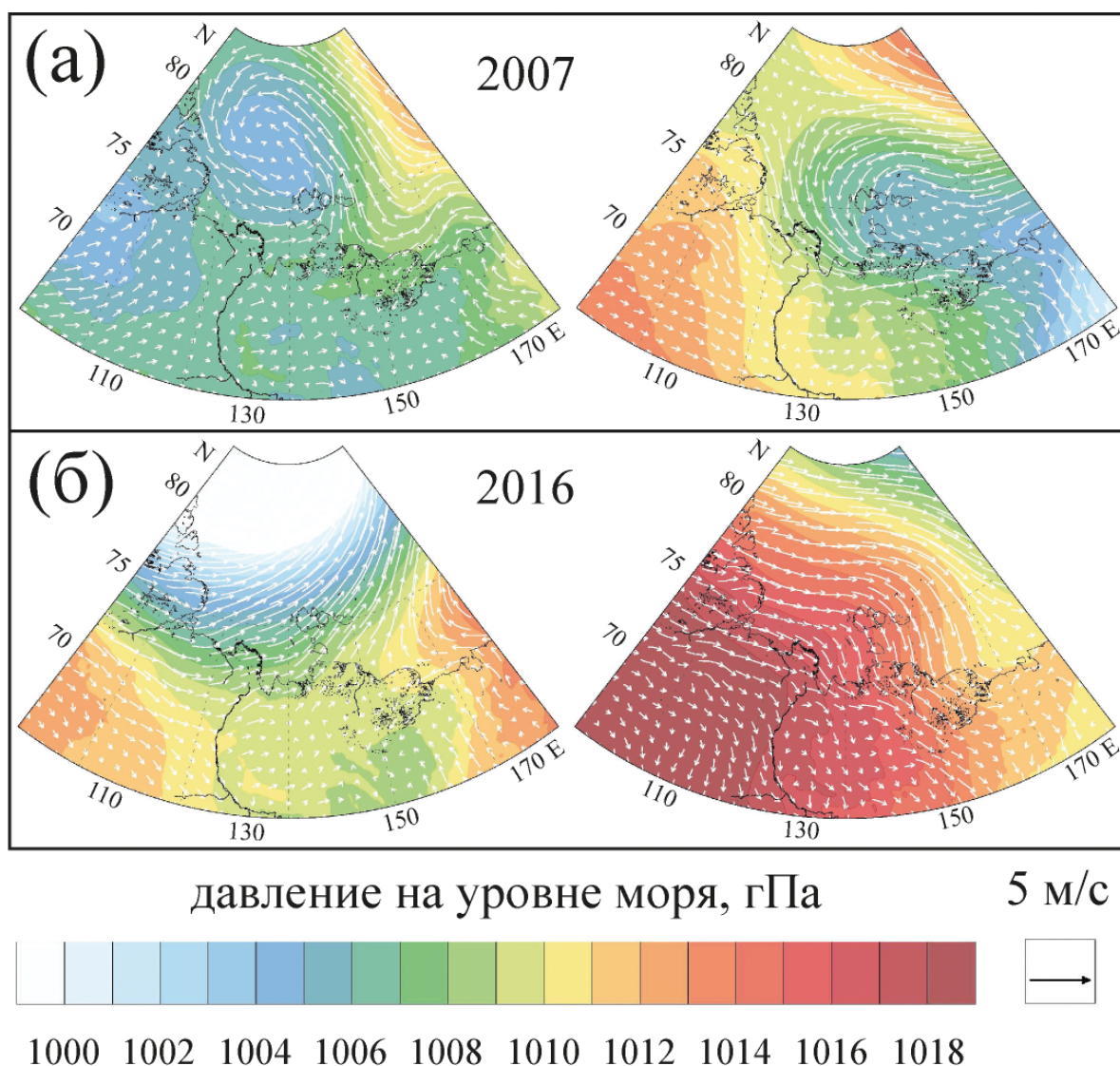


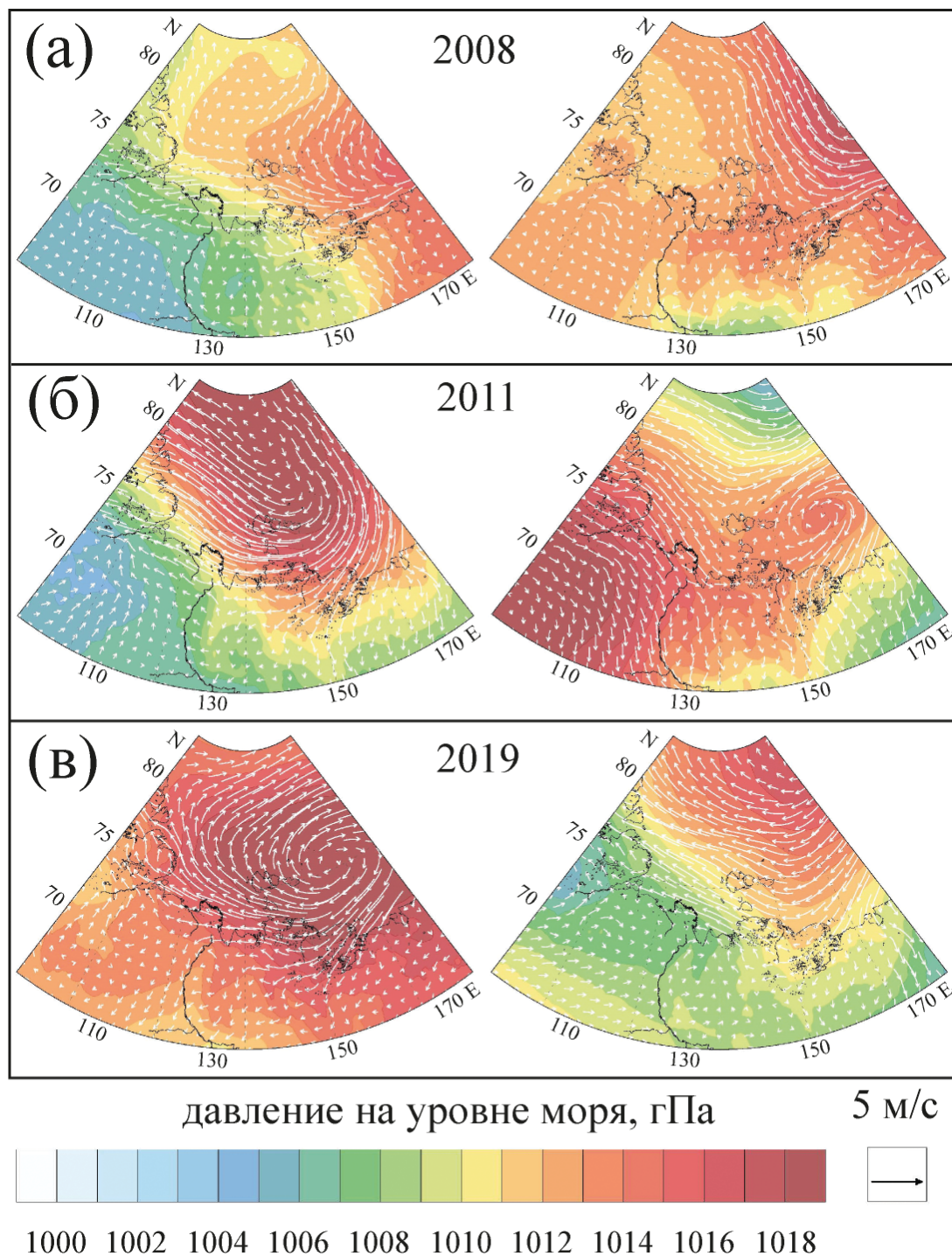
Рис. 5.13. Расход и общий сток реки Лены в мае–октябре по данным измерений на гидрологическом посту в Кюсюре в 2007, 2008, 2011, 2016 и 2019 годах



**Рис. 5.14.** Среднемесячное значение давления ветра (стрелки) и уровня моря (цвет) в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море в августе (слева) и сентябре (справа) в 2007 (а) и 2016 (б) годах

востоке и от побережья континента на юге до  $76-78^\circ$  с.ш. на севере. Кроме того, в ходе этих полевых работ проводились вертикальные термохалинные измерения вдоль квазизонального и квазимеридионального разрезов.

Расположение изохалины 25 епс подтверждает большую площадь опресненной линзы и демонстрирует существенную межгодовую изменчивость ее площади и расположения (рис. 5.17). Северная граница линзы в море Лаптевых в 2000, 2007, 2009, 2014, 2016 и 2018 годах находилась на  $74-76^\circ$  с.ш. (см. рис. 5.16б, 5.17), а в 2008, 2011 и 2015 годах солёность менее 25 была зарегистрирована вплоть до  $77-78^\circ$  с.ш. (см. рис. 5.16а, 5.17). Восточная и западная гра-



**Рис. 5.15.** Среднемесячное значение давления ветра (стрелки) и уровня моря (цвет) в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море в августе (слева) и сентябре (справа) в 2008 (а), 2011 (б) и 2019 (в) годах

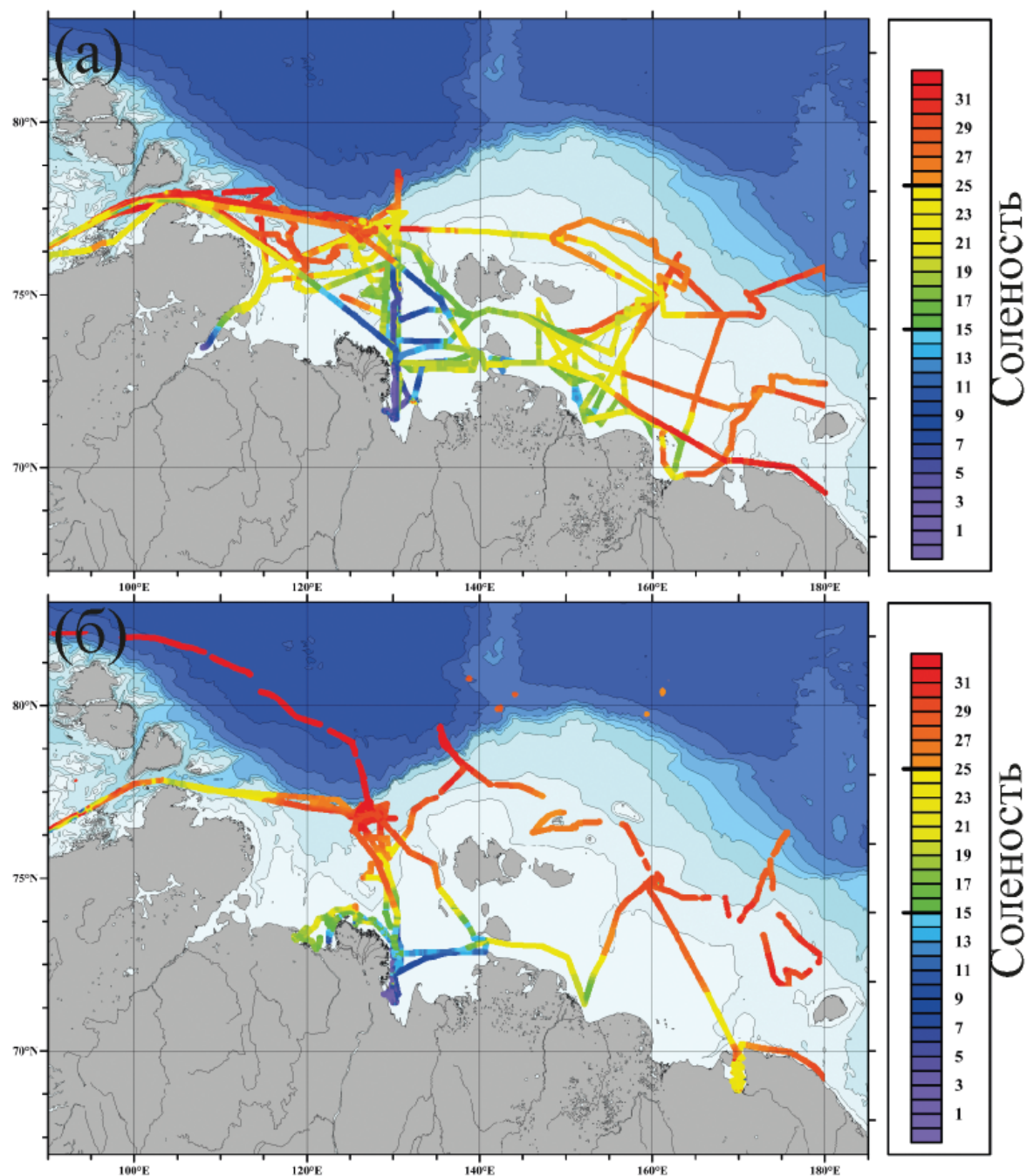
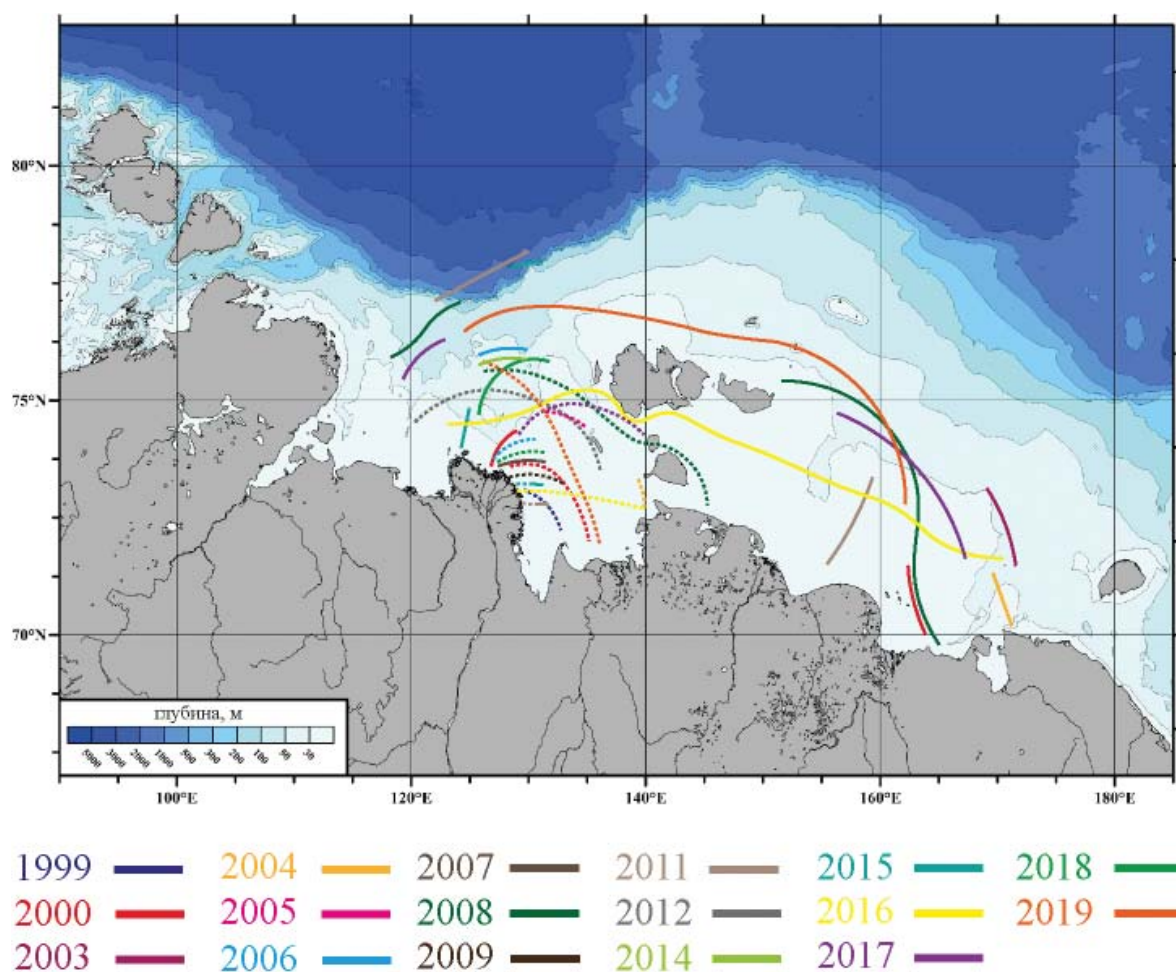


Рис. 5.16. Два типа распределения солености в поверхностном слое моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, полученные на основе данных экспедиционных измерений в 1999–2019 годах



**Рис. 5.17.** Расположение изохалин 15 епс (пунктирные линии) и 25 епс (сплошные линии) в поверхностном слое моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, полученные на основе данных экспедиционных измерений в 1999–2019 годах

ницы линзы менялись менее значительно, соленость менее 25 наблюдалась между долготами 120–125° в.д. и 160–170° в.д. Масштабные непрерывные измерения поверхностной солености зарегистрировали очень большую площадь линзы в 2008, 2011 и 2019 годах (400 000–500 000 км<sup>2</sup>), тогда как в 2016 году линза была прижата к сибирскому побережью и занимала почти в два раза меньшую площадь. Поэтому меридиональная протяженность линзы варьировала от 250–350 км в 2008 и 2016 годах до 600 – 700 км в 2011 и 2019 годах. Зональная протяженность линзы была более стабильна и составляла 1300–1500 км. Таким образом, в отличие от линзы Карского моря, характеризующейся относительно стабильным расположением, расположение линзы моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря показывает очень большую межгодовую изменчивость.

Плюм Лены также демонстрирует большую изменчивость расположения и площади (см. рис. 5.17). В 1999, 2000, 2009, 2011, 2015 и 2016 годах северная граница плюма находилась на

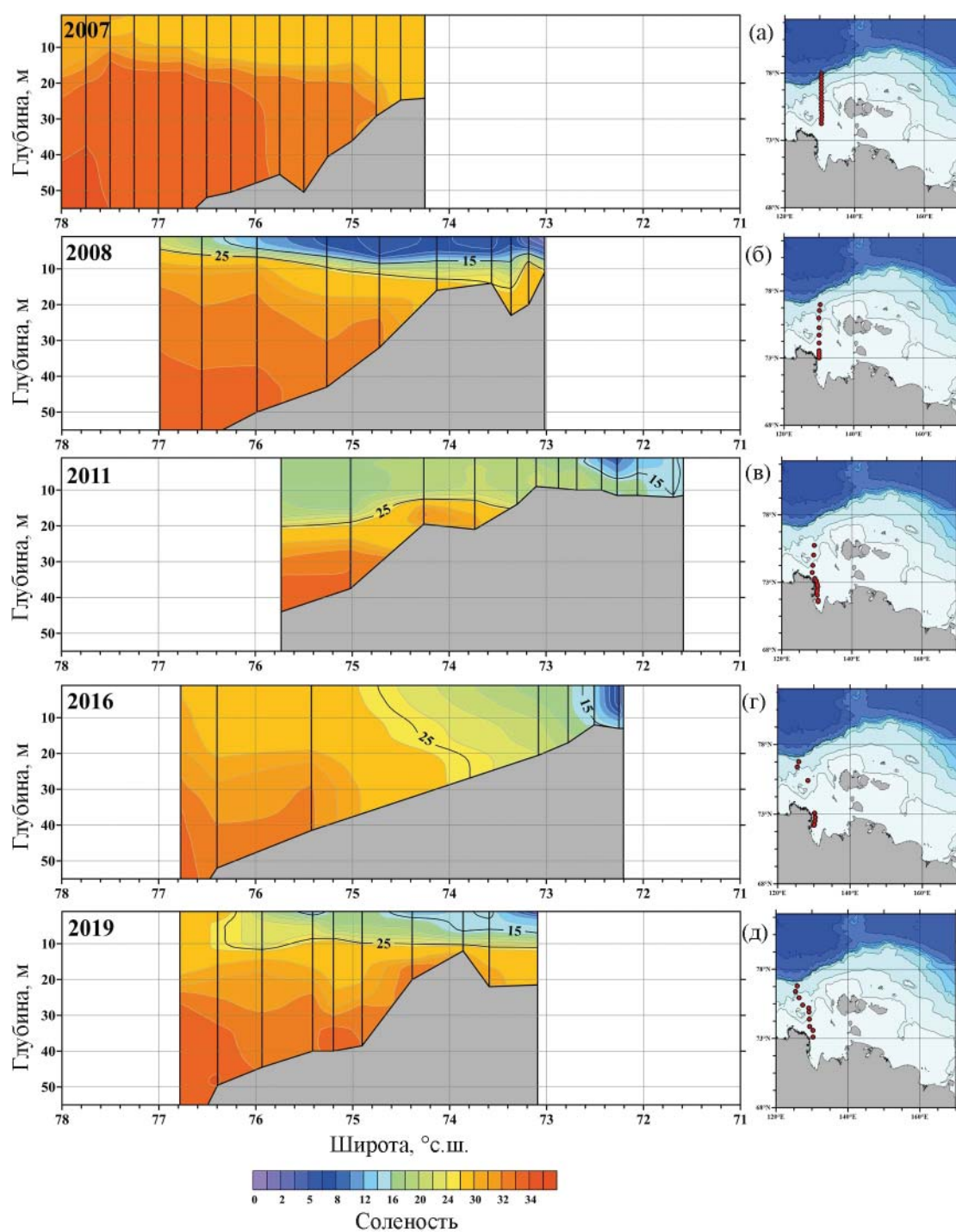
72.5–73° с.ш., и плюм занимал относительно небольшую площадь (20 000–40 000 км<sup>2</sup>), прилегающую к восточной части дельты Лены. В 2008, 2012 и 2017 годах, напротив, северная граница плюма располагалась на 75° с.ш. В эти годы плюм Лены простирался до Новосибирских островов на востоке и занимал площадь 120 000–150 000 км<sup>2</sup>. Таким образом, меридиональная протяженность плюма Лены изменялась от 150 км (1999, 2011, 2015, 2016) до 400 км (2008, 2019), а зональная – от 100 (1999) до 400–500 км (2008, 2017).

Вертикальная структура опресненного поверхностного слоя в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море была изучена на основе вертикальных термохалинных измерений вдоль квазимеридионального (рис. 5.18) и квазизонального (рис. 5.19) разрезов в 2007, 2008, 2011, 2016 и 2019 годах. В сентябре 2007 года самая южная станция квазизонального разреза располагалась на 74.2° с.ш., т.е. в 100 км к северу от дельты Лены (рис. 5.18а). Соленость вдоль разреза была больше 25, поэтому опресненный поверхностный слой находился южнее разреза. Аналогичная ситуация наблюдалась в сентябре–октябре 2016 года, когда низкая соленость вдоль квазимеридионального разреза регистрировалась только вблизи дельты Лены (см. рис. 5.18г). Опресненный поверхностный слой около дельты был хорошо перемешан и занимал всю толщу воды от поверхности до морского дна (глубиной 15–20 м). Поверхностная соленость этого слоя постепенно увеличивалась с 1–2 до 17. Северная граница линзы располагалась на широте 74.1°. Квазизональный разрез в 2016 году был вытянут вдоль континентального побережья до долготы 154°. Опресненный поверхностный слой был хорошо перемешан и занимал всю толщу воды от поверхности до морского дна (глубиной 15–20 м) вдоль всего квазизонального разреза (см. рис. 5.19в). Поверхностная соленость в море Лаптевых составляла 11–16, к востоку от пролива Лаптевых она увеличилась до 18–24.

В отличие от 2007 и 2016 годов, в августе 2008 года линза простиралась более чем на 500 км к северу от дельты Лены, соленость менее 25 наблюдалась вплоть до конца квазимеридионального разреза на широте 77° (см. рис. 5.18б). Толщина линзы постепенно уменьшалась от 12 м в районе дельты до 5 м на самой северной станции разреза. В восточном направлении плюм Лены распространялся до пролива Лаптевых, а линза наблюдалась вдоль квазизонального разреза вплоть до долготы 154°. Толщина линзы вдоль квазизонального разреза менялась от 10 до 15 м.

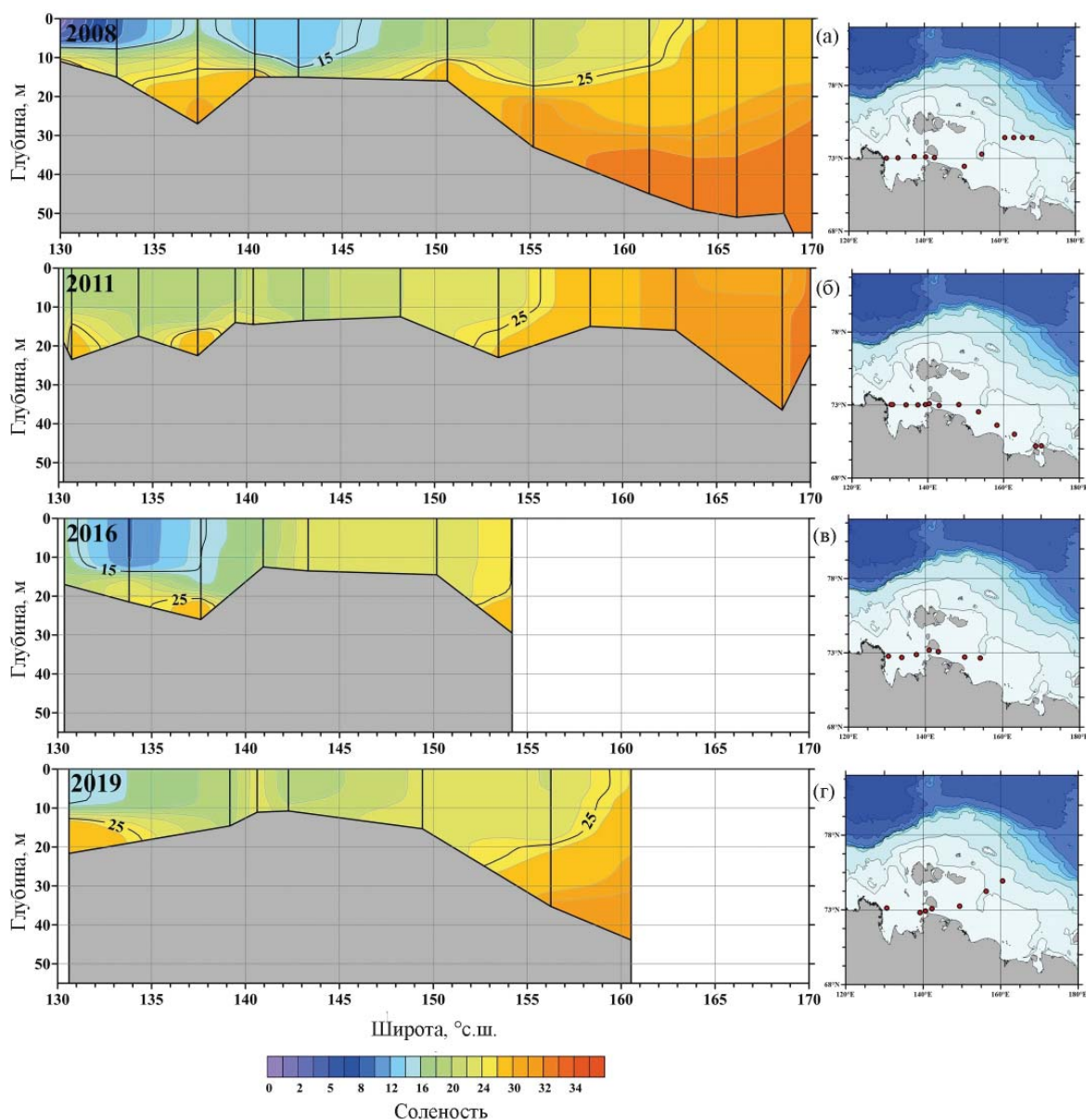
Опресненный поверхностный слой также занимал большую площадь в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море в сентябре 2011 года и октябре 2019 года. В 2011 году соленость менее 25 наблюдалась вплоть до конца квазимеридионального разреза на широте 75.8° (см. рис. 5.18в), а в 2019 году изохалина 25 находилась на широте 76.2° (см. рис. 5.18д). Толщина линзы в 2011 году изменялась от 12 до 20 м, в 2019 году ее толщина составляла 9–11 м вдоль всего разреза. Северная граница плюма Лены в 2011 году находилась на широте 72.6°, а в 2019 году – на широте 74.5°. Опресненный поверхностный слой в 2011 году распространялся на восток до долготы 156° вдоль побережья (см. рис. 5.19б), а в 2019 году – до долготы 159° в центральной части Восточно-Сибирского моря (см. рис. 5.19г). Этот слой был хорошо перемешан вдоль квазизональных разрезов и занимал всю толщу воды до глубин 20–25 м.

Вышеописанные натурные измерения показывают значительную межгодовую изменчивость площади, положения и структуры опресненного поверхностного слоя в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море в течение безледного периода. В целом, можно выделить два характерных типа распространения этого слоя. Первый тип наблюдался в 2003, 2008, 2011, 2012, 2015, 2017 и 2019 годах (см. рис. 5.16а), его вертикальная термохалинная структура была измерена в 2008, 2011 и 2019 годах (см. рис. 5.18, 5.19). В эти годы опресненный поверх-



**Рис. 5.18.** Вертикальная структура солёности вдоль квазимеридиональных разрезов в море Лаптевых 14–30 сентября 2007 года (а), 23–25 августа 2008 года (б), 19–26 сентября 2011 года (в), 25 сентября – 2 октября 2016 года (г) и 6–13 октября 2019 года (д). Изохалины 15 и 25 показаны жирными линиями.

Расположение разрезов показано на вставках справа



**Рис. 5.19.** Вертикальная структура солености вдоль квазизональных разрезов в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море 25–30 августа 2008 года (а), 30 сентября – 3 октября 2011 года (б), 2–9 октября 2016 года (в) и 3–6 октября 2019 года (г). Изохалины 15 и 25 показаны жирными линиями. Расположение разрезов показано на вставках справа

ностный слой занимал большую площадь в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море, его меридиональная и зональная протяженность составляла 500–600 км и 1200–1300 км, соответственно. В 2007, 2009, 2014, 2016 и 2018 годах, напротив, опресненный поверхностный слой был прижат к континентальному побережью и не распространялся далеко на север, что ха-

рактенно для второго типа распространения (см. рис. 5.16б). Меридиональная протяженность опресненного поверхностного слоя в эти годы составляла <250 км, т.е. в два раза меньше, чем для первого типа распространения, а его зональная протяженность была >1000 км, что аналогично первому типу. Вертикальная термохалинная структура опресненного поверхностного слоя, характерная для второго типа распространения, была измерена в 2007 и 2016 годах (см. рис. 5.18, 5.19). Наблюдаемая межгодовая изменчивость опресненного поверхностного слоя в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море была значительно больше, чем у опресненного поверхностного слоя, формирующегося в Карском море, рассмотренного в разделе 5.2.

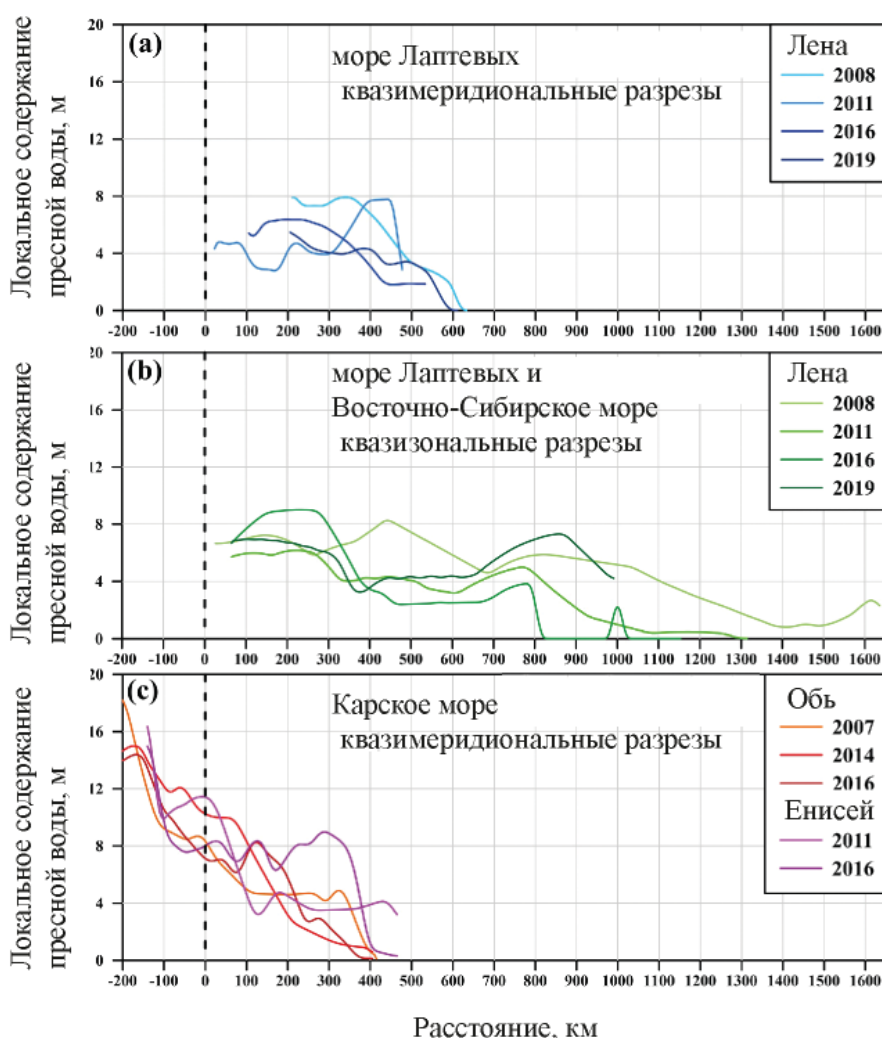
Формирование типа распространения линзы в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море демонстрирует прямую зависимость от региональных ветровых условий и отсутствие зависимости от изменчивости речного стока или ледового режима. В 2007 и 2016 годах в исследуемом регионе преобладали восточные ветра (см. рис. 5.14), которые вызывали экмановский транспорт на юг опресненного поверхностного слоя в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море. Из-за этого линза была прижата к сибирскому побережью и имела относительно небольшую меридиональную протяженность в течение этих лет. В 2008, 2011 и 2019 годах, напротив, западные ветра вызвали распространение опресненного поверхностного слоя далеко на север (см. рис. 5.15).

Большая межгодовая изменчивость речного стока, напротив, не показывает никакой связи с изменчивостью площади опресненного поверхностного слоя. Самые низкие значения речного расхода во время половодья и самый низкий суммарный объем стока реки Лены за рассматриваемые годы были зарегистрированы в 2011 и 2019 годах (см. рис. 5.13), при этом площадь опресненного поверхностного слоя была велика. Суммарный объем стока Лены в 2007, 2008 и 2016 годах был практически одинаковым (и в полтора раза больше, чем в 2011 и 2019 годах), в то время как площадь опресненного поверхностного слоя была большей в 2008 году и малой в 2007 и 2016 годах. В частности, площадь этого слоя в 2016 году была в 2 раза меньше, чем в 2008 и 2019 годах.

Общая схема сезонной трансформации пресноводного стока в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море аналогична соответствующему процессу в Карском море, описанному в разделе 5.2. Плюм Лены занимает почти весь объем опресненного поверхностного слоя в море Лаптевых в августе (см. рис. 5.18б) вскоре после половодья. Затем в сентябре и октябре плюм Лены трансформируется в линзу моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря за счет перемешивания с солеными морскими водами (см. рис. 5.18г, д). В результате этого в сентябре и октябре плюм Лены занимает относительно небольшую площадь в юго-восточной части моря Лаптевых, примыкающую к восточной части дельты Лены, в то время как большую часть площади опресненного поверхностного слоя занимает линза.

Толщина плюма Лены в августе и сентябре составляет всего 5–8 м (см. рис. 5.18б), что в два раза меньше толщины плюма Оби–Енисея в Карском море в августе (12–15 м). Это различие обусловлено морфологией эстуарных и дельтовых источников пресной воды у этих плюмов. Река Лена впадает в море Лаптевых через многочисленные узкие (до нескольких километров) и мелководные (до 5–10 м) дельтовые рукава вдоль 250-километрового участка берега моря, а реки Обь и Енисей впадают в Карское море через широкие (30–60 км) и глубокие (15–20 м) эстуарии. Из-за этого соленые морские воды практически не поступают в мелководные дельтовые протоки Лены в отличие от глубоких эстуариев Оби и Енисея. Таким образом, пресноводный сток Лены поступает в море из многочисленных протоков и формирует относительно неглубокий плюм Лены вдоль восточной части дельты. Стоки рек Обь и Енисей, напротив, интенсивно перемешиваются с соленой морской водой в эстуариях и образуют относительно глубокий плюм Оби–Енисея.

Таким образом, во время своего первичного формирования линза моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря имеет меньший вертикальный масштаб, но при этом растекается по большей площади моря, чем линза Карского моря. Этим фактором и объясняется большая площадь линзы моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря по сравнению с линзой Карского моря при меньшем объеме формирующего ее речного стока. Для подтверждения этой гипотезы было проанализировано содержание пресной воды в линзе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, показавшее значительное отличие от содержания пресной воды в линзе Карского моря (рис. 5.20). Во-первых, содержание пресной воды вблизи источника в море Лаптевых (4–8 м вблизи дельты Лены) (см. рис. 5.20а, б) значительно ниже, чем в Обской губе



**Рис. 5.20.** Локальное содержание пресной воды вдоль квазимеридиональных разрезов в море Лаптевых (а), квазизональных разрезов в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море (б), квазимеридиональных разрезов в Карском море (с). Пунктирная линия обозначает границу открытого моря, т.е. дельту Лены (а) и (б) и морские границы Обской губы и Енисейского залива (с)

(10–18 м) и Енисейском заливе (8–16 м) (см. рис. 5.20с). Во-вторых, содержание пресной воды более стабильно в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море. Оно колеблется от 5 до 9 м вблизи дельты Лены, что указывает на низкую интенсивность перемешивания речного стока и соленых морских вод в этом районе. Затем содержание пресной воды понижается до 3–4 м на расстоянии 350–500 км в меридиональном направлении (см. рис. 5.20а) и на расстоянии 800–1100 км в зональном направлении (см. рис. 5.20b) от дельты Лены. В Карском море локальное содержание пресной воды резко падает до 8–12 м в северных частях эстуариев и затем уменьшается до 4 м на расстоянии 100–400 км от эстуариев в меридиональном направлении (см. рис. 5.20с).

Большой сток пресной воды в Карское море из Оби и Енисея интенсивно перемешивается в эстуариях и образует плюм Обь–Енисей толщиной 12–15 м. Этот плюм формируется в июне–июле и занимает относительно стабильную площадь (200 000–250 000 км<sup>2</sup>) в центральной части Карского моря. Сток пресной воды из Лены в море Лаптевых почти в два раза меньше, чем из Оби и Енисея. Однако вблизи дельты Лены этот сток слабо перемешивается с морской водой из-за морфологии дельтовых протоков. В результате плюм Лены глубиной 5–8 м распространяется на чрезвычайно большую площадь в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море (до 500 000 км<sup>2</sup>). Из-за меньшего вертикального масштаба плюм Лены в большей степени подвержен воздействию ветра, чем плюм Оби–Енисея. Из-за этого ветровые условия определяют характер его распространения и вызывают значительную межгодовую изменчивость положения и площади опресненного поверхностного слоя в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море, что не происходит с опресненным поверхностным слоем в Карском море.

Итак, сток пресной воды из многочисленных мелководных и узких протоков, расположенных вдоль 250-километрового участка дельты Лены, образует плюм Лены, глубина которого не превышает 10 м. Во время половодья плюм Лены распространяется на большую площадь в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море и впоследствии трансформируется в опресненную линзу. Положение и площадь этой линзы сильно зависят от региональных ветровых условий в течение безледного периода. Преобладающие западные ветра вызывают экмановский транспорт линзы на юг, который прижимает ее к континенту. В этом случае опресненный поверхностный слой локализован в южных частях моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, его меридиональная протяженность (<250 км) и площадь (~250 000 км<sup>2</sup>) относительно невелики. При сильных восточных ветрах, напротив, опресненный поверхностный слой распространяется на большую площадь в центральных частях этих морей (до 500 000 км<sup>2</sup>), его меридиональная протяженность увеличивается до 500–700 км.

Линза моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря является крупнейшей по площади опресненной линзой в Мировом океане [Kang et al., 2013], несмотря на то, что она формируется сравнительно небольшим объемом пресноводного стока. Пресноводная компонента в линзе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря более равномерно распределена по площади, чем пресноводная компонента в линзе Карского моря с пиками в эстуариях и резким падением в открытой части моря. Этот эффект вызван особенностями формирования линзы моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря преимущественно дельтовыми реками (Лена, Колыма, Индигирка, Оленек, Яна), что приводит к ее меньшей толщине и большей стратификации по сравнению с линзой Карского моря, формируемой преимущественно эстуарными реками (Енисей и Обь). Повышенная стратификация в линзе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря снижает интенсивность ее перемешивания, что приводит к более длительному сохранению ее вертикальных масштабов при распространении в море и отсюда – к большим

горизонтальным масштабам и большей аномалией солености линзы моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря по сравнению с линзой Карского моря.

На формирование линзы моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря также большое влияние оказывают апвеллинги, которые регулярно происходят в районах, прилегающих к дельтам рек Лена, Колыма и Индигирка [Osadchiev et al., 2020b]. Поверхностные проявления этих апвеллингов видны на оптических спутниковых снимках из-за их повышенной мутности и на спутниковых распределениях температуры поверхности моря из-за их пониженной температуры. Тем не менее, для исследования этих апвеллингов требуется правильная идентификация источника происхождения локальных аномалий температуры и мутности поверхности моря, наблюдаемых на спутниковых снимках. Локальные аномалии поверхностной температуры в исследуемых регионах могут быть связаны с несколькими различными процессами, а именно: с распространением речных плумов и опресненных линз, перемешиванием поверхностного слоя с нижележащим морем и таянием льдов. Области повышенной мутности поверхности моря в прибрежных и шельфовых районах также могут быть связаны с различными процессами, такими как: распространение речных плумов, эрозия берега, взмучивание донных отложений, достигающее поверхности моря, и эвтрофикация [Braga et al., 2017].

Первые три процесса характерны для моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря [Савельева и др., 2008, 2010; Semiletov et al., 2011; Kosyan et al., 2017], в то время как цветение моря в них не происходит [Sorokin and Sorokin, 1996; Никаноров и др., 2011; Kraberg et al., 2013; Суханова и др., 2017]. Мутные области, связанные с распространением речных плумов, приурочены к устьям и дельтам рек. Береговая эрозия в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море чрезвычайно интенсивна из-за активной термической абразии. Она обеспечивает большие потоки терригенной взвеси с материка в море, превышающие сток наносов из рек [Semiletov et al., 2012, 2016; Braga et al., 2017]. Мутные области, связанные с береговой эрозией, примыкают к протяженным участкам морского побережья, но их влияние ограничивается узкой прибрежной зоной моря. Наконец, взмучивание донных отложений происходит на мелководных участках и может быть вызвано апвеллингами, приливами и ветровыми волнами [Jorge and Beusekom, 1995; Joordens et al., 2001; Дударев и др., 2006; Kularatne and Pattiaratchi, 2008; Carlin et al., 2016]. В последнем случае турбулентность, вызванная разрушением поверхностных волн, распространяется от поверхностного слоя моря до дна, вызывает взмучивание донных отложений и их последующее поднятие в поверхностный слой. Приливная циркуляция и прибрежный апвеллинг, напротив, первоначально вызывают турбулентность в придонном слое, которая поднимается и может достигать поверхностного слоя, перенося с собой взмученные донные отложения.

Взаимодействие между речными плумами и прибрежным апвеллингом рассматривалось во многих предыдущих работах. Стратификация в прибрежной зоне моря влияет на толщину перемешанного слоя и ветровую циркуляцию моря [Allen et al., 1995; Austin and Lentz, 2002; Gan et al., 2009; Lentz and Fewings, 2012]. Апвеллинговые ветра вызывают вынос больших речных плумов в сторону открытого моря и их отделение от береговой линии [Lentz, 2004]. В результате образуется резкий градиент солености между соленой и слабостратифицированной прибрежной зоной моря и речным плумом [Pimenta and Kirwan, 2014]. Апвеллинговые ветра также вызывают интенсивное перемешивание речного плума с нижележащим соленым морем из-за увеличения сдвига скорости и постоянного подтока опресненных вод к внешней границе плума [Houghton et al., 2004]. Таким образом, апвеллинги, формирующиеся вдоль прибрежных районов, в которые поступает пресноводный сток, существенно влияют на рас-

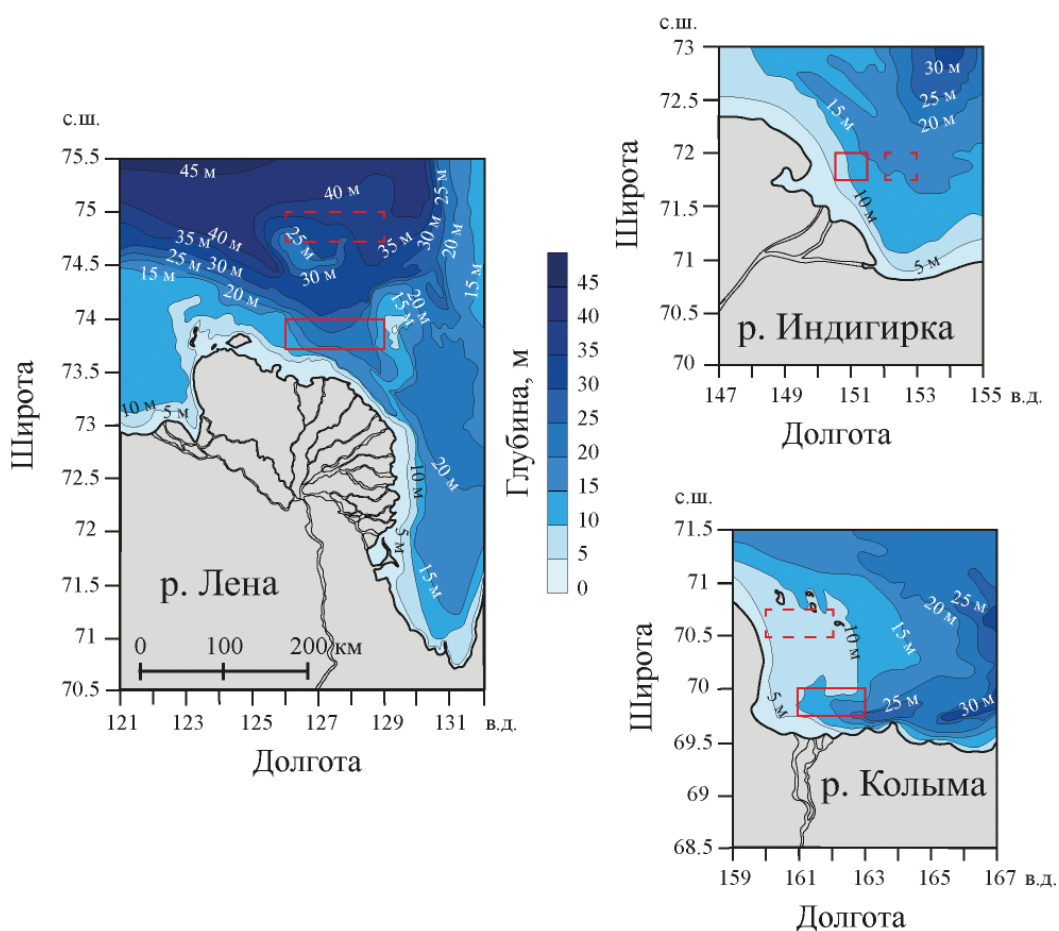
пространение и перемешивание речных плумов, а также на региональные биогеохимические циклы и биологическую продуктивность [Roegner et al., 2002; Gan et al., 2009; Han et al., 2012; Tseng et al., 2014].

Взаимодействие между речными плумами и прибрежными апвеллингами в Северном Ледовитом океане практически не изучено. Опубликовано лишь в нескольких работах, посвященных прибрежному апвеллингу в зоне распространения плума реки Маккензи [Mulligan et al., 2010; Mulligan and Perrie, 2019]. В этом разделе описываются апвеллинги, которые затрагивают обширные акватории, прилегающие к дельтам рек Лена, Индигирка и Колыма. С использованием спутниковых снимков и полей атмосферного реанализа установлено, что эти апвеллинги регулярно формируются в результате ветрового воздействия, определяют термохалинные и оптические свойства поверхностного слоя моря и сильно влияют на распространение и перемешивание пресноводного стока Лены, Индигирки и Колымы.

Для детектирования апвеллингов в исследуемых районах использовались спутниковые снимки MODIS в видимом диапазоне и распределения яркостной температуры за 2000–2019 годы. Ветровые условия были восстановлены с помощью атмосферного реанализа NCEP/CFSR/CFSv2. Были отобраны все безоблачные спутниковые снимки исследуемых регионов, сделанные в безледный период в 2000–2019 годах. Полученные 252 изображения были использованы для детектирования апвеллингов в районах дельт Лены, Индигирки и Колымы следующим образом. Для каждого рассматриваемого региона была определена пара контрольных областей, а именно: зона апвеллинга, прилегающая к дельте, и район моря, не затрагиваемый апвеллингом. Пары этих контрольных областей показаны на [рисунке 5.21](#) красными прямоугольниками. Затем для каждого безоблачного и безледного спутникового изображения были рассчитаны различия в средней яркостной температуре для пар контрольных областей. Если температура области апвеллинга была ниже, чем фоновая температура моря, более чем на 2°C, то этот случай рассматривался как «холодная аномалия», ограниченная четкой фронтальной зоной, что является поверхностным проявлением апвеллинга.

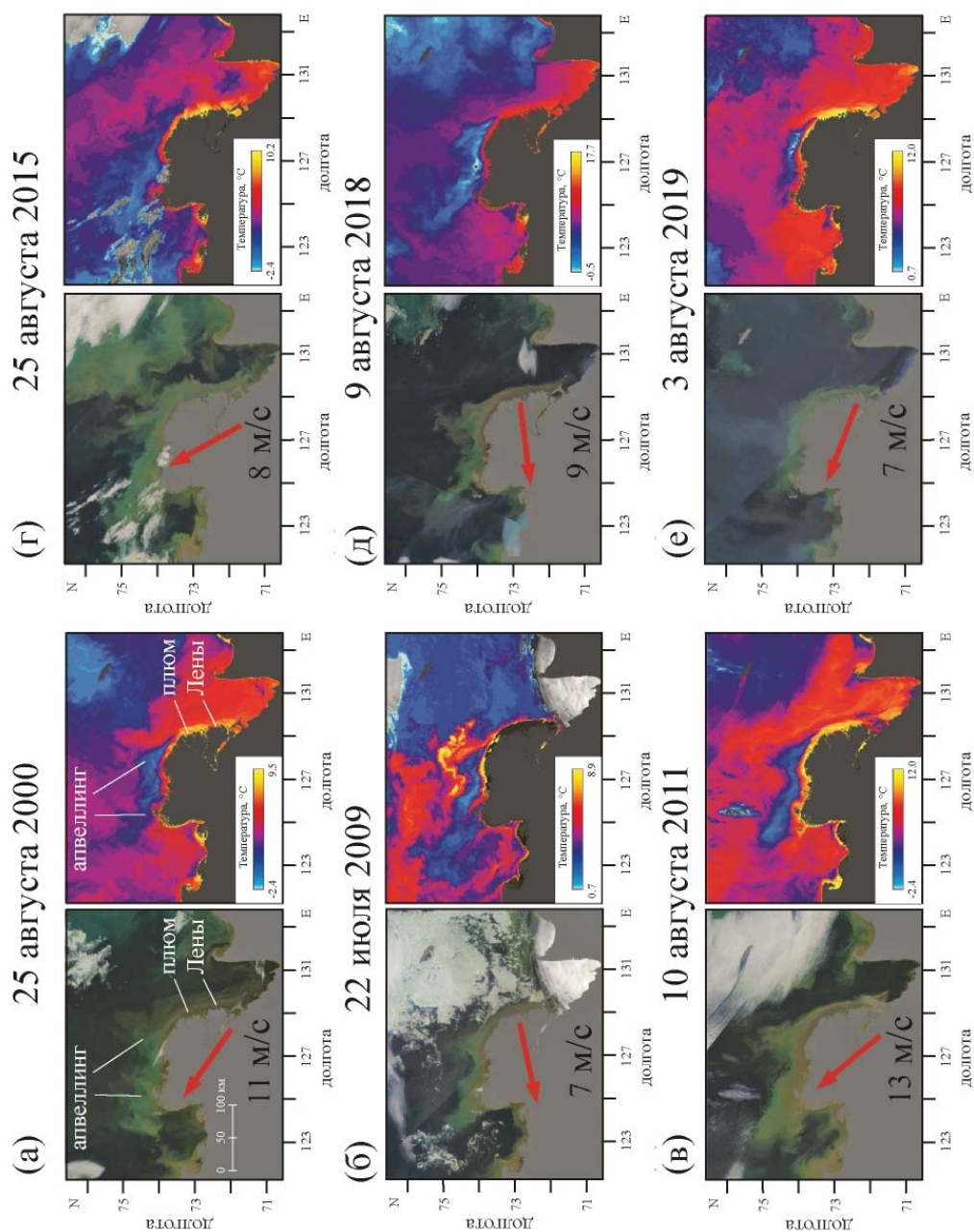
Области повышенной мутности и пониженной температуры поверхности моря в районе, расположенном к северу от дельты Лены, регулярно регистрируются на спутниковых снимках ([рис. 5.22](#)). Для изучения этого явления были проанализированы все спутниковые снимки MODIS этого района, сделанные в 2000–2019 годах с июля по октябрь, когда южная часть моря Лаптевых была свободна ото льда. Из-за практически постоянной облачности было обнаружено только 25 периодов (продолжительностью 1–6 дней), когда район моря, прилегающий к дельте Лены, был четко виден на оптических спутниковых изображениях, и было возможно определить структуру поверхностной мутности и температуры. Холодная и мутная аномалия к северу от дельты Лены наблюдалась в 12 случаях из 25 рассматриваемых периодов. Остальные 13 случаев характеризовались относительно однородной мутностью и температурой в районе исследования, без каких-либо отчетливых фронтальных зон.

Типичные примеры холодных и мутных аномалий, наблюдаемых в течение шести различных дней в 2000–2019 годах, показаны на [рисунке 5.17](#). Резкие градиенты температуры поверхности моря формируются между холодной областью, расположенной к северу от дельты Лены, и окружающим теплым морем. Область холодной аномалии была ограничена четкой фронтальной зоной, местоположение и форма которой стабильны на спутниковых снимках, сделанных в разные дни. Расположение и форма этой температурной фронтальной зоны хорошо согласуются с местной батиметрией ([рис. 5.23](#)). Южная и восточная части температурной фронтальной зоны расположены над изобатами 5–10 м, вытянутыми вдоль северного побере-

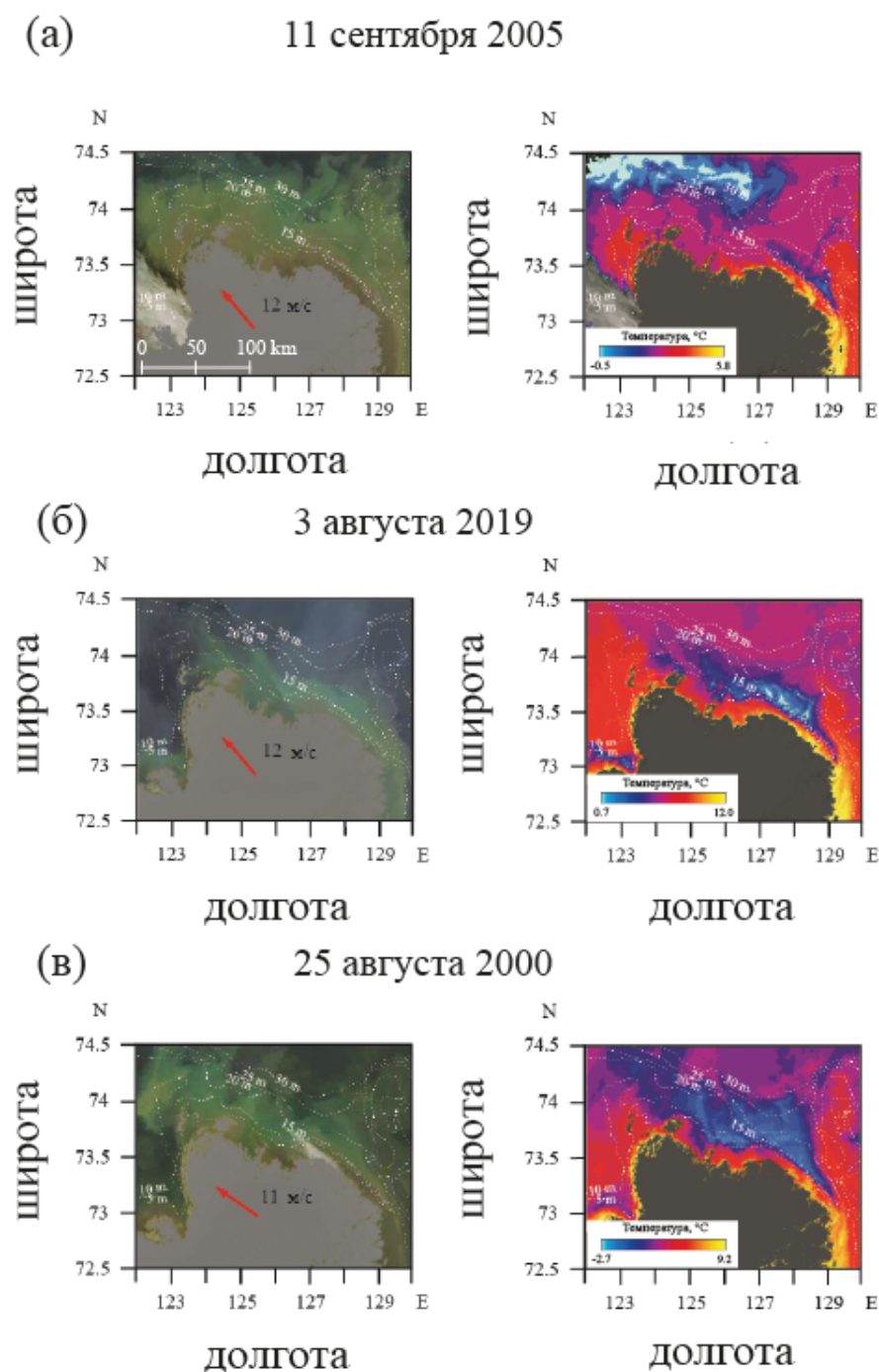


**Рис. 5.21.** Батиметрическая карта районов, прилегающих к дельтам Лены, Индигирки и Колымы. Шкалы расстояний соответствуют  $72^\circ$  с.ш. Красные прямоугольники показывают расположение контрольных областей в зонах апвеллинга (пунктирные контуры) и в окружающем море (сплошные контуры), которые используются для идентификации событий апвеллинга

жья дельты Лены, и оконтуривают обширное мелководье, расположенное к северо-востоку от дельты Лены. Северная часть температурной фронтальной зоны, как правило, расположена над изобатой 30 м, однако ее положение было менее стабильным. Область холодной аномалии определенная на многочисленных спутниковых снимках, как правило, занимала большую площадь (15 000–17 000 км<sup>2</sup>), кроме двух периодов, 11 сентября 2005 года и 2–4 августа 2019 года, когда ее площадь была относительно небольшой, а северная часть температурной фронтальной зоны была смещена в юго-восточном направлении относительно своего обычного расположения (см. рис. 5.23а, б). Структура поверхностной мутности в исследуемой области в периоды формирования холодных и мутных аномалий была более сложной, чем структура поверхностной температуры. Поверхностная мутность была повышена к северу от дельты Лены в районе, занятом холодными поверхностными водами, что связано с взмучиванием донных осадков (см. рис. 5.22).



**Рис. 5.22.** Спутниковые снимки MODIS в видимом диапазоне (слева) и распределения яркостной температуры (справа) в море Лаптевых, 25 августа 2000 года (а), 22 июля 2009 года (б), 10 августа 2011 года (в), 25 августа 2015 года (г), 9 августа 2018 года (д) и 3 августа 2019 года (е) в периоды апвеллингов к северу от дельты Лены, вызванных воздействием ветра и проявляющихся в формировании холодных и мутных аномалий на поверхности моря. Красные стрелки показывают направление ветра во время спутниковых наблюдений

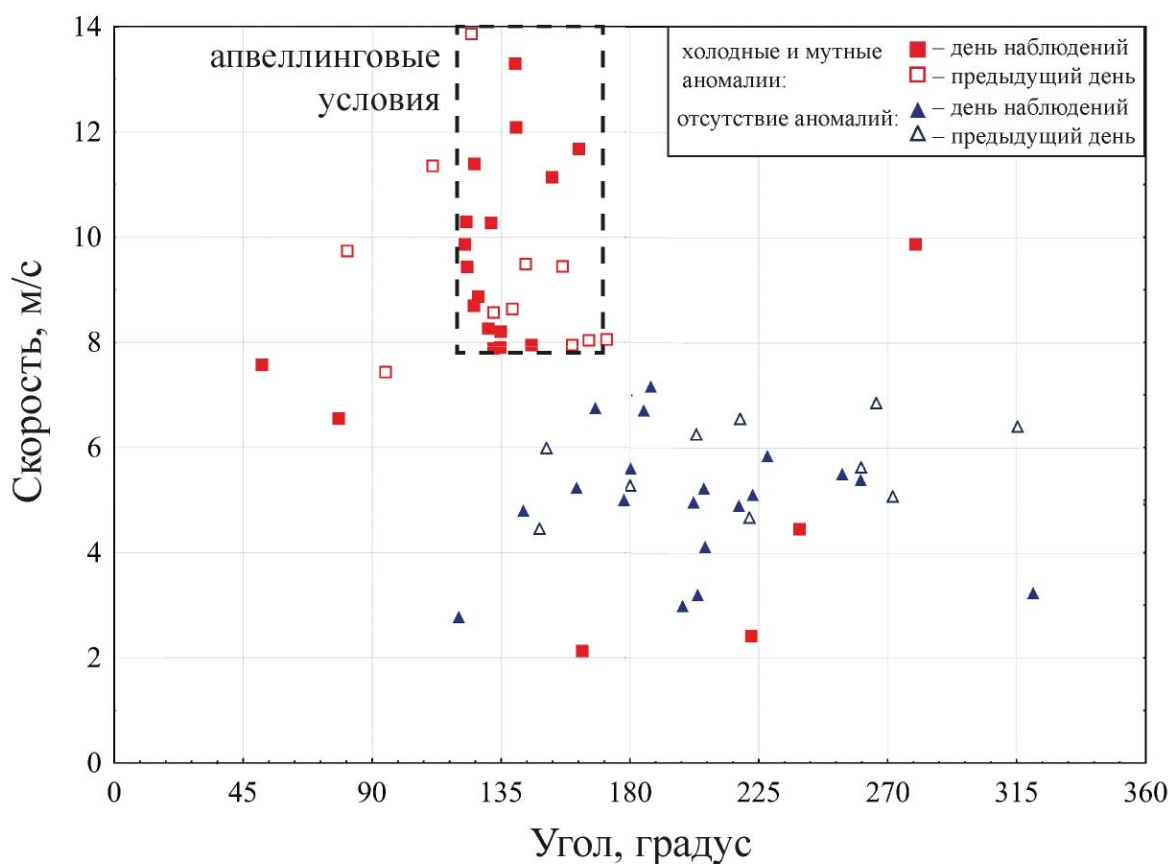


**Рис. 5.23.** Спутниковые снимки MODIS в видимом диапазоне (слева) и распределения яркостной температуры (справа) в районе, прилегающем к дельте Лены, 11 сентября 2005 года (а), 3 августа 2019 года (б) и 25 августа 2000 года (в), иллюстрирующие начальную (а), промежуточную (б) и итоговую (в) стадии развития апвеллингов. Красные стрелки показывают направление ветра во время спутниковых наблюдений

Итак, апвеллинги, приливы и ветровые волны – три вероятных процесса, которые могут вызывать взмучивание донных осадков и образовывать рассматриваемую область холодной и мутной аномалии. Приливная циркуляция в центральной части моря Лаптевых невелика и мало влияет на перемешивание на исследуемой акватории. Прибрежные апвеллинги обычно проявляются как холодные и мутные зоны на спутниковых снимках во многих регионах мира [Froidefond et al., 1996; DiMarco et al., 2000; Tang et al., 2004; Dabuleviciene et al., 2018]. Распределения температуры поверхности моря, наблюдаемые во время прибрежных апвеллингов, характеризуются четко выраженной зависимостью от региональной батиметрии. Формы областей холодных аномалий, образованных апвеллингами, соответствуют изобатам, а их наиболее выраженные зоны, как правило, расположены на некотором расстоянии от береговой линии [Есюкова и др., 2017]. Все эти свойства наблюдаются у области холодной и мутной аномалии, образующейся к северу от дельты Лены, которая стабильно расположена между изобатами 5–10 и 30 м. Таким образом, эта область формируется в результате апвеллингов, а не в результате перемешивания ветровыми волнами, поскольку этот процесс не зависит от батиметрии и может вызывать поверхностное перемешивание как на мелководных, так и на глубоководных участках моря.

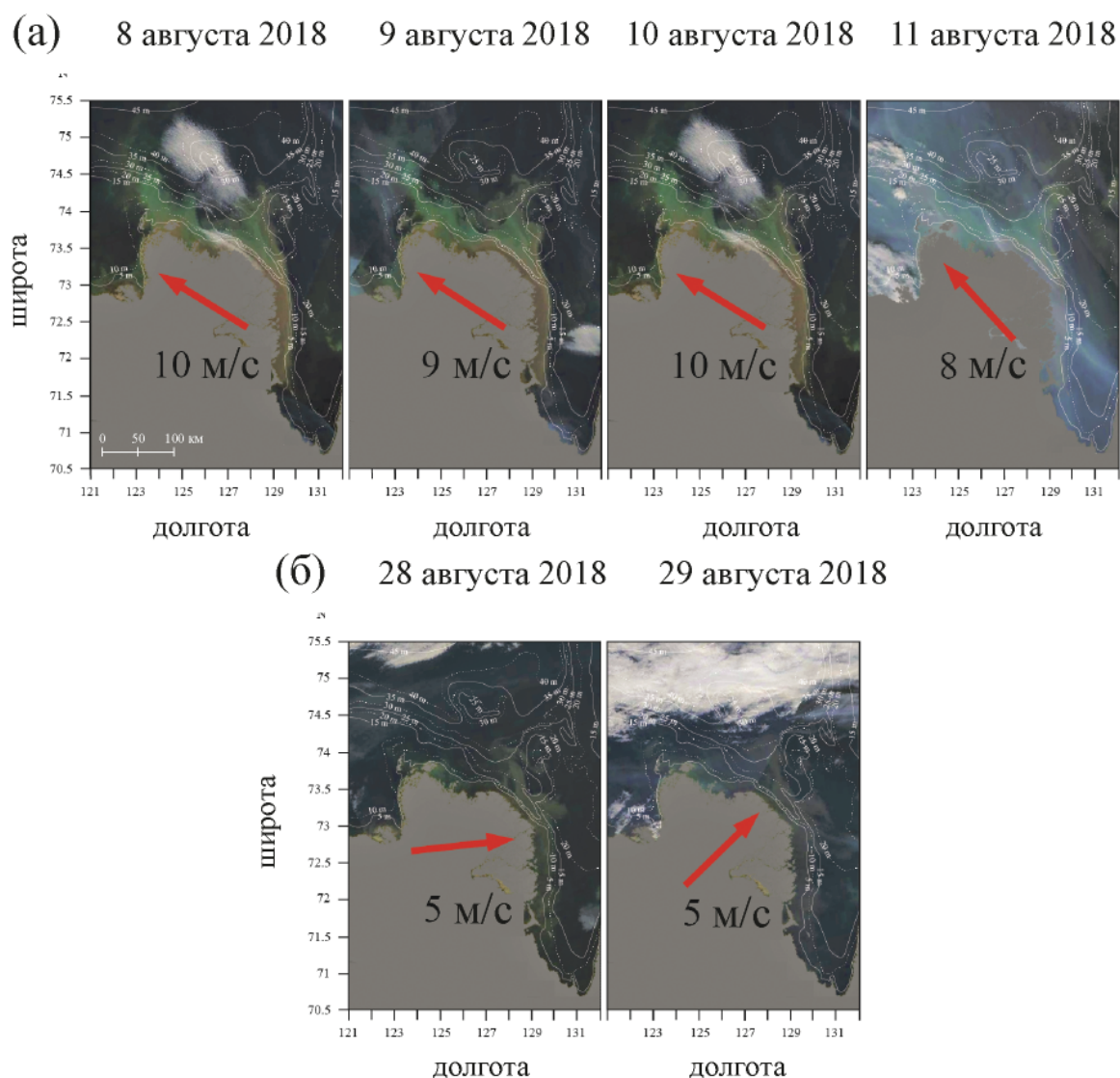
Ветровое воздействие в исследуемом районе, восстановленное по данным реанализа ветра NCEP/CFSR/CFSv2, подтверждает, что холодная и мутная аномалия к северу от дельты Лены образована ветровыми апвеллингами. На [рисунке 5.24](#) показано направление и скорость ветра в области образования холодных и мутных аномалий. Среднесуточные ветровые условия показаны на этом рисунке для дней спутниковых наблюдений (закрашенные символы) и для предыдущих дней (пустые символы). Все холодные и мутные аномалии, обнаруженные на спутниковых снимках (красные квадраты), происходили либо во время сильных юго-восточных ветров, либо вскоре после их окончания, т.е. средняя скорость ветра превышала 8 м/с, а среднее направление ветра было между 120° и 170° либо в день спутниковых наблюдений, либо в предыдущий день. В частности, если закрашенный красный квадрат расположен вне черного пунктирного прямоугольника (что указывает на апвеллинговые ветровые условия) на [рисунке 5.24](#), соответствующий ему пустой красный квадрат расположен внутри этого пунктирного прямоугольника. Поэтому подобные события рассматриваются как остаточный след апвеллинга, который не успел диссипировать после окончания действия апвеллингового ветра. С другой стороны, не было зафиксировано ни одного случая, когда холодная и мутная аномалия отсутствовала во время (заполненные синие треугольники) или вскоре после (пустые синие треугольники) сильных апвеллинговых ветров, т.е. все треугольники на [рисунке 5.24](#) расположены за пределами черного пунктирного прямоугольника. На нем также четко видна асимметрия в ветровых условиях с практически полностью отсутствующим ветром с направлением между 135° и 225°. Это, по-видимому, вызвано зависимостью облачности в рассматриваемом прибрежном районе от направления ветра. Открытые акватории моря Лаптевых практически постоянно закрыты облаками из-за интенсивного испарения, в то время как над сушей часто облаков нет. В результате ветер, дующий с моря на сушу, вызывает перенос облаков из открытого моря в прибрежные районы, что препятствует оптическим спутниковым наблюдениям поверхности моря. В результате этого среди относительно небольшого набора безоблачных спутниковых снимков рассматриваемой дельтовой области почти нет снимков при направлении ветра между 135° и 225°.

Совместный анализ спутниковых снимков и ветровых условий выявил различные стадии формирования и диссипации поверхностных проявлений апвеллинга в зависимости от скорости и направления ветра (см. рис. 5.23; [рис. 5.25](#)). Начальная стадия формирования по-



**Рис. 5.24.** Ветровые условия в районе дельты Лены в периоды наличия (красные квадраты) и отсутствия (синие треугольники) холодных и мутных аномалий, наблюдаемых на спутниковых снимках. Для каждого спутникового изображения осредненные ветровые условия показаны как в течение дня наблюдений (закрашенные символы), так и в течение предыдущего дня (пустые символы). Черный пунктирный прямоугольник показывает апвеллинговые ветровые условия

верхностных проявлений апвеллинга, характеризующихся небольшой площадью области холодной и мутной аномалии, была зарегистрирована дважды: 9–11 сентября 2005 года и 2–4 августа 2019 года. 8–10 сентября 2005 года в районе исследования преобладал сильный (12 м/с) южный ветер, 11 сентября его направление сменилось на юго-восточное. На спутниковых снимках, полученных 9 и 10 сентября, не наблюдалось проявлений апвеллинга. На следующий день, 11 сентября, относительно небольшая по площади область холодной аномалии была обнаружена в районе изобат 5–10 м между северо-восточным побережьем дельты Лены и крупным мелководьем, что указывает на начало формирования апвеллинга (см. рис. 5.23а). Спутниковые снимки, полученные 2–4 августа 2019 года, показывают промежуточную стадию развития апвеллинга под воздействием сильного (7–8 м/с) юго-восточного ветра, который начал доминировать в исследуемом регионе 1 августа. Как и 11 сентября 2011 года, зона холодных и мутных поверхностных проявлений апвеллинга первоначально формировалась



**Рис. 5.25.** Спутниковые снимки MODIS в видимом диапазоне в районе, прилегающем к дельте Лены, 8–11 августа 2018 года (а) и 28–29 августа 2018 года (б), в период апвеллинга (а) и в период отсутствия апвеллинга (б). Красные стрелки показывают направление ветра во время спутниковых наблюдений

вдоль северо-западного побережья дельты Лены и постепенно расширялась на запад вдоль изобат 5–10 м, а затем на север к изобате 30 м. Площадь апвеллинга постоянно увеличивалась с 2000 км<sup>2</sup> 2 августа до 4500 км<sup>2</sup> 4 августа (см. рис. 5.236).

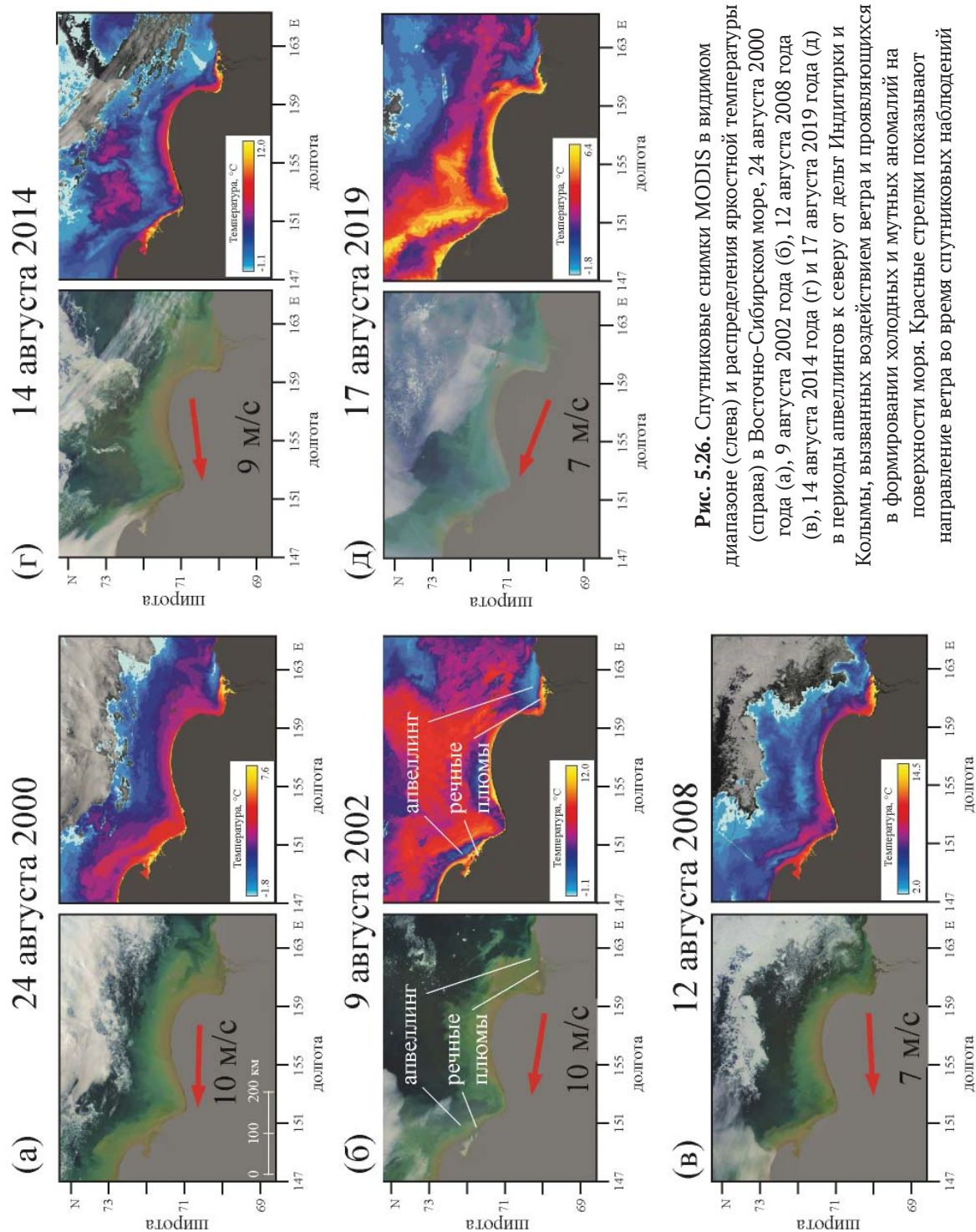
Итоговые стадии развития апвеллингов, которые приводили к образованию области холодной и мутной аномалии, простирающейся до изобаты 30 м, были зарегистрированы после 4–5 дней апвеллинговых ветров. В частности, такой случай наблюдался 25 августа 2000 года после

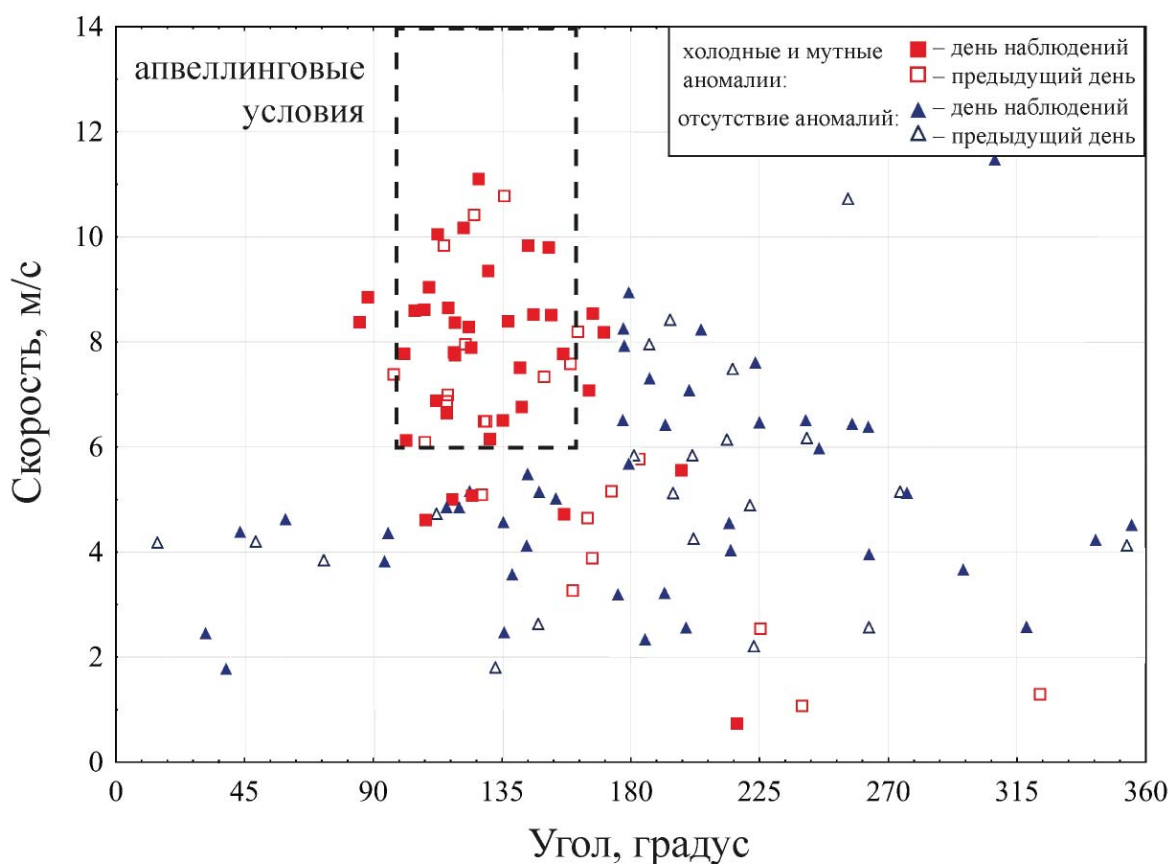
4 дней сильного (7–11 м/с) юго-восточного ветра (см. рис. 5.23в). После достижения изобаты 30 м область холодной и мутной аномалии оставалась стабильной и больше не увеличивалась, что иллюстрируют спутниковые снимки, полученные 5, 6, 8, 9, 10 и 11 августа 2018 года во время апвеллинговых ветров (см. рис. 5.23а). После окончания действия апвеллинговых ветров эта область диссипировала и не наблюдалась на спутниковых снимках, полученных 28–29 августа 2018 года (см. рис. 5.23б). Постепенная диссипация области холодной и мутной аномалии также была зарегистрирована в конце августа 2015 года. Неделя сильных восточных ветров 15–23 августа 2015 года вызвала формирование апвеллинга, область холодной и мутной аномалии, которая была ограничена четкой фронтальной зоной, наблюдавшейся на спутниковом снимке 24 августа 2015 года. После окончания действия апвеллинговых ветров 24 августа резкие градиенты температуры и мутности между зоной апвеллинга и окружающим морем постепенно диссипировали. Спутниковое изображение исследуемого района, полученное 28 августа, показало, что за 4 дня после окончания действия апвеллинговых ветров поверхностная мутность в зоне апвеллинга значительно уменьшилась, однако оставалась относительно высокой по сравнению с окружающим морем.

Холодные и мутные аномалии, подобные тем, которые наблюдались к северу от дельты Лены в море Лаптевых, регулярно регистрируются в районах дельт Индигирки и Колымы в Восточно-Сибирском море (рис. 5.26). Для их изучения были проанализированы все спутниковые снимки MODIS придельтовых районов Индигирки и Колымы, сделанных в 2000–2019 годах с июля по октябрь, когда южная часть Восточно-Сибирского моря была свободна ото льда. Было обнаружено 40 периодов для дельты Индигирки и 62 периода для дельты Колымы, когда прилегающие к ним районы моря не были закрыты облаками, и на оптических спутниковых снимках можно было определить структуру поверхностной мутности и температуры.

Аналогично апвеллингам в районе дельты Лены, периоды формирования области холодной и мутной аномалии в районах дельт Индигирки и Колымы очень хорошо согласуются с периодами апвеллингового ветра (рис. 5.27, 5.28). Данные реанализа ветра показывают, что сильный (>6 м/с) восточный и юго-восточный ветер (100–160°) для придельтового района Индигирки (см. рис. 5.27) и сильный (>7 м/с) восточный ветер (60–120°) для придельтового района Колымы (см. рис. 5.28) доминировал накануне или во время всех дней, когда на спутниковых снимках регистрировались холодные и мутные аномалии. Черные пунктирные прямоугольники на рис. 5.27 и рис. 5.28 указывают на апвеллинговые ветровые условия для придельтовых районов Индигирки и Колымы. Для всех зарегистрированных случаев холодных и мутных аномалий либо день наблюдения (закрашенный красный квадрат), либо предшествующий день (пустой красный квадрат) расположен внутри этих пунктирных прямоугольников. С другой стороны, направление преобладающего ветра было другим или его скорость была низкой во все периоды, когда регистрировалось отсутствие холодных и мутных аномалий, т.е. все треугольники на рис. 5.27 и рис. 5.28 расположены вне пунктирных прямоугольников. Это указывает на то, что области холодных и мутных аномалий, наблюдаемые к северу от дельт Индигирки и Колымы, также являются поверхностными проявлениями ветровых апвеллингов. Как и для придельтового района Лены, наблюдается асимметрия в ветровых условиях среди безоблачных спутниковых снимков с почти отсутствующим направлением ветра между 135° и 225°.

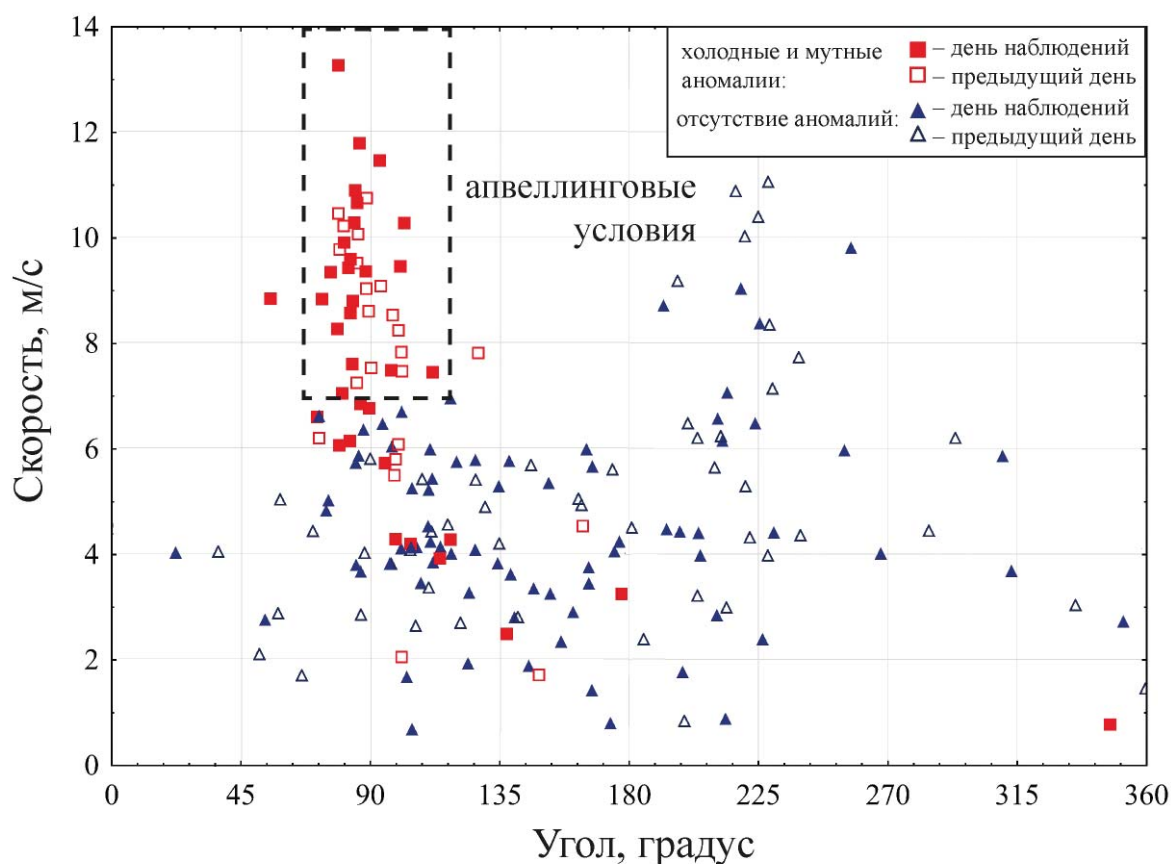
Районы апвеллинга в Восточно-Сибирском море занимали большие акватории в прибрежной зоне моря, прилегающие к дельтам Индигирки (3000–6000 км<sup>2</sup>) и Колымы (5000–9000 км<sup>2</sup>) (см. рис. 5.26; рис. 5.29, 5.30). Их южные границы вытянуты вдоль северных берегов дельт Индигирки и Колымы. Апвеллинги были зарегистрированы в 21 случае из 40 рассматривае-





**Рис. 5.27.** Ветровые условия в районе дельты Индигирки в периоды наличия (красные квадраты) и отсутствия (синие треугольники) холодных и мутных аномалий, наблюдаемых на спутниковых снимках. Для каждого спутникового изображения осредненные ветровые условия показаны как в течение дня наблюдений (закрашенные символы), так и в течение предыдущего дня (пустые символы). Черный пунктирный прямоугольник показывает апвеллинговые ветровые условия

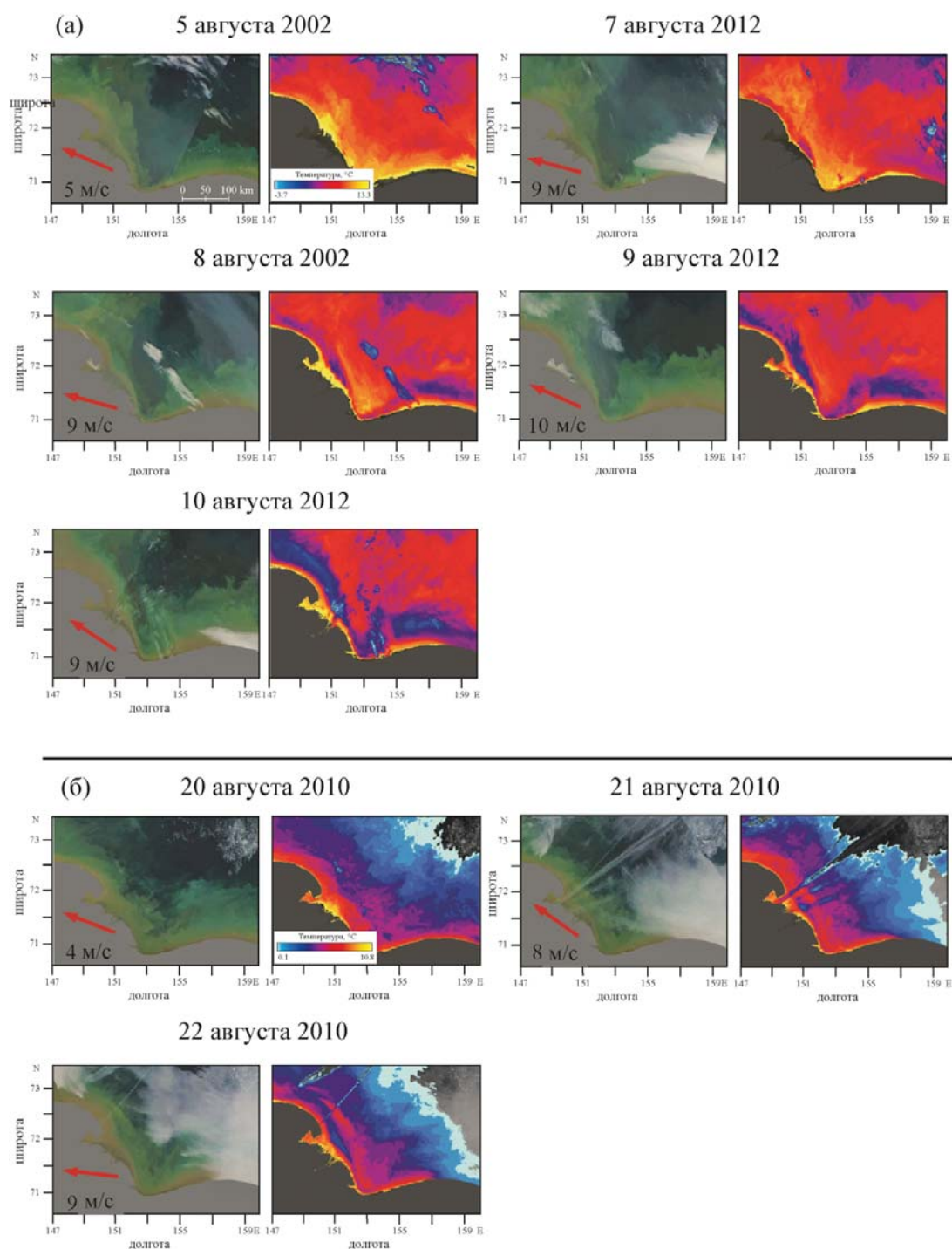
мых периодов в районе дельты Индигирки и в 24 случаях из 62 рассматриваемых периодов в районе дельты Колымы. Подобно апвеллингам в районе дельты Лены, был зафиксирован процесс развития апвеллинга в районах дельт Индигирки и Колымы в зависимости от скорости и направления ветра в августе 2002 года (см. рис. 5.29а, 5.30а), августе 2010 года (см. рис. 5.29б) и августе 2014 года (см. рис. 5.30б). 3–5 августа 2002 года в регионе исследования преобладал умеренный (2–5 м/с) юго-восточный ветер, 6 августа его скорость увеличилась до 7–8 м/с. На спутниковых снимках, полученных на 4–5 августа в районе исследований (см. рис. 5.29а, 5.30а), не было поверхностных проявлений апвеллинга. 6 августа области холодной и мутной аномалии сформировались над изобатами 5–10 м в районах дельт Индигирки и Колымы. Площади этих областей увеличились 7–10 августа, их северные границы постепенно сдвигались в сторону открытого моря, что указывает на развитие прибрежных апвеллингов в результате воздействия сильного (9–10 м/с) юго-восточного ветра, который доминировал в придельтовых



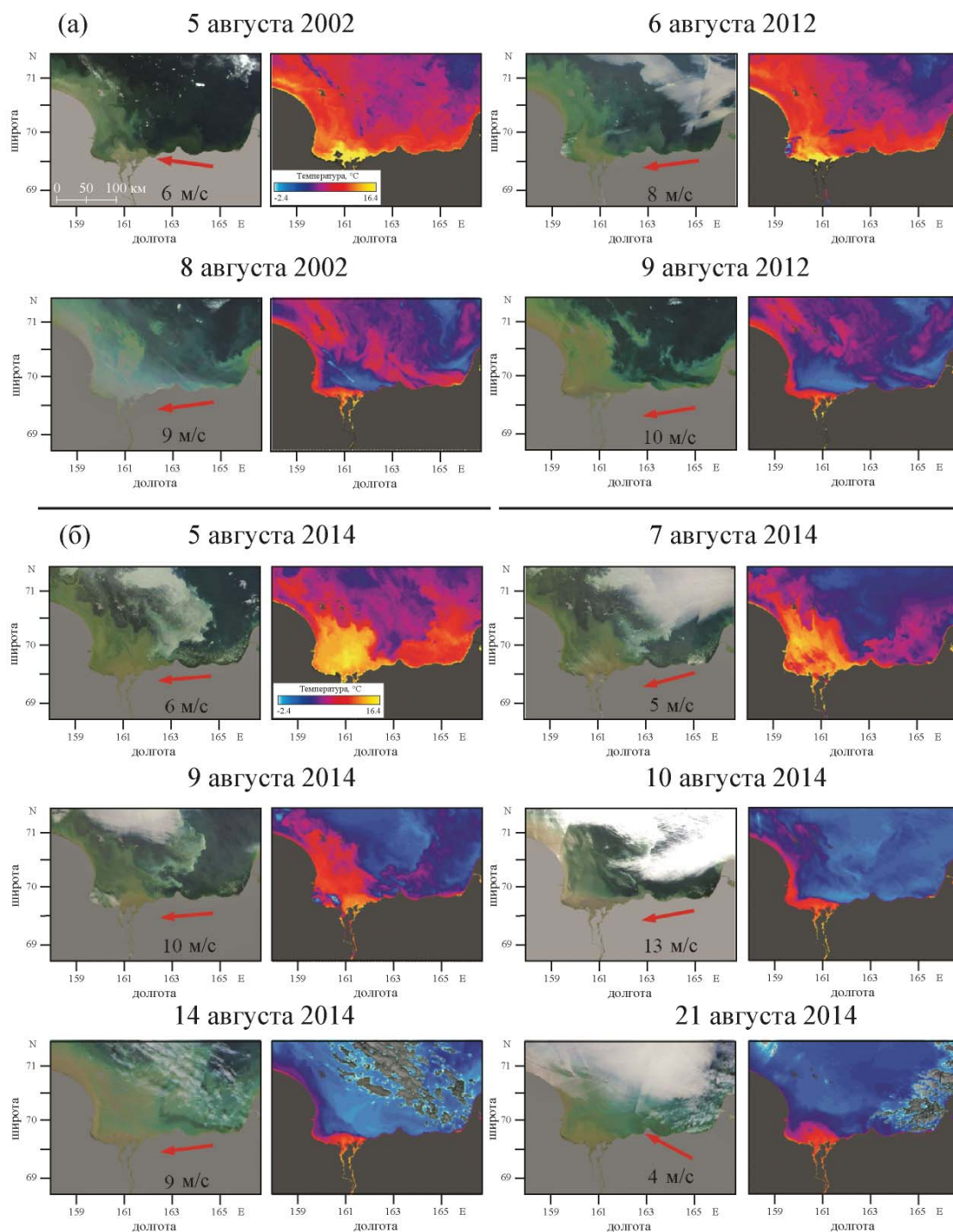
**Рис. 5.28.** Ветровые условия в районе дельты Колымы в периоды наличия (красные квадраты) и отсутствия (синие треугольники) холодных и мутных аномалий, наблюдаемых на спутниковых снимках. Для каждого спутникового изображения осредненные ветровые условия показаны как в течение дня наблюдений (закрашенные символы), так и в течение предыдущего дня (пустые символы). Черный пунктирный прямоугольник показывает апвеллинговые ветровые условия

районах до 11 августа. Площади областей апвеллинга увеличились до 6000 км<sup>2</sup> в районе дельты Индигирки (см. рис. 5.29а) и до 9000 км<sup>2</sup> в районе дельты Колымы (см. рис. 5.30а).

Развитие апвеллинга также было зарегистрировано 20–22 августа 2010 года (см. рис. 5.29б). 20 августа при умеренном (4 м/с) юго-восточном ветре апвеллинг не наблюдался. Затем 21 августа апвеллинговый ветер усилился до 8 м/с, и началось формирование области холодной и мутной аномалии, что было зарегистрировано на спутниковом снимке. На следующий день, 22 августа, наблюдался хорошо развитый апвеллинг. Формирование и диссипация апвеллинга в районе дельты Колымы наблюдалось 5–24 августа 2014 года (см. рис. 5.30б). Спутниковые снимки показывают, что теплый речной плум занимал придельтовую акваторию 5–8 августа в условиях умеренного (4–6 м/с) ветрового воздействия. Прибрежный апвеллинг, вызванный восточным ветром (9–13 м/с) 9–14 августа, привел к перемешиванию плюма Колымы, что проявилось в резком понижении температуры поверхности моря в зоне апвеллинга. Плум



**Рис. 5.29.** Спутниковые снимки MODIS в видимом диапазоне (слева) и распределения яркостной температуры (справа) в районе, прилегающем к дельте Индигирки, 5, 7–10 августа 2002 года (а) и 20–22 августа 2010 года (б), иллюстрирующие формирование апвеллингов. Красные стрелки показывают направление ветра во время спутниковых наблюдений



**Рис. 5.30.** Спутниковые снимки MODIS в видимом диапазоне (слева) и распределения яркостной температуры (справа) в районе, прилегающем к дельте Колымы, 5, 6, 8, 9 августа 2002 года (а) и 5, 7, 9, 10, 14, 21 августа 2014 года (б), иллюстрирующие формирование и диссипацию апвеллингов. Красные стрелки показывают направление ветра во время спутниковых наблюдений

Колымы сохранился только в небольшом районе, непосредственно прилегающем к речной дельте, его площадь резко сократилась с 13 000 до 1500 км<sup>2</sup>. Снижение скорости апвеллингового ветра до 1–5 м/с 15–24 августа сопровождалось увеличением площади плюма Колымы, зарегистрированного на спутниковых снимках 21 и 24 августа 2014 года.

Апвеллинговые ветра в районах, прилегающих к дельтам Лены, Индигирки и Колымы, вызывают, с одной стороны, перемешивание речных плюмов и их вынос в сторону открытого моря, а с другой стороны – поднятие нижележащей холодной морской воды вдоль обширных прибрежных акваторий (рис. 5.31). Поднимающаяся морская вода вызывает взмучивание донных отложений и выносит их в поверхностный слой. Этот процесс сильно зависит от региональной батиметрии, поэтому он происходит только над определенными зонами прибрежного моря. В результате отрыва речных плюмов от дельт и поднятия нижележащих морских вод в плюмах Лены, Индигирки и Колымы образуются крупные соленые, холодные и мутные «дыры», которые видны на спутниковых снимках.

На основе теории, описанной в [Lentz, 2004], были получены количественные оценки пространственных и динамических характеристик отклика плюмов Лены, Индигирки и Колымы на апвеллинговый ветер. Зная скорость апвеллингового ветра, можно рассчитать три ключевых параметра этого процесса, а именно: толщину поверхностного слоя, смещающегося от берега в сторону открытого моря  $h_s$ , время отделения плюма от берега  $t_{sep}$  и время падения вдвое исходной аномалии солёности плюма  $t_s$ . Первый параметр определяется уравнением

$$h_s = \sqrt{\frac{2Ri\rho_{sea}}{gh_p\Delta\rho_p}} U,$$

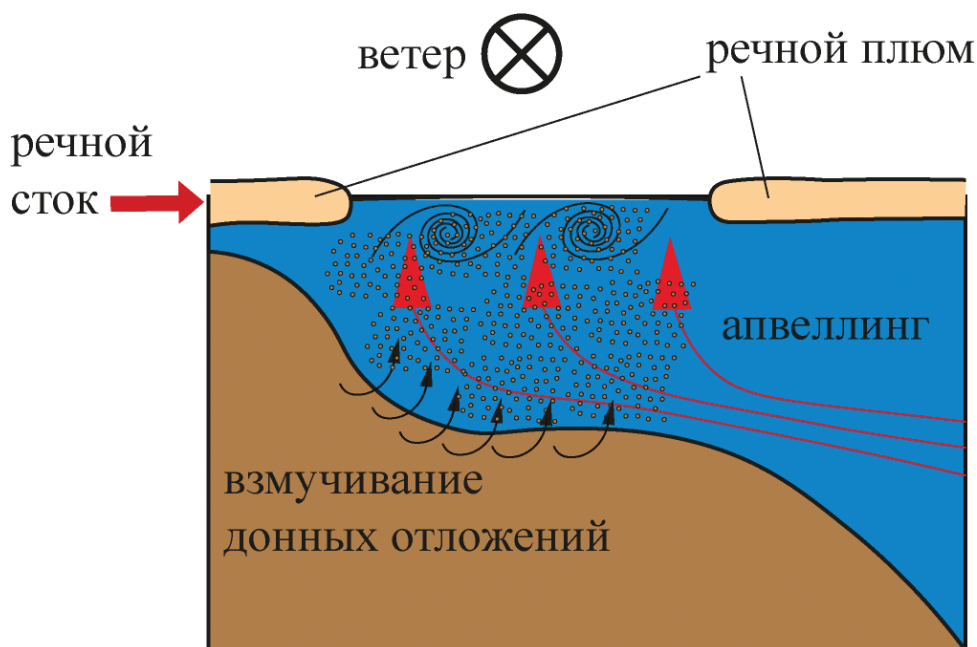


Рис. 5.31. Схема образования соленой, холодной и мутной «дыры» в плюме в результате адвекции и перемешивания речного плюма во время ветрового апвеллинга

где  $Ri = \frac{g\Delta\rho_p h_p^3}{\rho_{sea} U^2}$  – число Ричардсона,  $\rho_{sea}$  – плотность окружающего моря,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $h_p$  – толщина плюма,  $\Delta\rho_p$  – аномалия плотности плюма,  $U = \frac{\tau}{\rho_{sea} f}$  – экмановский

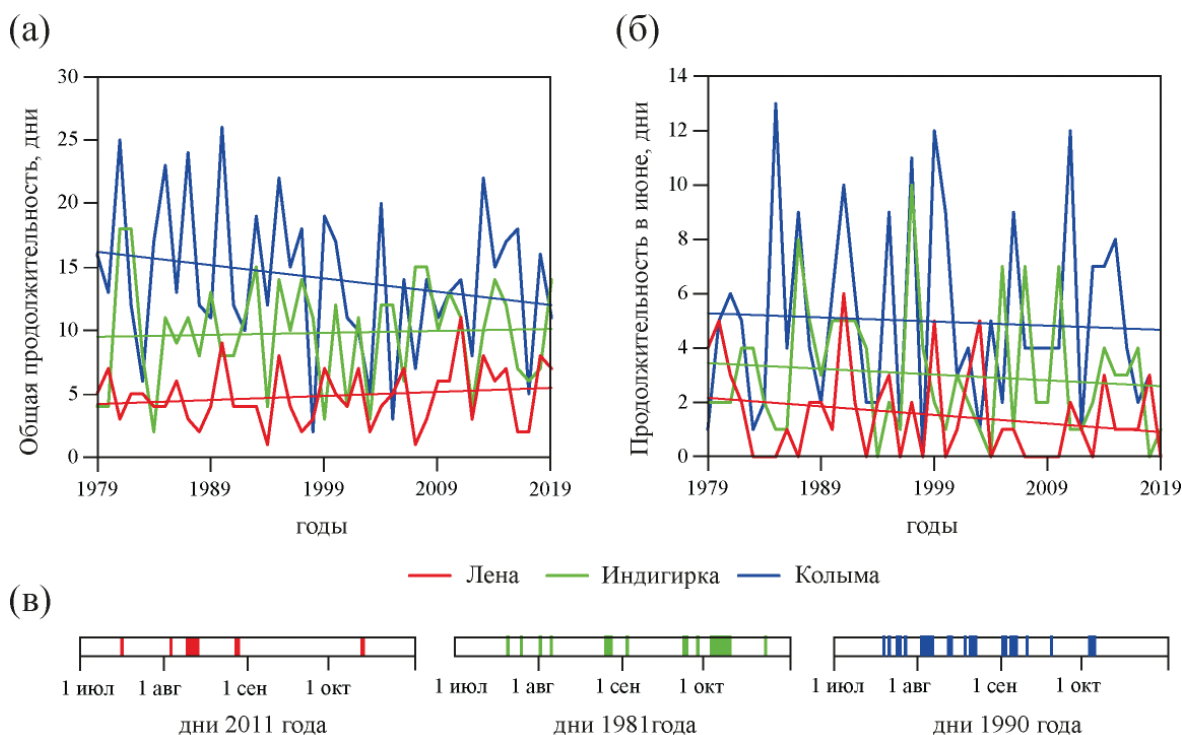
транспорт,  $f$  – частота Кориолиса,  $\tau$  – напряжение трения ветра. Если скорость апвеллингового ветра превышает 9 м/с, т.е.  $U$  превышает 1.46 м<sup>2</sup>/с, для плюма Лены ( $\rho_{sea} = 1016$  кг/м<sup>3</sup>,  $h_p = 5$  м,  $\Delta\rho_p = 4$  кг/м<sup>3</sup>,  $f = 1.4 \cdot 10^{-4}$  1/с,  $Ri \sim 1$ ), то  $h_s$  больше толщины плюма  $h_p$ , т.е. вся толща плюма Лены вовлекается в смещение в сторону открытого моря в период апвеллинга. Эта теоретическая оценка порогового значения скорости ветра (9 м/с) находится в хорошем соответствии с пороговым значением (8 м/с), полученным из анализа спутниковых изображений и ветровых условий. Аналогичная оценка порогового значения апвеллингового ветра для плюмов Индигирки и Колымы ( $h_p = 3$  м,  $\Delta\rho_p = 4$  кг/м<sup>3</sup>) равна 7 м/с, что также хорошо согласуется с пороговыми значениями (6 м/с для плюма Индигирки и 7 м/с для плюма Колымы), полученными из анализа спутниковых изображений и ветровых условий.

Если скорость ветра превышает пороговое значение, плюм отделяется от берега в течение нескольких часов ( $t_{sep} \sim 1/f = 1.4 \cdot 10^4$  с  $\approx 4$  ч) и его первоначальная аномалия солёности уменьшается вдвое в течение периода, определяемого уравнением

$$t_s = \frac{2A_p}{\sqrt{RiU}},$$

где  $A_p = W_p \cdot h_p / 2$  – исходная площадь поперечного сечения плюма,  $W_p$  – исходная поперечная берегу протяженность плюма. Для рассматриваемых плюмов  $W_p \sim 5 \cdot 10^4 - 10^5$  м,  $t_s = 1.7 \cdot 10^5 - 3.4 \cdot 10^5$  с  $\approx 2-4$  дня для плюма Лены и  $t_s = 1.5 \cdot 10^5 - 3 \cdot 10^5$  с  $\approx 1.5-3.5$  для плюмов Индигирки и Колымы. Таким образом, несколько дней сильного апвеллингового ветра вызывают смещение этих плюмов на север в сторону открытого моря и вдвое уменьшают их аномалии солёности из-за интенсивного перемешивания с нижележащим морем. Несколько дней сильного апвеллингового ветра приводят к формированию областей солёной морской воды между плюмами и их дельтами шириной  $W_p/2 = 25-50$  км, что согласуется со спутниковыми наблюдениями районов исследования (см. рис. 5.23, 5.26). Напротив, если скорости ветра меньше этих пороговых значений, отделение плюмов от берега происходит через несколько дней или более от начала действия апвеллингового ветра. В этом случае перемешивание плюмов с окружающим морем имеет низкую интенсивность, аномалии солёности плюмов медленно уменьшаются и падают вдвое только после нескольких недель апвеллингового ветра [Lentz, 2004].

На основе вышеописанных пороговых значений скорости и направления ветра, который приводит к формированию прибрежных апвеллингов в исследуемых регионах, по реанализу ветра были рассчитаны периоды, благоприятные для формирования апвеллингов вблизи дельт Лены, Индигирки и Колымы в 1979–2019 годах в безледный сезон (рис. 5.32). Среднегодовые продолжительности апвеллингов в акваториях, прилегающих к дельтам Лены, Индигирки и Колымы, составили 5, 10 и 14 дней. Частоты периодов формирования апвеллингов, детектированных на спутниковых снимках в исследуемых районах, завышены в несколько раз по сравнению с полученными средними частотами, восстановленными по реанализу ветра. Это существенное расхождение вызвано, во-первых, детектированием остаточных проявлений апвеллингов на спутниковых снимках, которые сохраняются в течение нескольких дней после окончания апвеллинговых ветров, и, во-вторых, практически полным отсутствием безоблачных спутниковых изображений во время неапвеллинговых северных ветров, что было описано выше.



**Рис. 5.32.** Средняя суммарная годовая продолжительность (а) и продолжительность в июле (б) апвеллингов в акваториях у дельт Лены (красный), Индигирки (зеленый), и Колымы (синий) в 1979–2019 годах. Распределение периодов апвеллингов в июле – октябре 2011 года в акватории у дельты Лены в 2011 году (слева), в акватории у дельты Индигирки в 1981 году (в центре), в акватории у дельты Колымы в 1990 году (справа) (в)

Сток Колымы испытывает апвеллинговое перемешивание в среднем в течение наиболее продолжительного периода, в то время как влияние апвеллингов на сток Лены является наименьшим среди рассматриваемых рек. Тем не менее, общая годовая продолжительность апвеллингов у дельты Колымы имеет сильный отрицательный тренд, уменьшившись на 25% в период с 1979 по 2019 год (см. рис. 5.32а). Аналогичная характеристика для акваторий у дельт Лены и Индигирки, напротив, возростала, хотя и менее резко, чем для акватории у дельты Колымы. Наблюдаемые тренды могут быть вызваны влиянием современного изменения климата на атмосферную циркуляцию в Арктике [Ding et al., 2017; Screen et al., 2018; Overland et al., 2019] и, следовательно, на продолжительность апвеллинговых ветров в изучаемых регионах.

Суммарная годовая продолжительность апвеллингов показала существенную межгодовую изменчивость, вызванную изменчивостью региональной атмосферной циркуляции (см. рис. 5.32а). Она варьировала от 2–3 дней во всех исследуемых регионах до 11 дней в акватории у дельты Лены в 2011 году, 18 дней в акватории у дельты Индигирки в 1981 и 1982 годах, 26 дней в акватории у дельты Колымы в 1990 году. Поэтому в определенные годы ветровые апвеллинги и вызванные ими периоды интенсивного перемешивания плюмов Лены, Индигирки и Колымы составляли до 12%, 19% и 28% продолжительности соответствующих безледных пе-

риодов. В результате общая продолжительность периодов апвеллинга, которая незначительна в годовом масштабе, является гораздо более значимой в определенные недели и месяцы. В частности, самые длительные зарегистрированные периоды апвеллинга в отдельные месяцы составляли 8, 10 и 14 дней подряд для акватории у дельт Лены, Индигирки и Колымы, т.е. апвеллинги происходили в течение четверти или половины этих месяцев.

Большая изменчивость продолжительности апвеллингов в разные годы и месяцы наглядно иллюстрируется их средней продолжительностью в июле 1979–2019 годов (см. рис. 5.32б) и неравномерным распределением апвеллингов в течение лет с максимальной общей продолжительностью, а именно в 2011 году для акватории у дельты Лены, в 1981 году для акватории у дельты Индигирки, и в 1990 году для акватории у дельты Колымы (см. рис. 5.32в). Для количественной оценки межгодовой изменчивости влияния апвеллингов на перемешивание пресноводного стока с морской водой была проанализирована межгодовая изменчивость их продолжительности в июле (см. рис. 5.32б). Пресноводный сток из Лены, Индигирки и Колымы в конце июня и июле обеспечивает примерно 60% их общего годового стока и вызывает таяние морского льда в районах моря, прилегающих к этим дельтам [Pavlov et al., 1996]. Поэтому длительные апвеллинги в июле могут значительно увеличить перемешивание речных плумов с нижележащим соленым морем и тем самым существенно повлиять на структуру и динамику речных плумов. Действительно, в определенные годы апвеллинги происходили в течение 5–6 дней в июле в акватории у дельты Лены, 7–10 дней в акватории у дельты Индигирки и 10–13 дней в акватории у дельты Колымы. Напротив, апвеллинги и, следовательно, вызванное ими перемешивание полностью отсутствовали в июле в течение определенных лет для всех трех регионов. В частности, апвеллинги происходили в течение 0 или 1 дня за весь июль в акватории у дельты Лены в 18 из 41 рассматриваемых лет. Поэтому сток Лены испытывал незначительное апвеллинговое перемешивание вблизи дельты примерно в половине июлей в течение 1979–2019 годов. Восстановленные периоды апвеллинга в июле продемонстрировали схожие небольшие отрицательные тренды в 1979–2019 годах для всех трех рассматриваемых регионов.

Итак, спутниковые наблюдения регистрируют проявления апвеллингов, которые регулярно формируются в безледный сезон в районах, прилегающих с севера к дельтам Лены, Индигирки и Колымы в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море. Эти районы выделяются на спутниковых снимках своей пониженной температурой и повышенной мутностью по сравнению с окружающим морем. На основе спутниковых данных и данных атмосферного реанализа были рассчитаны временные характеристики периодов формирования и диссипации этих ветровых апвеллингов. Первичные поверхностные проявления апвеллингов возникают менее чем через 1 день после начала сильных апвеллинговых ветров во всех трех рассматриваемых районах. Апвеллинг в районе, прилегающем к дельте Лены, полностью развивается и занимает площадь 15 000–17 000 км<sup>2</sup> после 4–5 дней сильных юго-восточных ветров. Полное развитие апвеллинга в районах, прилегающих к дельтам Индигирки и Колымы, происходит после 3–4 дней сильных восточных и юго-восточных ветров, площади областей апвеллинга составляют 5000–6000 и 8000–9000 км<sup>2</sup>. Области апвеллинга остаются стабильными до прекращения действия апвеллинговых ветров, после чего постепенно диссипируют в течение нескольких дней.

Важность этих ветровых апвеллингов заключается в их формировании вблизи дельт крупных рек, которые обеспечивают большую часть пресноводного стока в море Лаптевых (70%) и Восточно-Сибирское море (75%). Апвеллинги вызывают очень интенсивную адвекцию и вертикальное перемешивание опресненного поверхностного слоя с нижележащими солены-

ми морскими водами непосредственно возле источников материкового стока по сравнению с перемешиванием, вызванным ветровым сдвигом скорости этого слоя. В результате этого плюмы Лены, Индигирки и Колымы значительно трансформируются и разбавляются вблизи своих источников в периоды апвеллингового ветра. Частота и продолжительность апвеллингов определяют структуру и динамические характеристики этих крупных речных плумов, которые распространяются от речных дельт через области апвеллинга в открытое море. Таким образом, несмотря на относительно небольшие площади, апвеллинги могут сильно влиять на перенос и трансформацию пресноводного стока на обширных территориях в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море.

Прибрежные апвеллинги могут сильно влиять на соленость и стратификацию поверхностного слоя в безледные периоды и, таким образом, влиять на изменчивость ледяного покрова в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море. В частности, увеличение продолжительности и интенсивности апвеллингового перемешивания в придельтовых зонах Лены, Индигирки и Колымы может повышать соленость речных плумов и тем самым замедлять ледообразование в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море [Bauch et al., 2013; Whitefield et al., 2015]. Апвеллинги также могут сильно влиять на региональный биогеохимический цикл и биологическую продуктивность. Апвеллинги вызывают разрушение сильной стратификации в поверхностном слое, образованной интенсивным материковым стоком, и приводят к поднятию в него насыщенной биогенами придонной морской воды на мелководье [Mathis et al., 2012], что особенно важно для биологически бедных районов на шельфе море Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. В частности, повышенные концентрации нитратов и повышенная биологическая продуктивность были зафиксированы натурными измерениями в 2015 году вблизи апвеллингового района, расположенного к северу от дельты Лены, вскоре после формирования апвеллинга [Суханова и др., 2017].

#### 5.4. Крупномасштабный пресноводный перенос в морях Российской Арктики

Как было описано в разделе 1.3, при слабом ветровом воздействии речные плюмы формируют бароклинные вдольбереговые течения из-за большого градиента солености между плюмами и окружающим морем и действием силы Кориолиса. Подобные восточные течения формируются речными плюмами в Северном Ледовитом океане вдоль протяженных участков береговой линии азиатского и североамериканского континентов [Carmack et al., 2015]. Стоки крупных рек в Карское море, море Лаптевых и Восточно-Сибирское море обеспечивают до 75% всего пресноводного стока в Северный Ледовитый океан. Таким образом, восточный вдольбереговой пресноводный перенос между этими морями и далее на восток в Чукотское море является важной частью крупномасштабного пресноводного переноса в Арктике, определяющего структуру и циркуляцию его поверхностного слоя. Несмотря на важность этого процесса, ему было посвящено лишь небольшое количество исследований. На основании анализа натурных данных и данных атмосферного реанализа была выявлена зависимость долгопериодной и межгодовой изменчивости пресноводного переноса из моря Лаптевых в Восточно-Сибирское море от атмосферной завихренности на квазидекадных временных масштабах [Dmitrenko et al., 2005, 2008]. На основе численного моделирования была выявлена зависимость пресноводного переноса через пролив Вилькицкого от межгодовой изменчивости атмосферного давления в Карском море в летний период [Janout et al., 2015].

В этом разделе описываются ранее не изученные аспекты вдольберегового пресноводного переноса в морях Российской Арктики, а именно – формирование его поверхностными опресненными слоями в Карском море, море Лаптевых и Восточно-Сибирском море, а также его синоптическая изменчивость [Osadchiev et al., 2020d]. Исследование основано на анализе натурных данных, собранных в 15 океанологических экспедициях в 1999–2019 годах в проливах Вилькицкого, Дмитрия Лаптева и Санникова, которые играют роль узких мест для процессов пресноводного переноса между этими морями (табл. 5.3). Также в исследовании использовались спутниковые данные MODIS.

Натурные измерения и спутниковые наблюдения показывают значительную межгодовую и синоптическую изменчивость солёности в поверхностном слое в проливе Вилькицкого, что указывает на изменчивость распространения опресненного поверхностного слоя из Карского моря в море Лаптевых (рис. 5.33–5.35). Анализ натурных измерений поверхностной солёности в проливе Вилькицкого в течение 32 различных дней в 2005–2019 годах показал, что она изменялась в широких пределах – от 19 до 33 епс. В большинстве случаев (25 дней из 32) поверхностная солёность в проливе была больше 29 епс, что указывает на отсутствие распространения линзы Карского моря в море Лаптевых (см. рис. 5.35). Низкая солёность, характерная для линзы Карского моря (<25 епс), была зарегистрирована в проливе Вилькицкого всего в течение 7 дней за рассматриваемые периоды полевых измерений: 7 сентября 2005 года, 29 сентября 2006 года, 25 сентября 2012 года, 4–5 и 26 сентября 2018 года, 19 октября 2018 года.

Натурные измерения в поверхностном слое вдоль траектории судна, проведенные в начале сентября 2012 года, показали типичную структуру солёности в Карском море и проливе Вилькицкого (см. рис. 5.33а). Наименьшая солёность (<25 епс) наблюдалась в центральной части Карского моря, прилегающей к Обской губе и Енисейскому заливу. Поверхностная солёность в проливе Вилькицкого составляла 28–30 епс, таким образом, линза Карского моря не распространялась через пролив в море Лаптевых. На рисунке 5.33б показана противоположная ситуация, а именно, распространение линзы Карского моря в море Лаптевых, наблюдавшееся по данным натурных измерений в конце сентября 2012 года. Как и в предыдущем случае, самые низкие значения поверхностной солёности (<20 епс) указывают на расположение основной части опресненного поверхностного слоя в центральной части Карского моря. Однако поверхностная солёность также была низкой (<25 епс) вдоль побережья полуострова Таймыр до пролива Вилькицкого, в самом проливе и далее на восток в западной части моря Лаптевых.

4–5 сентября 2018 года на пяти станциях гидрологического разреза поперек пролива была измерена вертикальная структура моря в период распространения линзы Карского моря в море Лаптевых (см. рис. 5.33в). Линза Карского моря распространялась в виде узкого (~20 км) и глубокого (20 м) течения вдоль южного берега пролива (см. рис. 5.33г). Вертикальный профиль солёности, измеренный на самой южной станции разреза, показал резкий градиент солёности между хорошо перемешанными опресненными (24–25 епс) и теплыми (3–4°C) водами линзы Карского моря и солёными (>30 епс) и холодными (–1...+1°C) нижележащими морскими водами (см. рис. 5.33г).

С помощью спутниковых снимков были выявлены различные этапы формирования опресненного вдольберегового течения от линзы Карского моря в центральной части моря в сторону пролива Вилькицкого (см. рис. 5.34). Спутниковые снимки MODIS Карского моря от 25 августа 2001 года показывают, что линза Карского моря занимала акваторию в центральной части моря и не распространялась восточнее 90° в.д. (см. рис. 5.34а). 8 сентября 2008 года опресненная линза также была расположена в центральной части Карского моря, однако вос-

Таблица 5.3

**Периоды, районы и типы анализируемых измерений во время экспедиций в проливах  
Вилькицкого, Дмитрия Лаптева и Санникова**

Даты измерений	Судно	Район работ	Тип измерений
12.09.1999	Дунай	пролив Дмитрия Лаптева	гидрологические станции
5.09.2000	Николай Коломейцев	пролив Дмитрия Лаптева	гидрологические станции
20.09.2003	Иван Киреев	пролив Дмитрия Лаптева	гидрологические станции
01.09.2004	Иван Киреев	пролив Санникова	гидрологические станции
7.09.2005	Ауга	пролив Вилькицкого	гидрологические станции
15.09.2005	Ауга	пролив Дмитрия Лаптева	гидрологические станции
20.09.2005	Ауга	пролив Дмитрия Лаптева	гидрологические станции
29.09.2006	Капитан Драницын	пролив Вилькицкого	гидрологические станции
30.08.2008	Яков Смирницкий	пролив Дмитрия Лаптева	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции
16.09.2008	Яков Смирницкий	пролив Санникова	измерения в поверхностном слое
19.09.2008	Яков Смирницкий	пролив Вилькицкого	измерения в поверхностном слое
18.09.2011	Академик Лаврентьев	пролив Санникова	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции
30.09.2011	Академик Лаврентьев	пролив Дмитрия Лаптева	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции
8.09.2012	Виктор Буйницкий	пролив Вилькицкого	измерения в поверхностном слое
18.09.2012	Виктор Буйницкий	пролив Дмитрия Лаптева	гидрологические станции
25.09.2012	Виктор Буйницкий	пролив Вилькицкого	измерения в поверхностном слое
5.09.2015	Академик Мстислав Келдыш	пролив Вилькицкого	измерения в поверхностном слое
8.10.2016	Академик Лаврентьев	пролив Дмитрия Лаптева	измерения в поверхностном слое
4.09.2017	Академик Мстислав Келдыш	пролив Санникова	измерения в поверхностном слое
13.09.2017	Академик Мстислав Келдыш	пролив Санникова	измерения в поверхностном слое
21.09.2017	Академик Мстислав Келдыш	пролив Вилькицкого	измерения в поверхностном слое
23.08.2018	Академик Мстислав Келдыш	пролив Вилькицкого	измерения в поверхностном слое

Таблица 5.3 (окончание)

Даты измерений	Судно	Район работ	Тип измерений
4–5.09.2018	Академик Мстислав Келдыш	пролив Вилькицкого	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции
26.09.2018	Академик Мстислав Келдыш	пролив Вилькицкого	измерения в поверхностном слое
19.10.2018	Академик Мстислав Келдыш	пролив Вилькицкого	измерения в поверхностном слое
24.09.2019	Академик Мстислав Келдыш	пролив Вилькицкого	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции
5.10.2019	Академик Мстислав Келдыш	пролив Дмитрия Лаптева	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции
14.10.2019	Академик Мстислав Келдыш	пролив Вилькицкого	измерения в поверхностном слое и гидрологические станции
24.09 – 14.10.2019	–	пролив Вилькицкого	заякоренная станция

точная часть линзы была вытянута вдоль полуострова Таймыр до  $100^\circ$  в.д. (см. рис. 5.34б). Спутниковые данные показывают, что в этот момент было сформировано теплое и опресненное вдольбереговое течение в восточном направлении из линзы Карского моря, но это течение не достигало пролива Вилькицкого. 11–12 сентября 2016 года подобное течение распространялось от центральной части Карского моря до пролива Вилькицкого и далее на восток в море Лаптевых (см. рис. 5.34в). Ширина этого течения в восточной части Карского моря составляла около 100 км, затем в проливе Вилькицкого его ширина уменьшалась до 15–30 км. Резкий градиент температуры между теплой линзой моря Лаптевых и холодным окружающим морем отчетливо наблюдался на безоблачном спутниковом снимке пролива Вилькицкого от 12 сентября 2016 года (см. рис. 5.34в).

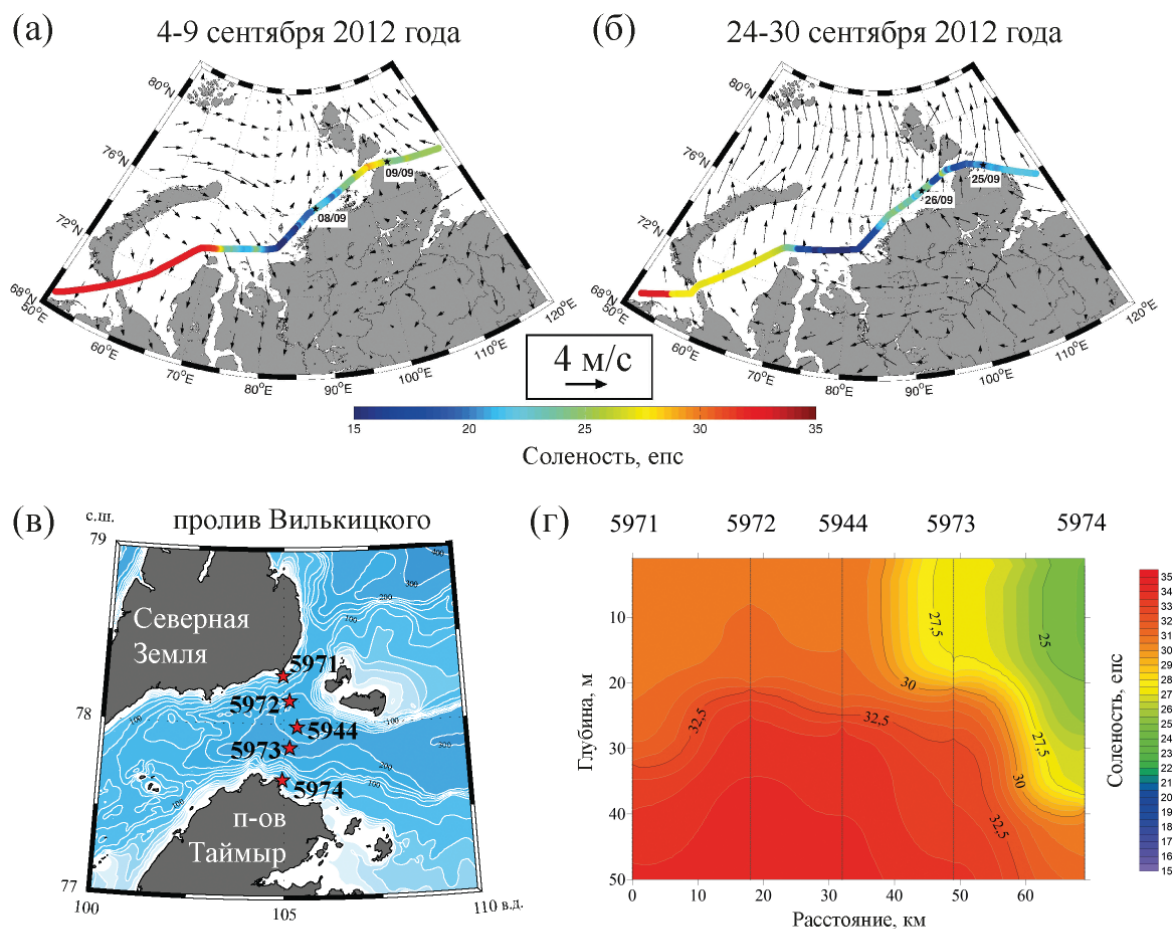
Совместный анализ натурных данных и данных реанализа ветра ERA5 показывает прямую четкую зависимость между ветровым воздействием и вдольбереговым пресноводным переносом в восточной части Карского моря. Всем зарегистрированным периодам распространения линзы Карского моря в море Лаптевых, отмеченным низкой соленостью в проливе Вилькицкого, предшествовали периоды сильных северо-восточных ветров над центральной и восточной частями Карского моря. Чтобы оценить влияние ветрового воздействия на восточный пресноводный перенос, были рассчитаны временные интегралы времени вдольберегового

$$W_N^x = \int_{T-N}^T u \cdot \partial t$$

и поперечного берегу ветра

$$W_N^y = \int_{T-N}^T v \cdot \partial t,$$

где  $u$  и  $v$  – вдольбереговая и поперечная берегу компоненты скорости ветра, осредненные по рассматриваемой области, интегрирование производится за период в  $N$  дней, предшествующих

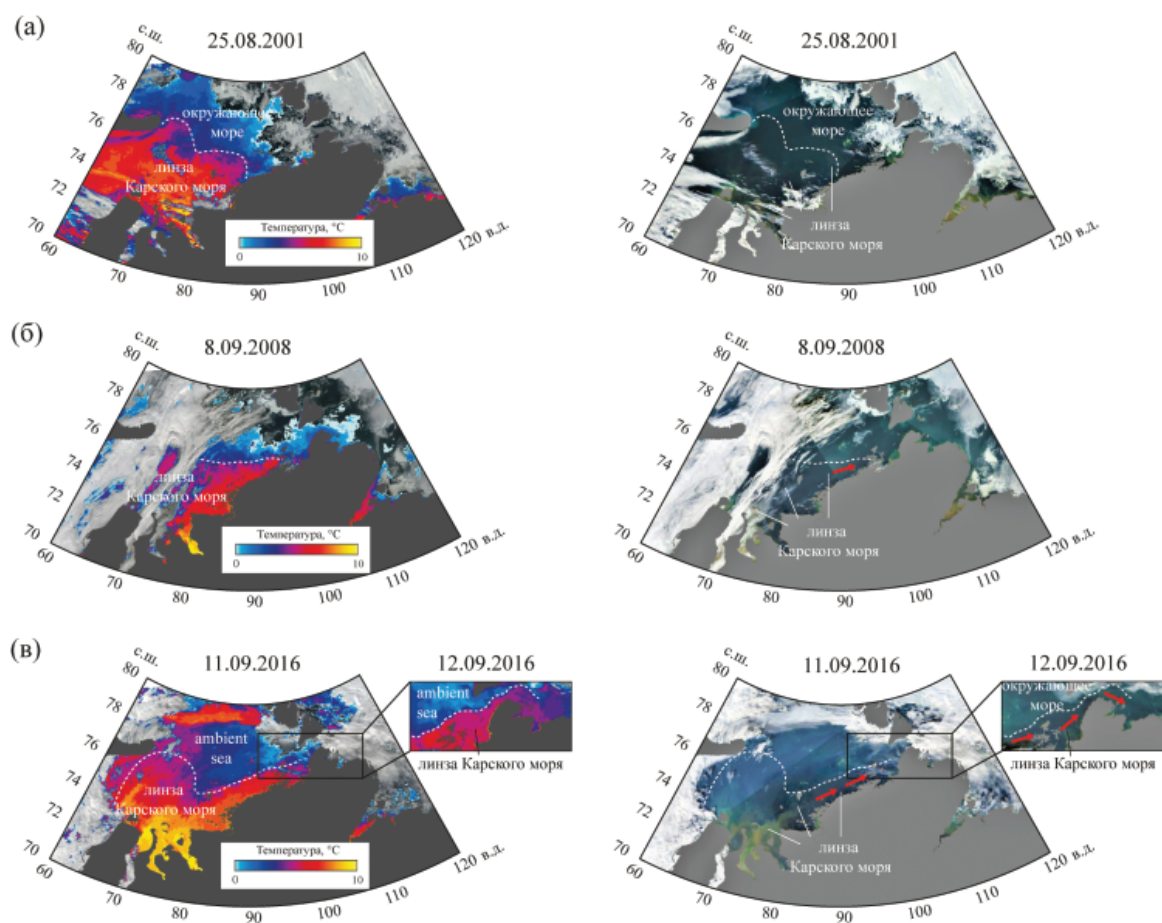


4-5.09.2018

**Рис. 5.33.** Поверхностная соленость вдоль маршрута судна в Карском море и значения скорости ветра, осредненные за 26-дневный период перед натурными измерениями в проливе Вилькицкого 8 сентября 2012 года (а) и 25 сентября 2012 года (б). Расположение гидрологических станций (в) и вертикальная структура солености в проливе Вилькицкого (г) 4-5 сентября 2018 года

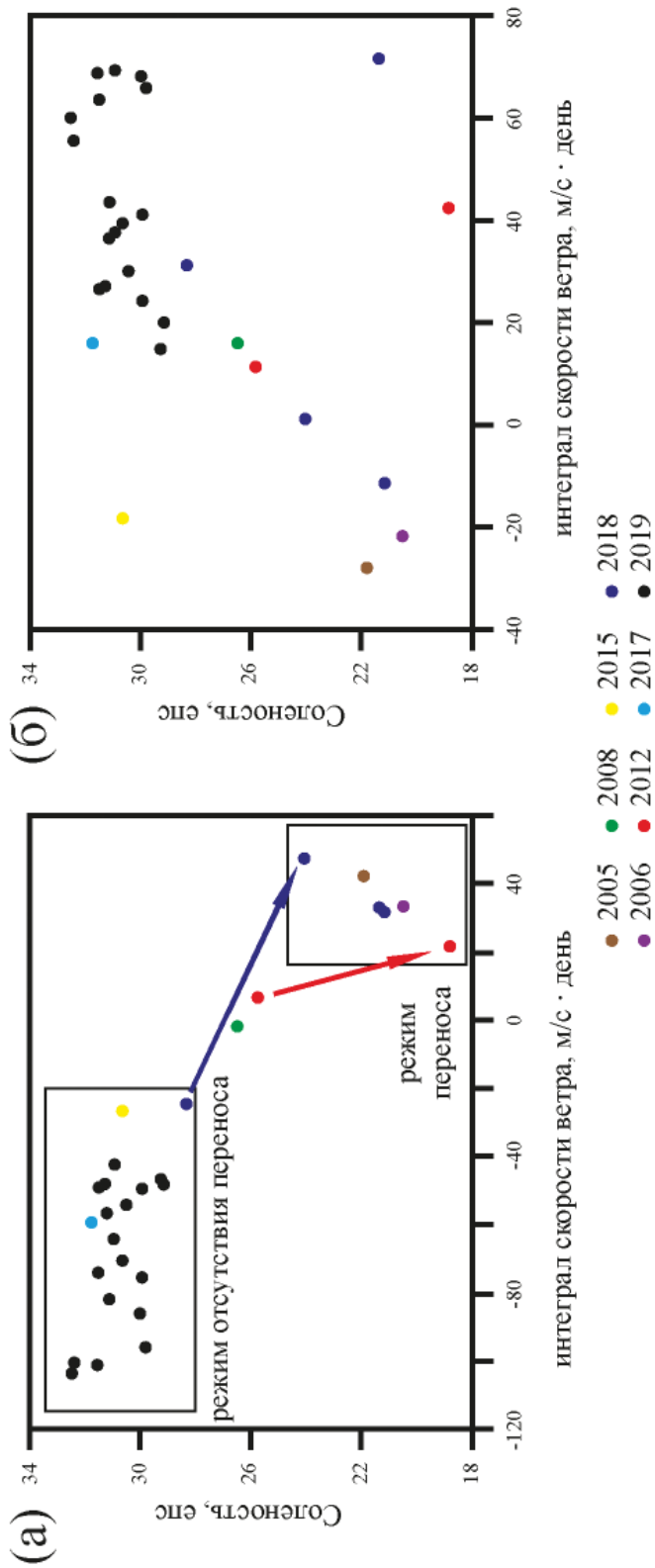
дню  $T$  натурных измерений. Затем было проверено наличие зависимости поверхностной солености в проливе Вилькицкого от интегралов компонент ветра, осредненных по двум различным областям Карского моря. Первая область охватывает центральную часть Карского моря, занятую опресненной линзой в безледный период. Вторая область охватывает участок моря вдоль западного побережья полуострова Таймыр, т.е. прибрежную зону между центральной частью линзы Карского моря и проливом Вилькицкого. Часовые значения скорости ветра, осредненные по этим областям, были проинтегрированы по временным периодам, предшествующим натурным измерениям в проливе Вилькицкого, продолжительностью от 1 до 60 дней.

Поверхностная соленость в проливе Вилькицкого показывает значимую корреляцию ( $R > 0.8$ ) между поверхностной соленостью и интегралом вдольбереговой компоненты ско-



**Рис. 5.34.** Спутниковые снимки MODIS распределения яркостной температуры (слева) и в видимом диапазоне (справа) в Карском море 25 августа 2001 года (а), 8 сентября 2008 года (б) и 11–12 сентября 2016 года (в), иллюстрирующие различные стадии формирования опресненного вдольберегового течения (красные стрелки) из центральной части Карского моря в сторону пролива Вилькицкого

рости ветра  $W_N^x$ , осредненной по области 2, для временных периодов осреднения от 18 до 36 дней. Максимальное значение коэффициента корреляции Пирсона  $R$  (0.9) соответствует периоду осреднения в 26 дней (см. рис. 5.35а). С другой стороны, не было обнаружено никакой зависимости между соленью в проливе и интегралом поперечной берегу компоненты скорости ветра  $W_N^y$ , осредненной по области 2 (см. рис. 5.35б). Интегралы вдольбереговой (зональной) и поперечной берегу (меридиональной) компонент скорости ветра, осредненных по области 1, также не показывают никакой связи с соленью в проливе. Подобная ситуация вызвана следующими причинами. Из-за большого расстояния (500 км) между центральной частью линзы Карского моря (область 1) и проливом Вилькицкого опресненная линза образует узкое квазигеострофическое вдольбереговое течение, чья скорость определяет интенсивность восточного пресноводного переноса в сторону пролива [Austin and Barth, 2002; Fong



**Рис. 5.35.** Зависимость между интегралами осредненной вдольбереговой (а) и поперечной берегу (б) компонент скорости ветра и поверхностной солености в проливе Вилькицкого для 8 различных лет (цветные точки). Значения скорости ветра были проинтегрированы за период в 26 дней и осреднены по области вдоль западного побережья полуострова Таймыр. Рамки указывают на различные режимы в проливе Вилькицкого: наличие и отсутствие вдольберегового опресненного течения через пролив. Стрелки иллюстрируют отклик поверхностной солености на синоптическую изменчивость ветра, наблюдавшуюся в сентябре 2012 года (красная стрелка) и августе–сентябре 2018 года (синяя стрелка)

and Geyer, 2002], что подтверждается натурными данными (см. рис. 5.33) и спутниковыми наблюдениями (см. рис. 5.34). Скорость течения усиливается даунвеллинговыми ветрами и затормаживается апвеллинговыми ветрами [Lentz and Fewings, 2012; Pimenta and Kirwan, 2014]. Как следствие – ветровое воздействие в центральной части Карского моря, т.е. в зоне распространения основной части линзы Карского моря (область 1), напрямую не определяет пресноводный перенос между Карским морем и морем Лаптевых, однако этот перенос регулируется ветровым воздействием вдоль западного побережья полуострова Таймыр (область 2).

Полученный временной период в 26 дней, который обеспечивает наилучшую корреляцию между ветром и поверхностной соленостью в проливе, хорошо согласуется с этой теорией. Согласно этому результату, средняя скорость переноса пресной воды из центральной части Карского моря до пролива Вилькицкого равна 500 км за 26 суток, т.е.  $\approx 0.2$  м/с, что является реалистичной оценкой скорости квазигеострофического вдольберегового течения [Pimenta and Kirwan, 2014]. В отсутствие ветрового воздействия скорость вдольберегового геострофического течения  $u$  в модели Маргулиса определяется уравнением

$$u = \frac{g}{f} \frac{\rho_s - \rho_p}{\rho_s} \frac{h}{L},$$

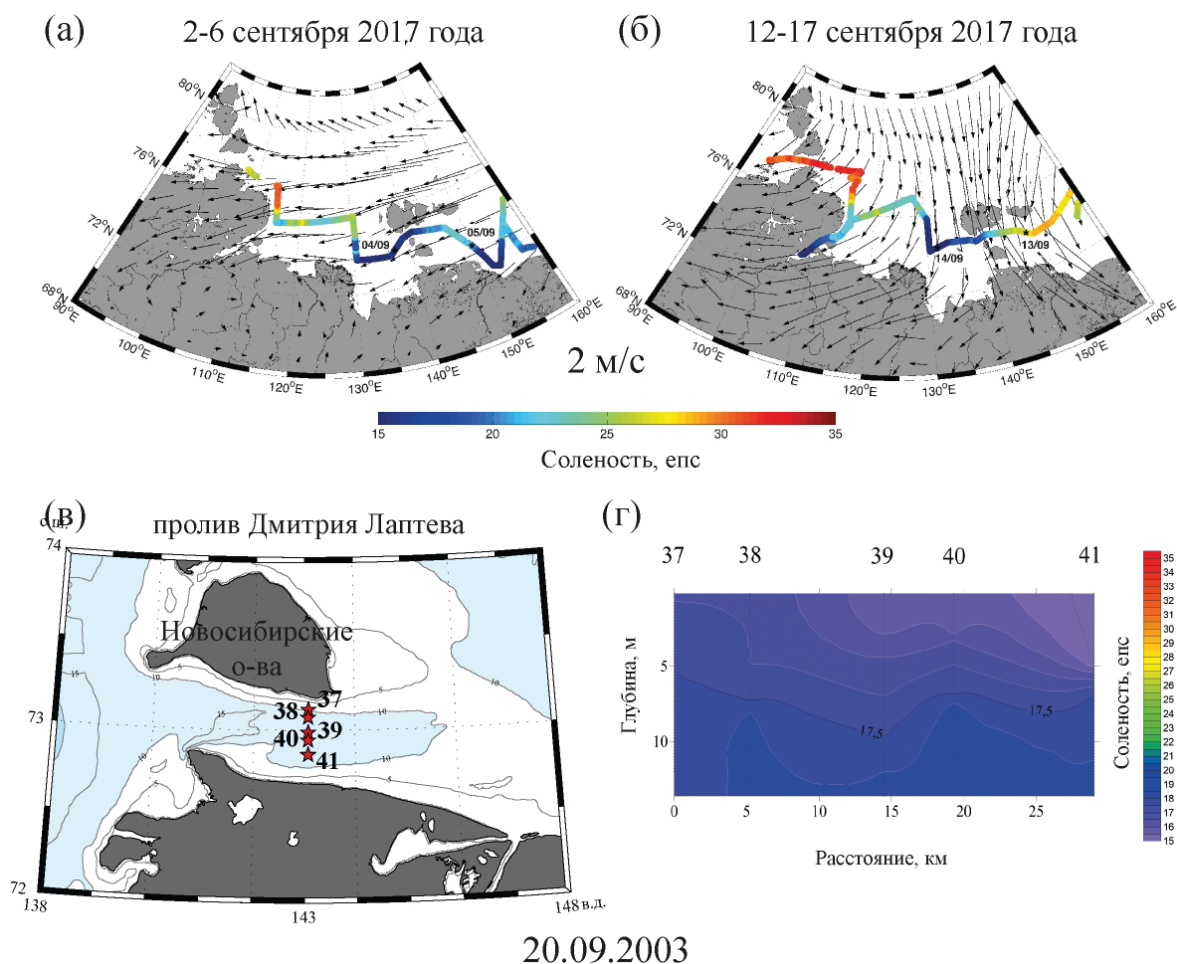
где  $g$  – ускорение силы тяжести,  $f$  – частота Кориолиса,  $\rho_s$  и  $\rho_p$  – плотность морских вод и плотность вод плюма,  $h$  – глубина вдольберегового течения,  $L$  – ширина вдольберегового течения [Pimenta and Kirwan, 2014]. В случае линзы Карского моря эта скорость равна  $u = 10 \cdot 0.7 \cdot 10^4 \cdot 10^{-2} \cdot 0.15 \cdot 10^{-3} \approx 0.1$  м/с, что также находится в хорошем соответствии с периодом интегрирования ветра.

Натурные измерения, проведенные в сентябре 2012 года, позволили изучить отклик пресноводного переноса через пролив Вилькицкого на синоптическую изменчивость ветрового воздействия вдоль западного берега полуострова Таймыр (см. рис. 5.33а, б), показанный красной стрелкой на рис. 5.30а. 8 сентября 2012 года восточная часть линзы Карского моря была зарегистрирована на расстоянии 150 км к западу от пролива Вилькицкого, а поверхностная соленость в проливе была равна 26–27 епс (см. рис. 5.33а). Натурным измерениям предшествовала частая смена направления преобладающего ветра в Карском море. Умеренные юго-восточные ветра, преобладавшие 27–30 августа, сменились на сильные юго-западные ветра 31 августа – 5 сентября и опять на юго-восточные ветра 6–8 сентября. Значение интеграла вдольбереговой компоненты скорости ветра  $W_{26}^x$  в течение этого периода было небольшим (6 м/с·день), а вдольбереговое опресненное течение распространилось до восточной части Карского моря, но не достигло пролива Вилькицкого. 9–25 сентября преобладали южные и юго-западные ветра с заметным усилением в течение 22–25 сентября. Интеграл вдольбереговой компоненты скорости ветра увеличился до 20 м/с·день, это привело к распространению опресненных поверхностных вод (17–19 епс) в пролив Вилькицкого и далее на восток в море Лаптевых, что было зарегистрировано натурными измерениями 25 сентября (см. рис. 5.33б).

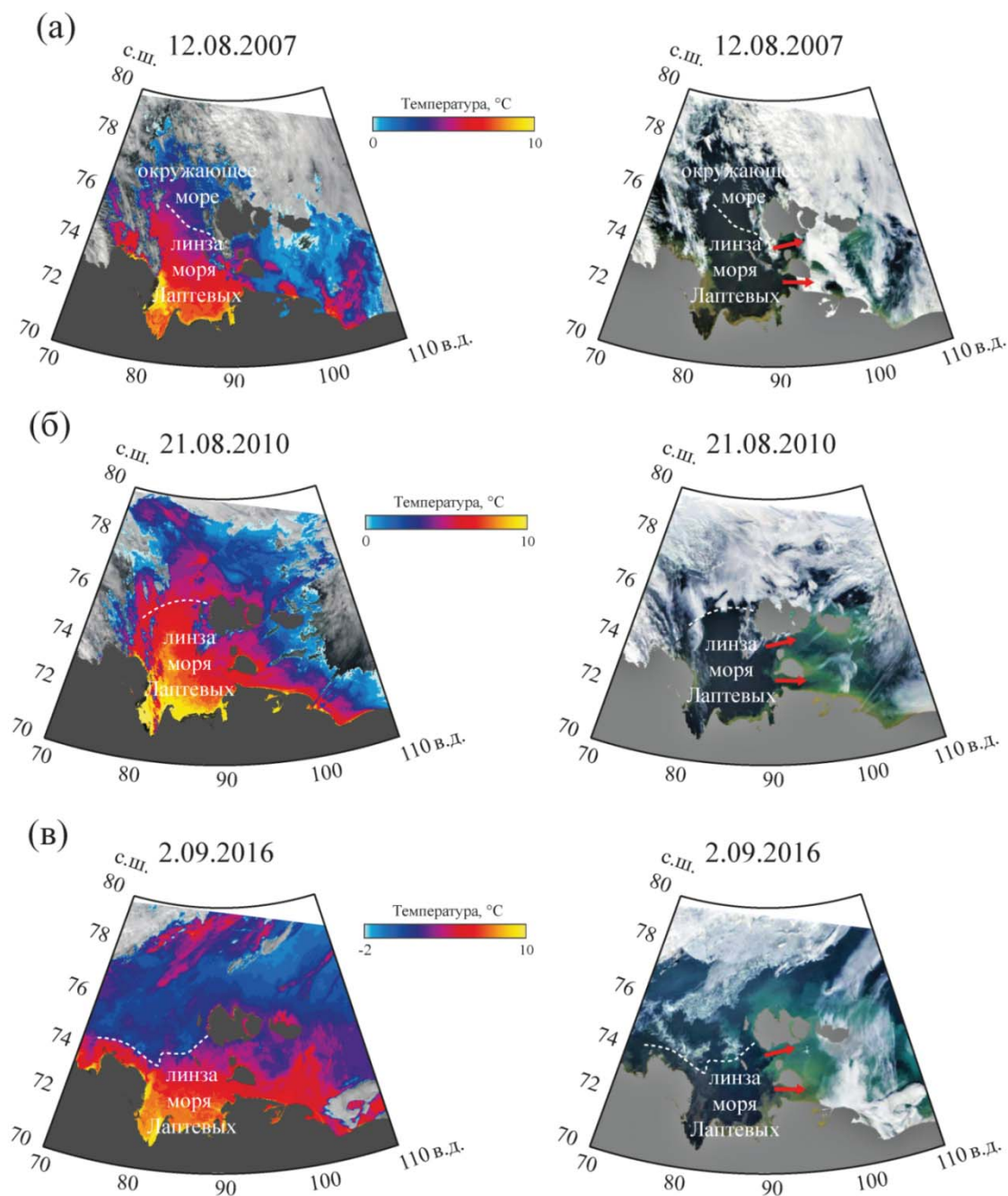
Схожая ситуация формирования вдольберегового опресненного течения и его распространение через пролив Вилькицкого в результате действия сильных юго-западных ветров наблюдалась в конце августа и начале сентября 2018 года (синяя стрелка на рис. 5.35а). Умеренные и сильные (5–15 м/с) северо-восточные, восточные и юго-восточные ветра преобладали в Карском море в первой половине августа 2018 года. В результате этого опресненная линза была расположена в центральной части Карского моря, и поверхностная соленость в проливе Вилькицкого 23 августа 2018 года составляла 28–29 епс. Умеренные и сильные (7–14 м/с)

юго-западные ветра, преобладавшие в восточной части Карского моря в конце августа и начале сентября 2018 года, вызвали формирование вдольберегового опресненного (24–25 епс) течения, которое было зарегистрировано в проливе Вилькицкого 5 сентября 2018 года.

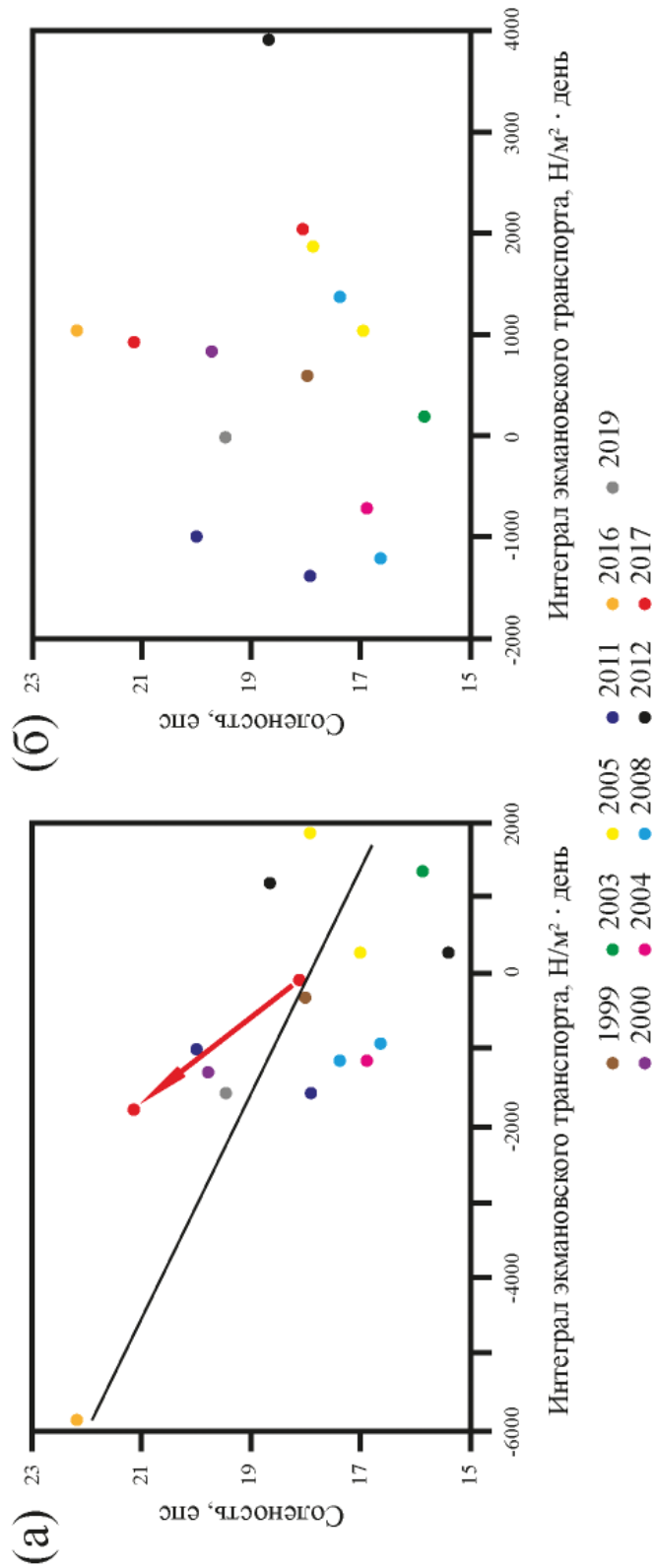
Пресноводный перенос из моря Лаптевых в Восточно-Сибирское море через проливы Дмитрия Лаптева и Санникова был изучен на основе натурных измерений и спутниковых наблюдений (рис. 5.36–5.38). Поверхностная соленость в проливах Дмитрия Лаптева и Санникова по данным натурных измерений в течение 15 различных дней в 1999–2019 годах показал, что она изменялась от 16 до 22 епс (см. рис. 5.38), что значительно меньше, чем соответствующая изменчивость в проливе Вилькицкого (см. рис. 5.35). Таким образом, линза моря Лаптевых присутствовала в проливах Дмитрия Лаптева и Санникова во все периоды экспедицион-



**Рис. 5.36.** Поверхностная соленость вдоль маршрута судна в море Лаптевых и значения скорости ветра, осредненные за 9-дневный период перед натурными измерениями в проливах Дмитрия Лаптева и Санникова 4 сентября 2017 года (а) и 13 сентября 2017 года (б). Расположение гидрологических станций (в) и вертикальная структура солености в проливе Дмитрия Лаптева (г) 20 сентября 2003 года



**Рис. 5.37.** Спутниковые снимки MODIS Terra и MODIS Aqua распределения яркостной температуры (слева) и в видимом диапазоне (справа) в море Лаптевых 12 августа 2007 года (а), 21 августа 2010 года (б) и 2 сентября 2016 года (в), иллюстрирующие распространение линзы моря Лаптевых через проливы Дмитрия Лаптева и Санникова (показано красными стрелками)



**Рис. 5.38.** Зависимость между интегралами осредненной зональной (а) и меридиональной (б) компонент экмановского транспорта и поверхностной солёности в проливах Лаптева и Санникова для 11 различных лет (цветные точки). Значения скорости ветра были проинтегрированы за период в 9 дней и осреднены по области в юго-восточной части моря Лаптевых. Черная линия показывает линейный тренд. Красная стрелка иллюстрирует отклик поверхностной солёности на синоптическую изменчивость ветра, наблюдавшуюся в сентябре 2017 года

ных исследований. Синоптическая изменчивость поверхностной солености в этих проливах составляла 1–3 епс, что связано с изменчивостью положения и внутренней структуры линзы моря Лаптевых.

Измерения поверхностной солености вдоль траектории судна показали различную структуру солености в проливе Санникова и прилегающей акватории Восточно-Сибирского моря в начале и в середине сентября 2017 года (см. рис. 5.36а, б). В оба периода самая низкая соленость (<20 епс) была отмечена в юго-восточной части моря Лаптевых между дельтой Лены и Новосибирскими островами, что указывает на расположение линзы моря Лаптевых. В начале сентября 2017 года плюм Лены распространялся через пролив Санникова и занимал обширную акваторию в прилегающей западной части Восточно-Сибирского моря. В частности, поверхностная соленость составляла 18 епс в проливе Санникова и не превышала 25 епс в Восточно-Сибирском море до 160° в.д. (см. рис. 5.36а). В середине сентября 2017 года соленость поверхности в этом районе резко изменилась. Изохалина 25 епс сместилась к 145° в.д., а соленость в проливе Санникова увеличилась до 21–22 епс (см. рис. 5.36б). Наблюдаемое повышение поверхностной солености в проливе и в западной части Восточно-Сибирского моря свидетельствует о сдвиге линзы моря Лаптевых в западном направлении и связанном с этим уменьшением интенсивности пресноводного переноса из моря Лаптевых в Восточно-Сибирское море.

Измерения вертикальных распределений солености, проведенные на пяти гидрологических станциях 20 сентября 2003 года (см. рис. 5.36в), показали, что линза моря Лаптевых занимала всю толщу воды мелководного (10–15 м) и узкого (50 км) пролива Дмитрия Лаптева (см. рис. 5.36г). Поверхностная соленость в проливе изменялась от 15 до 17 епс, а придонная соленость не превышала 18 епс (см. рис. 5.36г). Измерения вертикальной солености, проведенные 30 августа 2008 года в проливе, также показали однородную структуру солености по всему проливу. Соленость была равна 12–13 епс от поверхности до глубины 8–10 м, а затем постепенно увеличивалась до 21 епс в нижнем слое в центральной части пролива глубиной 15 м.

Восточная часть дельты Лены расположена всего в 350–400 км от проливов Дмитрия Лаптева и Санникова. Как было сказано в разделе 5.3, опресненная линза моря Лаптевых занимает большую площадь в восточной части моря и непосредственно примыкает к этим проливам. Это приводит к интенсивному пресноводному переносу через проливы в западную часть Восточно-Сибирского моря, где линза моря Лаптевых смыкается с линзой Восточно-Сибирского моря. Спутниковые снимки MODIS моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря, полученные в безоблачные и безледные периоды в 2000–2019 годах, подтверждают, что линза моря Лаптевых постоянно присутствует в проливах Дмитрия Лаптева и Санникова (см. рис. 5.37). В отличие от переноса пресной воды через пролив Вилькицкого, который происходит в форме узкого прибрежного течения, опресненный поверхностный слой занимает всю акваторию проливов Дмитрия Лаптева и Санникова, т.е. в этих проливах не было зарегистрировано поверхностных проявлений холодной и соленой морской воды ни натурными измерениями, ни спутниковыми наблюдениями.

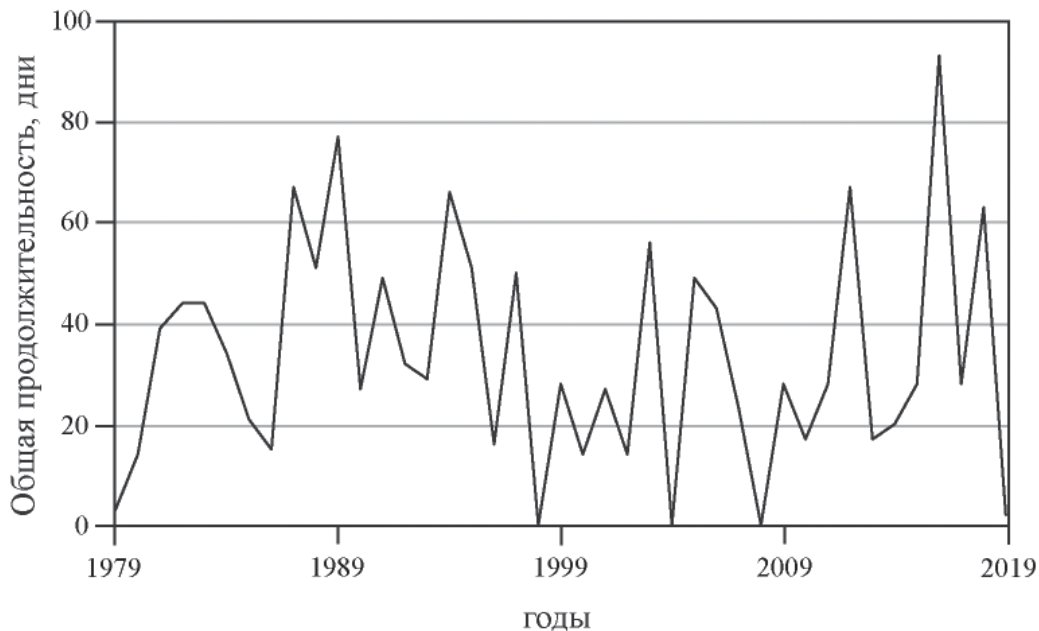
Для изучения зависимости поверхностной солености в проливах Дмитрия Лаптева и Санникова от ветрового воздействия были рассчитаны временные интегралы компонент ветра  $W_N^x$  и  $W_N^y$ , осредненных по области в юго-восточной части моря Лаптевых, занятой опресненной линзой в безледный период. Поверхностная соленость в проливах показала значимую корреляцию ( $R > 0.6$ ) с вдольбереговой (меридиональной) компонентой скорости ветра  $W_N^y$  для временных периодов от 4 до 13 дней. При этом не было выявлено никакой зависимости между

поверхностной соленостью в проливах и поперечной берегу (зональной) компонентой скорости ветра  $W_N^x$ . Это показывает, что меридиональный ветер, вызывающий зональный экмановский транспорт, играет доминирующую роль в переносе линзы моря Лаптевых в Восточно-Сибирское море. В связи с этим были рассчитаны интегралы экмановского транспорта

$$E_9 = \int_{T-9}^T E \cdot \partial t,$$

где  $E$  – вдольбереговая/поперечная берегу компонента экмановского транспорта, осредненная по рассматриваемой области, интегрирование производится за период в 9 дней, предшествующих дню  $T$  натурных измерений. Наибольший коэффициент корреляции Пирсона (0.7) был выявлен между поверхностной соленостью в проливах и интегралом зональной компоненты экмановского транспорта  $E_N^x$ , осредненного за 9 дней (см. рис. 5.38а). При этом не было выявлено никакой зависимости между поверхностной соленостью в проливах и интегралом меридиональной компоненты экмановского транспорта  $E_N^y$  (см. рис. 5.38б).

Натурные измерения, проведенные в сентябре 2017 года, выявили отклик поверхностной солености и тем самым пресноводного переноса через пролив Санникова на синоптическую изменчивость ветрового воздействия (красная стрелка на рис. 5.35д). Поверхностная соленость в проливе значительно увеличилась с 4 сентября (18 епс) до 13 сентября (21 епс) (см. рис. 5.35а, б). Умеренный восточный ветер, преобладающий с 28 августа по 8 сентября, сменился на сильный северный ветер 9–13 сентября, который вызвал интенсивный экмановский транспорт в западном направлении в районе исследования. В результате зональный интеграл экмановского транспорта  $E_9^x$  изменился с  $-114 \text{ Н/м}^2 \cdot \text{день}$  4 сентября на  $-1812 \text{ Н/м}^2 \cdot \text{день}$  13 сентября. Это показывает, что сильные северные ветра ослабляют перенос линзы моря Лаптевых в Восточно-Сибирское море.



**Рис. 5.39.** Общая годовая продолжительность периодов затопления линзы Карского моря в море Лаптевых через пролив Вилькицкого в безледный сезон в 1979–2019 годах

Полученные результаты показывают, что пресноводный перенос из моря Лаптевых в Восточно-Сибирское море через проливы Дмитрия Лаптева и Санникова напрямую определяется зональным экмановским транспортом опресненного поверхностного слоя в юго-восточной части моря Лаптевых, а не апвеллинговыми и даунвеллинговыми ветрами, что наблюдается для пресноводного переноса в пределах узкого вдольберегового течения через пролив Вилькицкого. В частности, сильный южный ветер вызывает интенсивный восточный экмановский транспорт линзы моря Лаптевых и понижает соленость в проливах Дмитрия Лаптева и Санникова, а сильный северный ветер, напротив, вызывает западный экмановский транспорт линзы моря Лаптевых и повышает соленость в проливах. Сильные северные ветра в исследуемом районе в начале октября 2016 года вызвали интенсивный западный экмановский транспорт ( $E_9^x = -5923 \text{ Н/м}^2 \cdot \text{день}$ ), что привело к относительно большой солености (22 епс) в проливе Дмитрия Лаптева, зарегистрированной 8 октября 2016 года (см. рис. 5.38а). Кроме того, натурные измерения, проведенные в сентябре 2017 года, выявили отклик поверхностной солености в проливе Санникова на синоптическую изменчивость ветра, показанную красной стрелкой на рис. 5.38а. Соленость в проливе увеличилась с 18 епс 4 сентября 2017 года до 21 епс 13 сентября 2017 года (рис. 5.36а, б). Умеренный восточный ветер, наблюдавшийся 28 августа – 8 сентября, сменился на сильный северный ветер 9–13 сентября, который вызвал интенсивный западный экмановский транспорт в этом районе. В результате интеграл зонального экмановского транспорта  $E_9^x$  изменился с  $-114 \text{ Н/м}^2 \cdot \text{день}$  4 сентября 2017 года до  $-812 \text{ Н/м}^2 \cdot \text{день}$  13 сентября 2017 года.

Вышеописанный анализ зависимости поверхностной солености в проливах от ветровых условий показывает, что в проливе Вилькицкого есть два режима солености (прямоугольники на рис. 5.35а): низкая соленость ( $< 25$  епс) при распространении линзы Карского моря в море Лаптевых, вызванном сильными и продолжительными юго-западными ветрами ( $W_{26} > 10 \text{ м/с} \cdot \text{день}$ ), и высокая соленость в периоды отсутствия вдольберегового опресненного течения через пролив. С использованием данных реанализа ветра ERA5 было рассчитано значение  $W_{26}$  для каждого дня в безледный сезон в 1979–2019 годах. По этим данным были восстановлены периоды затопов линзы Карского моря в море Лаптевых. Общая годовая продолжительность этих периодов варьировала от 0 дней в 1998 и 2008 годах, т.е. отсутствия пресноводного переноса, до 67 дней в 1987 и 2012 годах, 77 дней в 1989 году и 93 дня в 2016 году, т.е. почти постоянный пресноводный перенос в течение всего безледного сезона (рис. 5.39). Среднее значение общей годовой продолжительности периодов затопов линзы Карского моря в море Лаптевых за 1979–2019 годы составило 34 дня.

Натурные измерения в проливах Дмитрия Лаптева и Санникова не выявили ни одного случая, когда линза моря Лаптевых не занимала эти проливы. Максимальная поверхностная соленость (22 епс) была зарегистрирована в этих проливах 8 октября 2016 года. Сильные северные ветра, которые предшествовали периоду натурных измерений, вызвали самый интенсивный экмановский транспорт на запад ( $E_9^x = -5923 \text{ Н/м}^2 \cdot \text{сутки}$ ) среди всех проанализированных случаев. Более того, анализ данных реанализа ветра в течение безледного сезона в 1979–2019 годах показал, что более интенсивный экмановский транспорт на запад, т.е.  $E_9^x < -6000 \text{ Н/м}^2 \cdot \text{сутки}$ , наблюдался только в течение 5 дней в октябре 2016 года, за несколько дней до и после этих натурных измерений на месте. Это показывает, что линза моря Лаптевых постоянно занимает проливы Дмитрия Лаптева и Санникова в безледные сезоны как минимум в последние 40 лет.

Итак, установлено, что межбассейновый пресноводный перенос между Карским морем, морем Лаптевых и Восточно-Сибирским определяется ветровым воздействием и имеет зна-

чительную синоптическую изменчивость. Пресноводные переносы из Карского моря в море Лаптевых через пролив Вилькицкого и из моря Лаптевых в Восточно-Сибирское море через проливы Дмитрия Лаптева и Санникова определяются различными ветровыми механизмами и имеют различные пространственно-временные характеристики. Из-за небольшого расстояния между восточной частью дельты Лены и проливами Дмитрия Лаптева и Санникова линза моря Лаптевых распространяется через них на восток в виде большой по размеру поверхностной водной массы. Поверхностная соленость в этих проливах, зависящая от интенсивности восточного пресноводного переноса, определяется зональным экмановским транспортом линзы моря Лаптевых и имеет очень быстрый отклик (5–10 дней) на изменчивость ветровых условий. Сильные северные ветра могут ослабить этот перенос, однако линза моря Лаптевых сохраняется в этих проливах в течение всего безледного периода года.

Линза Карского моря, напротив, формируется пресноводным стоком из эстуариев Оби и Енисея, расположенных на расстоянии 800–1000 км от пролива Вилькицкого. Опресненная линза занимает акваторию в центральной части Карского моря, а расстояние между ней и проливом Вилькицкого превышает 400–500 км. Северо-восточный экмановский транспорт вызывает распространение линзы Карского моря в направлении пролива Вилькицкого, однако эта водная масса не достигает пролива даже при сильных и продолжительных юго-восточных ветрах. Тем не менее, опресненная линза образует узкое плотностное течение, которое распространяется вдоль полуострова Таймыр в сторону пролива Вилькицкого. В отсутствие ветрового воздействия это течение является геострофическим, его интенсивность усиливается даунвеллинговыми ветрами и уменьшается апвеллинговыми ветрами. Из-за большого расстояния между центральной частью Карского моря и проливом Вилькицкого, а также из-за многочисленных топографических барьеров (мысов и островов) вдоль западного побережья полуострова Таймыр опресненное вдольбереговое течение достигает пролива Вилькицкого и распространяется в море Лаптевых только под воздействием длительных (~25–30 дней) юго-западных ветров, которые происходят в среднем в течение одного месяца в безледный сезон. Это приводит к очень высокой синоптической изменчивости поверхностной солености в проливе Вилькицкого между периодами распространения ( $<25$  епс) и отсутствия распространения ( $>28$  епс) линзы Карского моря. Общая годовая продолжительность периодов заток линзы Карского моря в море Лаптевых имеет очень большую межгодовую изменчивость – от нескольких дней до 2–3 месяцев. Полученные результаты могут существенно улучшить существующие оценки межгодовой изменчивости интенсивности пресноводного переноса, основанные на крупномасштабной атмосферной завихренности и не учитывающие высокую синоптическую изменчивость этих процессов.

### 5.5. Выводы по пятой главе

Исследована сезонная и межгодовая изменчивость горизонтальной и вертикальной структуры опресненного поверхностного слоя в Карском море в течение безледного периода. Установлено, что площадь и расположение опресненного поверхностного слоя в Карском море имеет сравнительно небольшую межгодовую изменчивость. Во время половодья в июне и июле формируется тонкий, сильно опресненный и стратифицированный плум Оби–Енисея, занимающий большую площадь в центральной части Карского моря. В августе и сентябре плум Оби–Енисея трансформируется в опресненную линзу в центральной части Карского

моря в результате перемешивания с нижележащими морскими водами, что приводит к увеличению толщины и понижению солености опресненного поверхностного слоя.

Исследована сезонная и межгодовая изменчивость горизонтальной и вертикальной структуры опресненного поверхностного слоя в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море в течение безледного периода. Площадь и расположение опресненного поверхностного слоя в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море имеет очень большую межгодовую изменчивость, определяемую региональными ветровыми условиями и не зависящую от изменчивости речного стока или ледового режима. Преобладающие западные ветра вызывают экмановский транспорт линзы на юг, который прижимает ее к континенту. В этом случае опресненный поверхностный слой локализован в южных частях моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, его меридиональная протяженность и площадь относительно невелики. При сильных восточных ветрах, напротив, опресненный поверхностный слой распространяется на большую площадь в центральных частях этих морей и достигает континентального склона в море Лаптевых.

Изучена роль эстуарных и дельтовых источников стока в формировании пространственных масштабов и вертикальной структуры опресненных линз в морях Восточной Арктики. Дельтовые источники речного стока, преобладающие в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море, способствуют формированию меньших вертикальных масштабов опресненной линзы и повышенной стратификации между линзой и морем по сравнению с линзой Карского моря, сформированной преимущественно эстуарными источниками материкового стока. Этот процесс приводит к более равномерному распределению пресноводной компоненты в пределах линзы моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря и, таким образом, к ее большим горизонтальным масштабам по сравнению с линзой Карского моря, формируемой в полтора раза большим объемом пресноводного стока.

Изучены процессы формирования апвеллингов в прибрежных зонах около дельт крупных рек – Лены, Индигирки и Колымы. Апвеллинги у дельт этих рек регулярно формируются в результате воздействия умеренных и сильных восточных и северо-восточных ветров, суммарная продолжительность которых достигает 10–30% всей продолжительности безледного периода в исследуемых регионах. Эти апвеллинги вызывают интенсивное перемешивание плюмов Лены, Индигирки и Колымы с нижележащими морскими водами, что оказывает существенное влияние на образование опресненного поверхностного слоя в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море.

Исследованы процессы зонального переноса опресненных линз в российской Арктике, а именно – перенос линзы Карского моря через пролив Вилькицкого в море Лаптевых и перенос линзы моря Лаптевых через проливы Дмитрия Лаптева и Санникова в Восточно-Сибирское море. Пресноводный перенос через пролив Вилькицкого происходит в форме узкого вдольберегового течения, которое формируется под действием сильных и продолжительных юго-западных ветров. В случае другой ветровой ситуации воды линзы Карского моря не достигают пролива Вилькицкого. Пресноводный перенос из моря Лаптевых в Восточно-Сибирское море происходит в большинство дней безледного периода и останавливается только под воздействием сильных северных ветров. Установлена обратная линейная зависимость интенсивности восточного пресноводного переноса через проливы Дмитрия Лаптева и Санникова от зональной компоненты экмановского транспорта в юго-восточной части моря Лаптевых.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Книга посвящена изучению структуры, динамики и изменчивости речных плюмов в прибрежных и шельфовых районах моря. В ней описаны принципиально новые представления о динамике распространения и перемешивания материкового стока, взвешенных и растворенных веществ, поступающих в море из малых рек, т.е. рек с небольшой площадью водосборного бассейна и с небольшим объемом годового стока. Обобщены исследования опресненного поверхностного слоя в морях российской Арктики, которые существенно развивают и уточняют существующие представления о влиянии речного стока на гидрологическую структуру Карского моря, моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, от региональных процессов формирования речных плюмов в эстуариях и придельтовых районах моря до процессов сезонной трансформации и крупномасштабного переноса опресненного поверхностного слоя на шельфе российского сектора Арктики.

В книге описана новая концепция изучения поверхностных опресненных водных масс в море, основанная на разделении пространственных и временных масштабов трансформации формирующего их материкового стока. На основе этой концепции создана оригинальная классификация поверхностных опресненных водных масс по их пространственным размерам и продолжительности трансформации в море. С помощью этой концепции установлены физически обоснованные гидродинамические отличия между процессами распространения и трансформации стока рек с малыми и большими значениями расхода пресной воды, приводящие к принципиальным различиям в структуре, динамике и изменчивости малых и больших речных плюмов. Кроме того, выявлены и обоснованы существенные различия в структуре, динамике и изменчивости между менее трансформированными речными плюмами и оконтуривающими их более трансформированными опресненными линзами.

Исследован характер распространения малых речных плюмов и переносимых ими взвешенных и растворенных веществ в зависимости от внешних условий. Описан новый механизм перемешивания малого речного плюма и окружающего моря в результате формирования меандров на внешней границе плюма. Описан новый механизм генерации высокочастотных внутренних волн в малых речных плюмах, вызванный переходом вытекающего речного потока из сверхкритического в докритическое состояние в приустьевой зоне. На основе этих закономерностей изучено влияние стока многочисленных малых рек на гидрофизическую структуру, динамические процессы и распространение загрязнений в прибрежных водах российского сектора Черного моря.

Региональные процессы в эстуариях и придельтовых акваториях крупных рек российской Арктики играют важную роль в формировании гидрологической структуры крупных речных

плюмов, что влияет на процессы в поверхностном слое моря в масштабах всего шельфа Восточной Арктики. В число этих процессов входят:

- динамическое взаимодействие плюмов Оби и Енисея и формирование залива плюма Оби в западную часть Енисейского залива, определяющие гидрофизические процессы и осадконакопление в центральной части Карского моря;
- интенсивное приливное перемешивание в Хатангском заливе, приводящее к формированию аномально глубокого и большого по площади плюма Хатанги в юго-западной части моря Лаптевых;
- формирование значимого вторичного источника пресноводного стока в юго-восточной части моря Лаптевых из залива Буор-Хая в осенне-зимний период из-за аккумуляции в заливе пресноводного стока реки Лены в летний период;
- формирование прибрежных ветровых апвеллингов в придельтовых зонах Лены, Индигирки и Колымы, вызывающих интенсивное перемешивание вблизи основных источников материкового стока в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море.

Получены принципиально новые представления о сезонной и межгодовой изменчивости крупномасштабного опресненного поверхностного слоя на шельфе морей российской Арктики. Опресненный поверхностный слой, формируемый крупными дельтовыми реками (Лена, Колыма и др.) в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море, имеет меньшие вертикальные масштабы и существенно большую площадь по сравнению с опресненным поверхностным слоем, формируемым крупными эстуарными реками (Обь и Енисей) в Карском море. Из-за этого область опреснения в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море имеет очень большую межгодовую изменчивость площади распространения, определяемую ветровыми условиями, в то время как область опреснения в Карском море относительно стабильна.

Изучен и описан крупномасштабный зональный пресноводный перенос в Восточной Арктике в зависимости от внешних условий. Пресноводный перенос из Карского моря в море Лаптевых через пролив Вилькицкого происходит в форме узкого вдольберегового течения, которое формируется под действием сильных и продолжительных юго-западных ветров. Пресноводный перенос из моря Лаптевых в Восточно-Сибирское море происходит в большинство дней безледного периода и останавливается только под воздействием сильных северных ветров.

Полученные результаты вносят существенный вклад в понимание взаимодействия океана с водами суши, влияющего на многие физические, биологические и геохимические процессы в море. Эти результаты могут быть использованы на практике для совершенствования научных основ и методов гидрометеорологического обеспечения хозяйственной деятельности в прибрежных и шельфовых морских акваториях. Кроме того, полученные результаты являются основой для создания практических методик оценки, мониторинга и прогноза гидрологической обстановки и качества вод в густонаселенных прибрежных районах, имеющих важный курортный, социально-экономический и биопродуктивный потенциал.

## ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н.А., Гордеев, Л.Л. Демина В.В. Геоэкология шельфа и берегов морей России. – М.: Ноосфера, 2001. – 427 с.
- Айбулатов Н.А. и др. Природопользование в прибрежной зоне морей России // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2005. – № 4. – С. 13–26.
- Айбулатов Н.А., Завьялов П.О., Пелевин В.В. Особенности гидрофизического самоочищения российской прибрежной зоны Черного моря близ устьев рек // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2008. – № 4. – С. 301–310.
- Алексеевский Н.И. и др. Структура водотоков в дельте Лены и ее влияние на процессы трансформации речного стока // География и природные ресурсы. – 2014. – № 1. – С. 91–99.
- Алескерова А.А. и др. Распространение вод из Керченского пролива в Черное море // Морской гидрофизический журнал. – 2017. – № 6. – С. 53–64.
- Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю., Величкин В.И. Геохимическая специализация донных осадков в зонах смещения вод Оби и Енисея с водами Карского моря // Геохимия. – 2013. – № 12. – С. 1116–1129.
- Асадулин Эн.Э. и др. Геохимическое распознавание терригенного материала из Оби и Енисея в донных отложениях восточной части Карского моря // Доклады академии наук. – 2015. – Т. 461. – № 2. – С. 207–209.
- Балабанов И.П. Имеретинская низменность. Природно-геологические условия, проблемы освоения. М.: Недра, 2011. – 281 с.
- Ветров А.А., Романкевич Е.А., Беляев Н.А. Хлорофилл, первичная продукция, потоки и баланс органического углерода в море Лаптевых // Геохимия. – 2008. – № 10. – С. 1122–1130.
- Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А. Исследование связи солёности и флуоресценции желтого вещества в Карском море // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2018. – № 3. – С. 34–39.
- Глуховский Б.Х. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 2. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. – 240 с.
- Глуховский Б.Х., Гоптарев Н.П., Терзиев Ф.С. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 9. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. – 342 с.
- Гончаренко И.В., Ростовцева В.В., Коновалов Б.В. Использование нового судового комплекса пассивного оптического зондирования для получения распределения естественных примесей в прибрежных водах // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2018. – Т. 11. – № 3. – С. 97–101.

- Гоптарев Н.П. и др. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 5. Азовское море. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. – 235 с.
- Джаошвили Ш.В. Реки Черного моря. Технический отчет № 71. Европейское агентство по охране окружающей среды, 2002. – 58 с.
- Дианский Н.А. и др. Расчет течений и распространения загрязнения в прибрежных водах Большого Сочи // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2013. – Т. 49. – № 6. – С. 664–675.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: МГУ, 1982. – 191 с.
- Долотов Ю.С. и др. Комплексные исследования в Онежском заливе Белого моря и эстуарии реки Онега в летний период // Океанология. – 2008. – Т. 48. – № 2. – С. 276–289.
- Дроздова А.Н., Пацаева С.В., Хунджуа Д.А. Флуоресценция растворенного органического вещества как маркер распространения пресных вод в Карском море и заливах архипелага Новая Земля // Океанология. – 2017. – Т. 57. – № 1. – С. 49–56.
- Дубинина Е.О. и др. Изотопные ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) параметры и источники опресненных вод Карского моря // Океанология. – 2017. – Т. 57. – № 1. – С. 38–48.
- Дубинина Е.О. и др. Модификация опресненных вод на шельфе моря Лаптевых: связь изотопных параметров и солености // Геохимия. – 2019а. – Т. 64. – № 1. – С. 3–19.
- Дубинина Е.О. и др. Численная оценка степени модификации опресненных морских вод на примере шельфа моря Лаптевых // Доклады академии наук. – 2019б. – Т. 484. – № 3. – С. 352–357.
- Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю. Источники и механизмы опреснения морских вод в заливах Цивольки и Седова (Новая Земля) по изотопным ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) данным // Океанология. – 2019в. – Т. 59. – № 6. – С. 928–938.
- Дударев О.В. и др. Седиментационные обстановки на приконтинентальном шельфе Восточно-Сибирского моря // Доклады академии наук. – 2006. – Т. 409. – № 6. – С. 822–827.
- Дударев О.В. и др. Биогеохимические исследования в системе «река Анадырь – Берингово море» в летний период 2013 г. // Океанология. – 2015а. – Т. 55. – № 5. – С. 858–860.
- Дударев О.В. и др. Особенности современного морфолитогенеза на шельфе моря Лаптевых: Семеновское мелководье («земля Васема») // Доклады академии наук. – 2015б. – Т. 462. – № 2. – С. 223–229.
- Дьяконов Г.С., Ибраев Р.А. Воспроизведение многолетней изменчивости уровня Каспийского моря в гидродинамической модели высокого разрешения // Океанология. – 2018. – Т. 58. – № 1. – С. 11–22.
- Есюкова Е.Е., Чубаренко И.П., Стонт Ж.И. Апвеллинг или дифференциальное выхолаживание? Анализ спутниковых ТПМ-изображений юго-восточной части Балтийского моря // Водные ресурсы. – 2017. – Т. 44. – № 1. – С. 28–37.
- Жабин И.А. и др. Изменчивость гидрохимических и гидрологических параметров вблизи устья реки Амур // Океанология. – 2005. – Т. 45. – № 5. – С. 703–709.
- Жабин И.А. и др. Влияние стока р. Амур на гидрологические условия Амурского лимана и Сахалинского залива Охотского моря в период весенне-летнего паводка // Метеорология и Гидрология. – 2010. – № 4. – С. 93–100.
- Журбас Н.В. О скорости ветрового дрейфа распресненного слоя на поверхности моря // Океанология. – 2013. – Т. 53. – № 2. – С. 157–166.
- Журбас Н.В., Завьялов П.О. О влиянии стратификации на ветровой перенос речного стока в Карском море // Океанология. – 2015. – Т. 55. – № 6. – С. 916–921.

- Журбас В.Н. и др. О переносе стока малых рек вдольбереговым бароклинным морским течением // *Океанология*. – 2011. – Т. 51. – № 3. – С. 440–449.
- Завьялов П.О. и др. Гидрофизические и гидрохимические характеристики морских акваторий у устьев малых рек российского побережья Черного моря // *Океанология*. – 2014. – Т. 54. – № 3. – С. 293–308.
- Завьялов П.О. и др. Метод расчета осаждения и перемешивания аллохтонной взвеси на основе совместного анализа данных по концентрации взвеси и солёности // *Океанология*. – 2015а. – Т. 55. – № 6. – С. 922–927.
- Завьялов П.О. и др. Структура термохалинных и био-оптических полей на поверхности Карского моря в сентябре 2011 г. // *Океанология*. – 2015б. – Т. 55. – № 4. – С. 514–525.
- Залогин Б.С., Родионов Н.А. Устьевые области рек СССР. М.: Мысль, 1969. – 312 с.
- Зацепин А.Г. и др. Поверхностный опресненный слой в Карском море // *Океанология*. – 2010. – Т. 50. – № 5. – С. 698–708.
- Зацепин А.Г. и др. Распространение и трансформация вод поверхностного опресненного слоя в Карском море // *Океанология*. – 2015. – Т. 55. – № 4. – С. 502–513.
- Зацепин А.Г. и др. О ветровом механизме трансформации линзы опресненных речным стоком вод в Карском море // *Океанология*. – 2017. – Т. 57. – № 1. – С. 5–12.
- Звалинский В.И. и др. Продукционные и гидрохимические характеристики льда, подледной воды и донных осадков эстуария реки Раздольной (Амурский залив, Японское море) в период ледостава // *Биология моря*. – 2010. – Т. 36. – № 3. – С. 186–195.
- Зотин М.И., Михайлов В.Н. Гидрология устьевой области Северной Двины. М.: Гидрометеиздат, 1965. – 376 с.
- Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. Севастополь: НАН Украины, 2011. – 210 с.
- Иванов В.В., Репина И.А. Влияние сезонной изменчивости атлантической воды на ледяной покров Северного Ледовитого океана // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. – 2018. – Т. 54. – № 1. – С. 73–82.
- Ижицкий А.С., Завьялов П.О. Гидрофизическое состояние вод Феодосийского залива в мае 2015 г. // *Океанология*. – 2017. – Т. 57. – № 4. – С. 538–545.
- Ильин Ю.П. и др. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 1. Азовское море. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. – 400 с.
- Каретникова Е.А., Гаретова Л.А. Бактериопланктон и бактериобентос Амурского лимана и прилегающих акваторий летом 2006 г. // *Океанология*. – 2009. – Т. 49. – № 3. – С. 409–417.
- Кныш В.В. и др. Сезонная изменчивость климатических течений Каспийского моря, восстановленная ассимиляцией климатической температуры и солёности в модели циркуляции вод // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. – 2008. – Т. 44. – № 2. – С. 251–265.
- Колтунов А.М. и др. Карбонатная система Амурского лимана и прилегающих морских акваторий // *Океанология*. – 2009. – Т. 49. – № 5. – С. 694–706.
- Короткина О.А., Завьялов П.О., Осадчиев А.А. Субмезомасштабная изменчивость полей течения и ветра в прибрежной акватории Сочи // *Океанология*. – 2011. – Т. 51. – № 5. – С. 797–806.
- Короткина О.А., Завьялов П.О., Осадчиев А.А. Синоптическая изменчивость течений в прибрежной акватории г. Сочи // *Океанология*. – 2014. – Т. 54. – № 5. – С. 581–593.

- Курдюмов Д.Г., Оздой Э. Среднемесячные характеристики внутригодовой изменчивости циркуляции вод Каспийского моря, полученные по вихреразрешающей термогидродинамической модели // *Океанология*. – 2004. – Т. 44. – № 6. – С. 843–853.
- Лебедев С.А. Динамика Каспийского моря по данным спутниковой альтиметрии // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. – 2015. – Т. 12. – № 4. – С. 72–85.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*. – 1994. – Т. 34. – № 5. – С. 735–747.
- Ломакин П.Д. и др. Антропогенные и природные источники взвешенного вещества в водах Керченского пролива // *Морской экологический журнал*. – 2008. – Т. 7. – № 4. – С. 51–59.
- Лукашин В.Н. и др. О геохимии плюма нейтральной плавучести над гидротермальным полем Рэйнбоу и потоках осадочного материала из него // *Геохимия*. – 2004. – № 5. – С. 488–502.
- Маккавеев П.Н., Стунжас П.А., Хлебопашев П.В. О выделении вод Оби и Енисея в распресненных линзах Карского моря в 1993 и 2007 гг. // *Океанология*. – 2010. – Т. 50. – № 5. – С. 740–747.
- Маккавеев П.Н., Полухин А.А., Хлебопашев П.В. Поверхностный сток биогенных элементов с берега залива Благополучия (архипелаг Новая Земля) // *Океанология*. – 2013. – Т. 53. – № 5. – С. 610–617.
- Маккавеев П.Н. и др. Гидрохимические особенности акватории Карского моря летом 2015 г. // *Океанология*. – 2017. – Т. 57. – № 1. – С. 57–66.
- Мальцев С.В. О роли плотностных течений в циркуляции и стратификации вод на устьевом взморье // *Труды ГОИН*. Вып. 118. – 1974. – С. 24–32.
- Мирошников А.Ю. Закономерности распределения радиоцезия в донных отложениях Карского моря // *Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология*. – 2012. – № 6. – С. 540–550.
- Мирошников А.Ю. и др. Изменения радиационного состояния донных отложений Енисейского залива // *Доклады академии наук*. – 2018. – Т. 483. – № 6. – С. 670–673.
- Михайлов В.Н. Гидрологические закономерности проникновения морских вод в реки // *Гидрофизические процессы в реках, водохранилищах и окраинных морях*. М.: Наука, 1989. – С. 97–118.
- Михайлов В.Н. и др. Гидрологические процессы в устьевой области Дуная и их возможные изменения // *Водные ресурсы*. – 1988. – № 1. – С. 24–32.
- Михайлов В.Н., Михайлова М.В., Магрицкий Д.В. Основы гидрологии устьев рек. М.: Триумф, 2018. – 316 с.
- Нигматзянова Г.Р. и др. Гидробиологические исследования проток устьевой области реки Лены // *Ученые записки Казанского университета. Серия: Естественные науки*. – 2015. – Т. 157. – № 4. – С. 96–108.
- Никаноров А.М. и др. Устьевая область р. Колыма в современных условиях антропогенного воздействия // *Метеорология и гидрология*. – 2011. – № 8. – С. 74–88.
- Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. СПб.: Гидрометеиздат, 1980. – 269 с.
- Осадчиев А.А. Распространение плюма реки Амур в Амурском лимане, Сахалинском заливе и Татарском проливе // *Океанология*. – 2017. – Т. 57. – № 3. – С. 417–424.
- Осадчиев А.А., Завьялов П.О. Оценка изменчивости речного стока на основе спутникового мониторинга // *Наука Кубани*. – 2014. – № 1. – С. 54–59.

- Осадчиев А.А. и др. Гидрофизическая структура и динамика течения плюма реки Кодор // Океанология. – 2021. – Т. 61. – № 1. – С. 5–20.
- Пелевин В.В. и др. Пространственная изменчивость концентраций хлорофилла «а», растворенного органического вещества и взвеси в поверхностном слое Карского моря в сентябре 2011 г. по лидарным данным // Океанология. – 2017. – Т. 57. – № 1. – С. 183–193.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Геофизические, магматические и металлогенические признаки проявления мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Амур // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 4. – С. 568–593.
- Пивоваров С.В. Химическая океанография арктических морей России. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. – 86 с.
- Пипко И.И., Семилетов И.П., Пугач С.П. О карбонатной системе вод Восточно-Сибирского моря // Доклады академии наук. – 2005. – Т. 402. – № 3. – С. 398–401.
- Пипко И.И. и др. Изменчивость параметров карбонатной системы в прибрежно-шельфовой зоне Восточно-Сибирского моря в осенний сезон // Океанология. – 2008. – Т. 48. – № 1. – С. 59–72.
- Подымов О.И., Зацепин А.Г. Сезонная и межгодовая изменчивость солёности верхнего слоя в Геленджикском районе Черного моря // Океанология. – 2016. – Т. 56. – № 3. – С. 370–383.
- Полудницин А.Н., Шарифулин А.Н. Динамика спирального конвективного плюма в жидкости с большим числом Прандтля // Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа. – 2013. – № 6. – С. 29–32.
- Полухин А.А., Маккавеев П.Н. Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря // Океанология. – 2017. – Т. 57. – № 1. – С. 25–37.
- Поляков Д.М. Динамика содержания микроэлементов в донных отложениях маргинального фильтра (река Раздольная – Амурский залив) – результат биогеохимических процессов // Водные ресурсы. – 2017. – Т. 44. – № 4. – С. 485–492.
- Русаков В.Ю. Геохимические особенности гидротермальных плюмов над полями Таг и Брокен Спур (Срединно-Атлантический хребет) // Геохимия. – 2009. – № 2. – С. 115–140.
- Русаков В.Ю. и др. Литолого-геохимическая типизация поверхностного слоя донных осадков Карского моря // Океанология. – 2017. – Т. 57. – № 1. – С. 214–226.
- Русанов В.П., Васильев А.Н. Распространение речных вод в Карском море по данным гидрохимических определений // Труды ААНИИ. – 1976. – Т. 323. – С. 188–196.
- Савельева Н.И., Семилетов И.П., Пипко И.И. Влияние синоптических процессов и речного стока на термохалинную структуру вод прибрежной зоны Восточно-Сибирского моря // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 4. – С. 63–72.
- Савельева Н.И., Салюк А.Н., Пропп Л.Н. Особенности термохалинной и гидрохимической структуры вод юго-восточной части моря Лаптевых // Океанология. – 2010. – Т. 50. – № 6. – С. 918–925.
- Савельева Н.И., Салюк А.Н., Семилетов И.П. Особенности структуры стокового фронта в заливе Буор-Хая (море Лаптевых) в зимний период // Метеорология и гидрология. – 2012. – № 4. – С. 54–63.
- Сапожников В.В. и др. Комплексные экологические исследования Керченского пролива и Таманского залива после катастрофы танкера с мазутом (2007–2010 гг.) // Труды ВНИРО. – 2013. – Т. 150. – С. 65–77.
- Симонов А.И. Гидрология и гидрохимия вод устьевого взморья в морях без приливов. М.: Гидрометеиздат, 1969. – 230 с.

- Симонов А.И., Альтман Э.Н. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 4. Черное море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. – 429 с.
- Смагин Р.Е. и др. Исследование зон смешения в устьевой области р. Кереть Белого моря // Известия Русского географического общества. – 2009. – Т. 141. – № 2. – С. 63–70.
- Степанец О.В. и др. Оценка скорости седиментации современных осадков Карского моря с использованием радиоактивных трассеров // Геохимия. – 2001. – № 7. – С. 752–761.
- Степанец О.В. и др. Радиогеохимические исследования водной среды центральной части Карского моря и эстуариев рек Оби и Енисея 1999–2000 гг. // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2004. – № 5. – С. 415–421.
- Степанова С.В., Недоспасов А.А. Особенности гидрофизического и гидрохимического режимов залива Благополучия (Новая Земля) // Океанология. – 2017. – Т. 57. – № 1. – С. 75–85.
- Стробыкина А.А. и др. Особенности гидрологических процессов в Амурском лимане // Водные ресурсы. – 2016. – Т. 43. – № 4. – С. 347–358.
- Суханова И.Н. и др. Структура сообществ фитопланктона в восточной части моря Лаптевых // Океанология. – 2017. – № 1. – С. 86–102.
- Терзиев Ф.С., Косарев А.Н., Керимов А.А. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том 6. Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – 359 с.
- Чепыженко А.А., Чепыженко А.И., Кушнир В.М. Структура вод Керченского пролива по данным контактных измерений и космических съемок // Океанология. – 2015. – Т. 55. – № 1. – С. 56–64.
- Черногаева Г.М. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2018. – 247 с.
- Черногор Л.Ф. Магнито-ионосферные эффекты метеороидного плюма // Геомагнетизм и аэронавигация. – 2018. – Т. 58. – № 1. – С. 125–132.
- Четвертова А.А. и др. Особенности формирования качественных характеристик вод и наносов в дельте реки Лены // Ученые записки Казанского университета. Серия: Естественные науки. – 2017. – Т. 159. – № 1. – С. 122–138.
- Шулькин В.М., Жабин И.А., Абросимова А.А. Влияние стока р. Амур на биогеохимический цикл железа в Охотском море // Океанология. – 2014. – Т. 54. – № 1. – С. 44–51.
- Якушев Е.В. и др. Комплексные океанологические исследования Азовского моря в 28-м рейсе научно-исследовательского судна «Акванавт» (июль–август 2001 г.) // Океанология. – 2003. – Т. 43. – № 1. – С. 44–53.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 6. – С. 556–586.
- Aagaard K., Carmack E.C. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1989. – Vol. 94. – № C10. – P. 14485–14498.
- Abrahamsen E.P. et al. Tracer-derived freshwater composition of the Siberian continental shelf and slope following the extreme Arctic summer of 2007 // Geophysical Research Letters. – 2009. – Vol. 36. – L07602.
- Afanasyev Y.D. et al. Analysis of velocity field in the eastern Black Sea from satellite data during the Black Sea '99 experiment // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2002. – Vol. 107. – № C8. – P. 131–138.

- Akan C. et al. On the dynamics of the mouth of the Columbia River: Results from a three-dimensional fully coupled wave-current interaction model // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – Vol. 122. – № 7. – P. 5218–5236.
- Alexeevsky N. et al. Causes and systematics of inundations of the Krasnodar territory on the Russian Black Sea coast // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. – 2016. – Vol. 16. – № 6. – P. 1289–1308.
- Alkire M.B., Trefry J.H. Transport of spring floodwater from rivers under ice to the Alaskan Beaufort Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2006. – Vol. 111. – C12008.
- Allen J.S., Newberger P.A. Downwelling circulation on the Oregon continental shelf. Part I: response to idealized forcing // *Journal of Physical Oceanography*. – 1996. – Vol. 26. – № 10. – P. 2011–2035.
- Allen J.S., Newberger P.A., Federiuk J. Upwelling circulation on the Oregon continental shelf. Part I: response to idealized forcing // *Journal of Physical Oceanography*. – 1995. – Vol. 25. – № 8. – P. 1843–1866.
- Altena B., Kääb A. Weekly glacier flow estimation from dense satellite time series using adapted optical flow technology // *Frontiers in Earth Science*. – 2017. – Vol. 5. – P. 53.
- Alsdorf D.E., Rodríguez E., Lettenmaier D.P. Measuring surface water from space // *Reviews of Geophysics*. – 2007. – Vol. 45. – RG2002.
- Androulidakis Y.S., Kourafalou V.H., Schiller R.V. Process studies on the evolution of the Mississippi River plume: Impact of topography, wind and discharge conditions // *Continental Shelf Research*. – 2015. – Vol. 107. – P. 33–49.
- Androulidakis Y. et al. Influence of river-induced fronts on hydrocarbon transport: A multiplatform observational study // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2018. – Vol. 123. – № 5. – P. 3259–3285.
- Androulidakis Y. et al. Offshore spreading of Mississippi waters: Pathways and vertical structure under eddy influence // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2019. – Vol. 124. – № 8. – P. 5952–5978.
- Austin J.A., Barth J.A. Drifter behavior on the Oregon–Washington shelf during downwelling-favorable winds // *Journal of Physical Oceanography*. – 2002. – Vol. 32. – № 11. – P. 3132–3144.
- Austin J.A., Lentz S.J. The inner shelf response to wind-driven upwelling and downwelling // *Journal of Physical Oceanography*. – 2002. – Vol. 32. – № 7. – P. 2171–2193.
- Avicola G., Huq P. The characteristics of the recirculating bulge region in coastal buoyant outflows // *Journal of Marine Research*. – 2003. – Vol. 61. – № 4. – P. 435–463.
- Baker S. et al. A database and evaluation methodology for optical flow // *International Journal of Computer Vision*. – 2011. – Vol. 92. – № 1. – P. 1–31.
- Banas N.S., MacCready P., Hickey B.M. The Columbia River plume as cross-shelf exporter and along-coast barrier: Physics of Estuaries and Coastal Seas: Papers from the PECS 2006 Conference // *Continental Shelf Research*. – 2009. – Vol. 29. – № 1. – P. 292–301.
- Bannehr L., Rohn M., Warnecke G. A functional analytic method to derive displacement vector fields from satellite image sequences // *International Journal of Remote Sensing*. – 1996. – Vol. 17. – № 2. – P. 383–392.
- Baptista A.M. et al. A cross-scale model for 3D baroclinic circulation in estuary–plume–shelf systems: II. Application to the Columbia River: Recent Developments in Physical Oceanographic Modelling: Part // *Continental Shelf Research*. – 2005. – Vol. 25. – № 7. – P. 935–972.

- Bareiss J., Görden K. Spatial and temporal variability of sea ice in the Laptev Sea: Analyses and review of satellite passive-microwave data and model results, 1979 to 2002: Arctic Siberian Shelf Environments // *Global and Planetary Change*. – 2005. – Vol. 48. – № 1. – P. 28–54.
- Bargu S. et al. Mississippi River diversions and phytoplankton dynamics in deltaic Gulf of Mexico estuaries: A review // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2019. – Vol. 221. – P. 39–52.
- Bauch D. et al. Correlation of river water and local sea-ice melting on the Laptev Sea shelf (Siberian Arctic) // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2013. – Vol. 118. – № 1. – P. 550–561.
- Behara A., Vinayachandran P.N. An OGCM study of the impact of rain and river water forcing on the Bay of Bengal // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2016. – Vol. 121. – № 4. – P. 2425–2446.
- Berdeal I.G., Hickey B.M., Kawase M. Influence of wind stress and ambient flow on a high discharge river plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2002. – Vol. 107. – № C9. – P. 1310–1324.
- Binding C.E., Bowers D.G. Measuring the salinity of the Clyde Sea from remotely sensed ocean colour // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2003. – Vol. 57. – № 4. – P. 605–611.
- Birkett C.M. et al. Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2002. – Vol. 107. – P. 8059.
- Bjerklie D.M. et al. Evaluating the potential for measuring river discharge from space // *Journal of Hydrology*. – 2003. – Vol. 278. – № 1. – P. 17–38.
- Boer G.J. de, Pietrzak J.D., Winterwerp J.C. On the vertical structure of the Rhine region of freshwater influence // *Ocean Dynamics*. – 2006. – Vol. 56. – № 3. – P. 198–216.
- Borichansky L.S., Mikhailov V.N. Interaction of river and sea water in the absence of tides // *Scientific problems of the humid tropical zone deltas and their implications*. – 1966. – P. 175–180.
- Bowen M.M. et al. Extracting multiyear surface currents from sequential thermal imagery using the maximum cross-correlation technique // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2002. – Vol. 19. – № 10. – P. 1665–1676.
- Bowman M.J., Iverson R.L. *Estuarine and Plume Fronts* // *Oceanic Fronts in Coastal Processes*. Eds. M.J. Bowman, W.E. Esaias. Berlin, Heidelberg: Springer, 1978. – P. 87–104.
- Boyer T.P. et al. *World Ocean Database 2013*. Silver Spring: NOAA, 2013. – 208 p.
- Braga F. et al. Mapping turbidity patterns in the Po river prodelta using multi-temporal Landsat 8 imagery: ECSA 55 Unbounded boundaries and shifting baselines: estuaries and coastal seas in a rapidly changing world // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2017. – Vol. 198. – P. 555–567.
- Brakenridge G. et al. Calibration of satellite measurements of river discharge using a global hydrology model // *Journal of Hydrology*. – 2012. – Vol. 475. – P. 123–136.
- Brando V.E. et al. High-resolution satellite turbidity and sea surface temperature observations of river plume interactions during a significant flood event // *Ocean Science*. – 2015. – Vol. 11. – № 6. – P. 909–920.
- Burchard H. A universal law of estuarine mixing // *Journal of Physical Oceanography*. – 2019. – Vol. 50. – № 1. – P. 81–93.
- Burchard H. et al. The Knudsen theorem and the Total Exchange Flow analysis framework applied to the Baltic Sea // *Progress in Oceanography*. – 2018. – Vol. 165. – P. 268–286.
- Burla M. et al. Seasonal and interannual variability of the Columbia River plume: A perspective enabled by multiyear simulation databases // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2010. – Vol. 115. – № C00B16.

- Burrage D. et al. Patos Lagoon outflow within the Río de la Plata plume using an airborne salinity mapper: Observing an embedded plume: Synoptic characterization of the Southeastern South American Continental shelf: The NICOP/Plata Experiment // *Continental Shelf Research*. – 2008. – Vol. 28. – № 13. – P. 1625–1638.
- Cacchione D.A., Drake D.E. Nepheloid layers and internal waves over continental shelves and slopes // *Geo-Marine Letters*. – 1986. – Vol. 6. – № 3. – P. 147–152.
- Carlin J.A. et al. Sediment resuspension by wind, waves, and currents during meteorological frontal passages in a micro-tidal lagoon // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2016. – Vol. 172. – P. 24–33.
- Carmack E.C. The freshwater budget of the Arctic Ocean: Sources, storage and sinks // *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*. – 2000. – P. 91–126.
- Carmack E., Winsor P., Williams W. The contiguous panarctic Riverine Coastal Domain: A unifying concept. Overarching perspectives of contemporary and future ecosystems in the Arctic Ocean // *Progress in Oceanography*. – 2015. – Vol. 139. – P. 13–23.
- Carmack E.C. et al. Freshwater and its role in the Arctic Marine System: Sources, disposition, storage, export, and physical and biogeochemical consequences in the Arctic and global oceans // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. – 2016. – Vol. 121. – № 3. – P. 675–717.
- Carter L. et al. Near-synchronous and delayed initiation of long run-out submarine sediment flows from a record-breaking river flood, offshore Taiwan // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – Vol. 39. – L12603.
- Carter L. et al. Insights into submarine geohazards from breaks in subsea telecommunication cables // *Oceanography*. – 2014. – Vol. 27. – № 2. – P. 58–67.
- Cenedese C., Lerczak J.A., Bartone G. A geostrophic adjustment model of two buoyant fluids // *Journal of Physical Oceanography*. – 2012. – Vol. 42. – № 11. – P. 1932–1944.
- Chang P.-H., Isobe A. A numerical study on the Changjiang diluted water in the Yellow and East China Seas // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2003. – Vol. 108. – 3299.
- Chang C.-P., Yeh T.-C., Chen J.M. Effects of terrain on the surface structure of typhoons over Taiwan // *Monthly Weather Review*. – 1993. – Vol. 121. – № 3. – P. 734–752.
- Chanson H. Current knowledge in hydraulic jumps and related phenomena. A survey of experimental results // *European Journal of Mechanics – B/Fluids*. – 2009. – Vol. 28. – № 2. – P. 191–210.
- Chao S.-Y., Boicourt W.C. Onset of estuarine plumes // *Journal of Physical Oceanography*. – 1986. – Vol. 16. – № 12. – P. 2137–2149.
- Chao Y. et al. Sea surface salinity variability in response to the Congo river discharge // *Continental Shelf Research*. – 2015. – Vol. 99. – P. 35–45.
- Chant R.J. et al. Bulge formation of a buoyant river outflow // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2008. – Vol. 113. – C01017.
- Chen W. Nonlinear inverse model for velocity estimation from an image sequence // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2011. – Vol. 116. – C06015.
- Chen S.-N. Enhancement of alongshore freshwater transport in surface-advected river plumes by tides // *Journal of Physical Oceanography*. – 2014. – Vol. 44. – № 11. – P. 2951–2971.
- Chen F., MacDonald D.G., Hetland R.D. Lateral spreading of a near-field river plume: Observations and numerical simulations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2009. – Vol. 114. – № C07013.
- Chen S.-N., Geyer W.R., Hsu T.-J. A numerical investigation of the dynamics and structure of hyperpycnal river plumes on sloping continental shelves // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2013. – Vol. 118. – № 5. – P. 2702–2718.

- Chen Z. et al. Development of upwelling on pathway and freshwater transport of Pearl River plume in northeastern South China Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – Vol. 122. – № 8. – P. 6090–6109.
- Chen Z. et al. Influence of a river plume on coastal upwelling dynamics: importance of stratification // *Journal of Physical Oceanography*. – 2019. – Vol. 49. – № 9. – P. 2345–2363.
- Choi B.-J., Wilkin J.L. The effect of wind on the dispersal of the Hudson River plume // *Journal of Physical Oceanography*. – 2007. – Vol. 37. – № 7. – P. 1878–1897.
- Cole K.L., Hetland R.D. The effects of rotation and river discharge on net mixing in small-mouth Kelvin number plumes // *Journal of Physical Oceanography*. – 2015. – Vol. 46. – № 5. – P. 1421–1436.
- Cole K.L. et al. River plume source-front connectivity // *Ocean Modelling*. – 2020. – Vol. 150. – P. 101571.
- Coles V.J. et al. The pathways and properties of the Amazon River Plume in the tropical North Atlantic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2013. – Vol. 118. – № 12. – P. 6894–6913.
- Constantin S., Doxaran D., Constantinescu Ș. Estimation of water turbidity and analysis of its spatio-temporal variability in the Danube River plume (Black Sea) using MODIS satellite data // *Continental Shelf Research*. – 2016. – Vol. 112. – P. 14–30.
- Dabuleviciene T. et al. Remote sensing of coastal upwelling in the south-eastern Baltic Sea: Statistical properties and implications for the coastal environment // *Remote Sensing*. – 2018. – Vol. 10. – № 11. – P. 1752.
- Dadson S. et al. Hyperpycnal river flows from an active mountain belt // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. – 2005. – Vol. 110. – F4.
- Dai A., Trenberth K.E. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations // *Journal of Hydrometeorology*. – 2002. – Vol. 3. – № 6. – P. 660–687.
- Dagg M. et al. Transformation of dissolved and particulate materials on continental shelves influenced by large rivers: plume processes // *Continental Shelf Research*. – 2004. – Vol. 24. – № 7. – P. 833–858.
- Denamiel C., Budgetell W.P., Toumi R. The Congo River plume: Impact of the forcing on the far-field and near-field dynamics // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2013. – Vol. 118. – № 2. – P. 964–989.
- Des M. et al. Hydrodynamics of river plume intrusion into an adjacent estuary: The Minho River and Ria de Vigo // *Journal of Marine Systems*. – 2019. – Vol. 189. – P. 87–97.
- Devlin M.J. et al. Mapping the pollutants in surface riverine flood plume waters in the Great Barrier Reef, Australia: The Catchment to Reef Continuum: Case studies from the Great Barrier Reef // *Marine Pollution Bulletin*. – 2012. – Vol. 65. – № 4. – P. 224–235.
- DiGiacomo P.M. et al. Coastal pollution hazards in southern California observed by SAR imagery: stormwater plumes, wastewater plumes, and natural hydrocarbon seeps // *Marine Pollution Bulletin*. – 2004. – Vol. 49. – № 11. – P. 1013–1024.
- DiMarco S.F., Chapman P., Nowlin W.D. Satellite observations of upwelling on the continental shelf south of Madagascar // *Geophysical Research Letters*. – 2000. – Vol. 27. – № 24. – P. 3965–3968.
- Ding Q. et al. Influence of high-latitude atmospheric circulation changes on summertime Arctic sea ice // *Nature Climate Change*. – 2017. – Vol. 7. – № 4. – P. 289–295.
- Dmitrenko I. et al. Wind-driven summer surface hydrography of the eastern Siberian shelf // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32. – № 14.
- Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay L.B. The long-term and interannual variability of summer fresh water storage over the eastern Siberian shelf: Implication for climatic change // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2008. – Vol. 113. – C03007.

- Dmitrenko I. et al. Wind-driven diversion of summer river runoff preconditions the Laptev Sea coastal polynya hydrography: Evidence from summer-to-winter hydrographic records of 2007–2009 // *Continental Shelf Research*. – 2010. – Vol. 30. – № 15. – P. 1656–1664.
- Dolgoplova E.N. Regularities in the motion of water and sediments at the mouth of a river of estuarine-deltaic type: Case study of the Yenisei r. // *Water Resources*. – 2015. – Vol. 42. – № 2. – P. 198–207.
- Domingues C.M. et al. Advective surface velocities derived from sequential infrared images in the southwestern Atlantic Ocean // *Remote Sensing of Environment*. – 2000. – Vol. 73. – № 2. – P. 218–226.
- Dong L. et al. Seasonal variation and dynamics of the Pearl River plume: Pearl River Estuary Study // *Continental Shelf Research*. – 2004. – Vol. 24. – № 16. – P. 1761–1777.
- Ducet N., Traon P.Y.L., Reverdin G. Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2000. – Vol. 105. – № C8. – P. 19477–19498.
- Dukhovskoy D., Johnson M., Proshutinsky A. Arctic decadal variability from an idealized atmosphere-ice-ocean model: 2. Simulation of decadal oscillations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2006. – Vol. 111. – C06029.
- Dvoretzky V.G., Dvoretzky A.G. Summer mesozooplankton structure in the Pechora Sea (south-eastern Barents Sea) // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2009. – Vol. 84. – № 1. – P. 11–20.
- Dyakonov G.S., Ibrayev R.A. Long-term evolution of Caspian Sea thermohaline properties reconstructed in an eddy-resolving ocean general circulation model // *Ocean Science*. – 2019. – Vol. 15. – № 3. – P. 527–541.
- Dzwonkowski B., Yan X.-H. Tracking of a Chesapeake Bay estuarine outflow plume with satellite-based ocean color data // *Continental Shelf Research*. – 2005. – Vol. 25. – № 16. – P. 1942–1958.
- Dzwonkowski B., Park K., Collini R. The coupled estuarine-shelf response of a river-dominated system during the transition from low to high discharge // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2015. – Vol. 120. – № 9. – P. 6145–6163.
- Emery W.J. et al. An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1986. – Vol. 91. – № C11. – P. 12865–12878.
- Emery W.J., Fowler C., Clayson C.A. Satellite-image-derived Gulf Stream currents compared with numerical model results // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 1992. – Vol. 9. – № 3. – P. 286–304.
- Enjolras V. et al. Performances study of interferometric radar altimeters: from the instrument to the global mission definition // *Sensors*. – 2006. – Vol. 6. – № 3. – P. 164–192.
- Feddersen F. et al. Observations and modeling of a tidal inlet dye tracer plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2016. – Vol. 121. – № 10. – P. 7819–7844.
- Fedorova I. et al. Lena Delta hydrology and geochemistry: long-term hydrological data and recent field observations // *Biogeosciences*. – 2015. – Vol. 12. – № 2. – P. 345–363.
- Fekete B.M., Vörösmarty C.J., Grabs W. Global, composite runoff fields based on observed river discharge and simulated water balances. Global Runoff Data Centre Koblenz, Germany, 1999.
- Fekete B.M., Vörösmarty C.J., Grabs W. High-resolution fields of global runoff combining observed river discharge and simulated water balances // *Global Biogeochemical Cycles*. – 2002. – Vol. 16. – № 3. – P. 151–168.

- Fernández-Nóvoa D. et al. Dynamic characterization of the main Cantabrian river plumes by means of MODIS // *Continental Shelf Research*. – 2019. – Vol. 183. – P. 14–27.
- Fewings M., Lentz S.J., Fredericks J. Observations of cross-shelf flow driven by cross-shelf winds on the inner continental shelf // *Journal of Physical Oceanography*. – 2008. – Vol. 38. – № 11. – P. 2358–2378.
- Fisher N.R., Simpson J.H., Howarth M.J. Turbulent dissipation in the Rhine ROFI forced by tidal flow and wind stress: Processes of Vertical Exchange in Shelf Seas (PROVESS), PART II // *Journal of Sea Research*. – 2002. – Vol. 48. – № 4. – P. 249–258.
- Fisher A.W. et al. Turbulent mixing in a far-field plume during the transition to upwelling conditions: Microstructure observations from an AUV // *Geophysical Research Letters*. – 2018. – Vol. 45. – № 18. – P. 9765–9773.
- Fofonoff N.P., Millard R.C. Jr. Algorithms for the computation of fundamental properties of seawater. – 1983. – 58 p.
- Fofonova V. et al. Semidiurnal tides in the Laptev Sea shelf zone in the summer season // *Continental Shelf Research*. – 2014. – Vol. 73. – P. 119–132.
- Fofonova V. et al. Impact of wind and tides on the Lena River freshwater plume dynamics in the summer season // *Ocean Dynamics*. – 2015. – Vol. 65. – № 7. – P. 951–968.
- Fong D.A., Geyer W.R. Response of a river plume during an upwelling favorable wind event // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2001. – Vol. 106. – № C1. – P. 1067–1084.
- Fong D.A., Geyer W.R. The alongshore transport of freshwater in a surface-trapped river plume // *Journal of Physical Oceanography*. – 2002. – Vol. 32. – № 3. – P. 957–972.
- Fortun D., Bouthemy P., Kervrann C. Optical flow modeling and computation: A survey: Image Understanding for Real-world Distributed Video Networks // *Computer Vision and Image Understanding*. – 2015. – Vol. 134. – P. 1–21.
- Fournier S., Lee T., Gierach M.M. Seasonal and interannual variations of sea surface salinity associated with the Mississippi River plume observed by SMOS and Aquarius: Special Issue: ESA's Soil Moisture and Ocean Salinity Mission – Achievements and Applications // *Remote Sensing of Environment*. – 2016. – Vol. 180. – P. 431–439.
- Fournier S. et al. Modulation of the Ganges-Brahmaputra River plume by the Indian Ocean dipole and eddies inferred from satellite observations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – Vol. 122. – № 12. – P. 9591–9604.
- Froidefond J.-M., Castaing P., Jouanneau J.-M. Distribution of suspended matter in a coastal upwelling area. Satellite data and in situ measurements // *Journal of Marine Systems*. – 1996. – Vol. 8. – № 1. – P. 91–105.
- Fujisaki A. et al. How does the Amur River discharge flow over the northwestern continental shelf in the Sea of Okhotsk?: Biogeochemical and physical processes in the Sea of Okhotsk and the linkages to the Pacific Ocean // *Progress in Oceanography*. – 2014. – Vol. 126. – P. 8–20.
- Gade M. et al. Imaging of biogenic and anthropogenic ocean surface films by the multifrequency/multipolarization SIR-C/X-SAR // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1998. – Vol. 103. – № C9. – P. 18851–18866.
- Gan J. et al. Interaction of a river plume with coastal upwelling in the northeastern South China Sea // *Continental Shelf Research*. – 2009. – Vol. 29. – № 4. – P. 728–740.
- Gangloff A. et al. Investigating Rhône River plume (Gulf of Lions, France) dynamics using metrics analysis from the MERIS 300m Ocean Color archive (2002–2012) // *Continental Shelf Research*. – 2017. – Vol. 144. – P. 98–111.

- Garrett C., Kunze E. Internal Tide Generation in the Deep Ocean // *Annual Review of Fluid Mechanics*. – 2007. – Vol. 39. – № 1. – P. 57–87.
- Garrett C.J.R., Keeley J.R., Greenberg D.A. Tidal mixing versus thermal stratification in the Bay of Fundy and gulf of Maine // *Atmosphere-Ocean*. – 1978. – Vol. 16. – № 4. – P. 403–423.
- Garvine R.W. Dynamics of small-scale oceanic fronts // *Journal of Physical Oceanography*. – 1974. – Vol. 4. – № 4. – P. 557–569.
- Garvine R.W. Frontal jump conditions for models of shallow, buoyant surface layer hydrodynamics // *Tellus*. – 1981. – Vol. 33. – № 3. – P. 301–312.
- Garvine R.W. A steady state model for buoyant surface plume hydrodynamics in coastal waters // *Tellus*. – 1982. – Vol. 34. – № 3. – P. 293–306.
- Garvine R.W. Radial spreading of buoyant, surface plumes in coastal waters // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1984. – Vol. 89. – № C2. – P. 1989–1996.
- Garvine R.W. Estuary Plumes and Fronts in Shelf Waters: A Layer Model // *Journal of Physical Oceanography*. – 1987. – Vol. 17. – № 11. – P. 1877–1896.
- Garvine R.W. A dynamical system for classifying buoyant coastal discharges: Nearshore and Coastal Oceanography // *Continental Shelf Research*. – 1995. – Vol. 15. – № 13. – P. 1585–1596.
- Garvine R.W. The impact of model configuration in studies of buoyant coastal discharge // *Journal of Marine Research*. – 2001. – Vol. 59. – № 2. – P. 193–225.
- Garvine R.W., Monk J.D. Frontal structure of a river plume // *Journal of Geophysical Research* (1896–1977). – 1974. – Vol. 79. – № 15. – P. 2251–2259.
- Gaston T.F., Schlacher T.A., Connolly R.M. Flood discharges of a small river into open coastal waters: Plume traits and material fate // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2006. – Vol. 69. – № 1. – P. 4–9.
- Gebhardt A.C. et al. Recent particulate organic carbon and total suspended matter fluxes from the Ob and Yenisei Rivers into the Kara Sea (Siberia) // *Marine Geology*. – 2004. – Vol. 207. – № 1. – P. 225–245.
- Gerbi G.P., Chant R.J., Wilkin J.L. Breaking surface wave effects on river plume dynamics during upwelling-favorable winds // *Journal of Physical Oceanography*. – 2013. – Vol. 43. – № 9. – P. 1959–1980.
- Geyer W.R., MacCready P. The estuarine circulation // *Annual Review of Fluid Mechanics*. – 2014. – Vol. 46. – № 1. – P. 175–197.
- Geyer W.R. et al. The structure of the Eel River plume during floods: Oceanic flood sedimentation // *Continental Shelf Research*. – 2000. – Vol. 20. – № 16. – P. 2067–2093.
- Gierach M.M. et al. Aquarius and SMOS detect effects of an extreme Mississippi River flooding event in the Gulf of Mexico // *Geophysical Research Letters*. – 2013. – Vol. 40. – № 19. – P. 5188–5193.
- Gilson J., Roemmich D. Mean and temporal variability in Kuroshio geostrophic transport south of Taiwan (1993–2001) // *Journal of Oceanography*. – 2002. – Vol. 58. – № 1. – P. 183–195.
- Gleick P.H. Global freshwater resources: Soft-path solutions for the 21st century // *Science*. – 2003. – Vol. 302. – № 5650. – P. 1524–1528.
- Glukhovets D.I., Goldin Y.A. Surface layer desalination of the bays on the east coast of Novaya Zemlya identified by shipboard and satellite data // *Oceanologia*. – 2019. – Vol. 61. – № 1. – P. 68–77.
- Gong W. et al. Effect of waves on the dispersal of the Pearl River plume in winter // *Journal of Marine Systems*. – 2018. – Vol. 186. – P. 47–67.
- Gong W. et al. Plume dynamics of a lateral river tributary influenced by river discharge from the estu-

- ary head // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2020. – Vol. 125. – № 2. – e2019JC015580.
- Gordeev V.V. et al. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // *Oceanographic Literature Review*. – 1997. – Vol. 5. – № 44. – P. 664–691.
- Gouveia N.A., Gherardi D.F.M., Aragão L.E.O.C. The role of the Amazon River plume on the intensification of the hydrological cycle // *Geophysical Research Letters*. – 2019. – Vol. 46. – № 21. – P. 12221–12229.
- Granskog M.A., Ehn J., Niemelä M. Characteristics and potential impacts of under-ice river plumes in the seasonally ice-covered Bothnian Bay (Baltic Sea) // *Journal of Marine Systems*. – 2005. – Vol. 53. – № 1. – P. 187–196.
- Grodsky S.A. et al. Haline hurricane wake in the Amazon/Orinoco plume: AQUARIUS/SACD and SMOS observations // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – Vol. 39. – 20.
- Grodsky S.A. et al. Year-to-year salinity changes in the Amazon plume: Contrasting 2011 and 2012 Aquarius/SACD and SMOS satellite data // *Remote Sensing of Environment*. – 2014. – Vol. 140. – P. 14–22.
- Guay C.K.H. et al. Wind-driven transport pathways for Eurasian Arctic river discharge // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2001. – Vol. 106. – № C6. – P. 11469–11480.
- Gunduz M. Caspian Sea surface circulation variability inferred from satellite altimeter and sea surface temperature // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2014. – Vol. 119. – № 2. – P. 1420–1430.
- Gunduz M., Özsoy E. Modelling seasonal circulation and thermohaline structure of the Caspian Sea // *Ocean Science*. – 2014. – Vol. 10. – № 3. – P. 459–471.
- Guo X., Valle-Levinson A. Tidal effects on estuarine circulation and outflow plume in the Chesapeake Bay // *Continental Shelf Research*. – 2007. – Vol. 27. – № 1. – P. 20–42.
- Haine T.W.N. et al. Arctic freshwater export: Status, mechanisms, and prospects // *Global and Planetary Change*. – 2015. – Vol. 125. – P. 13–35.
- Hakvoort H. et al. Towards airborne remote sensing of water quality in The Netherlands – validation and error analysis: Image Spectroscopy and Hyperspectral Imaging (special section) // *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. – 2002. – Vol. 57. – № 3. – P. 171–183.
- Hale R.P. et al. Effects of a major typhoon on sediment accumulation in Fangliao Submarine Canyon, SW Taiwan // *Marine Geology*. – 2012. – Vols. 326–328. – P. 116–130.
- Hallock Z.R., Marmorino G.O. Observations of the response of a buoyant estuarine plume to upwelling favorable winds // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2002. – Vol. 107. – № C7. – P. 31–33.
- Halverson M., Pawlowicz R. Entrainment and flushing time in the Fraser River estuary and plume from a steady salt balance analysis // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2011. – Vol. 116. – C08023.
- Halverson M.J., Pawlowicz R. Estuarine forcing of a river plume by river flow and tides // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2008. – Vol. 113. – C09033.
- Halverson M.J., Pawlowicz R. High-resolution observations of chlorophyll-a biomass from an instrumented ferry: Influence of the Fraser River plume from 2003 to 2006 // *Continental Shelf Research*. – 2013. – Vol. 59. – P. 52–64.
- Hampton M.A., Lee H.J., Locat J. Submarine landslides // *Reviews of Geophysics*. – 1996. – Vol. 34. – № 1. – P. 33–59.
- Han A. et al. Nutrient dynamics and biological consumption in a large continental shelf system under the influence of both a river plume and coastal upwelling // *Limnology and Oceanography*. – 2012. – Vol. 57. – № 2. – P. 486–502.

- Harms I.H., Karcher M.J. Modelling the seasonal variability of circulation and hydrography in the Kara Sea // *J. Geophys. Res.* – 1999. – Vol. 104. – № C6. – P. 13431–13448.
- Harms I.H., Karcher M.J. Kara Sea freshwater dispersion and export in the late 1990s // *Journal of Geophysical Research: Oceans.* – 2005. – Vol. 110. – C08007.
- Hessne K. et al. The Rhine outflow plume studied by the analysis of synthetic aperture radar data and numerical simulations // *Journal of Physical Oceanography.* – 2001. – Vol. 31. – № 10. – P. 3030–3044.
- Hetland R.D. Relating river plume structure to vertical mixing // *Journal of Physical Oceanography.* – 2005. – Vol. 35. – № 9. – P. 1667–1688.
- Hetland R.D. Suppression of baroclinic instabilities in buoyancy-driven flow over sloping bathymetry // *Journal of Physical Oceanography.* – 2016. – Vol. 47. – № 1. – P. 49–68.
- Hickey B. et al. A bi-directional river plume: The Columbia in summer // *Continental Shelf Research.* – 2005. – Vol. 25. – № 14. – P. 1631–1656.
- Hickey B. et al. Three interacting freshwater plumes in the northern California Current System // *Journal of Geophysical Research: Oceans.* – 2009. – Vol. 114. – C00B03.
- Hilton R.G., Galy A., Hovius N. Riverine particulate organic carbon from an active mountain belt: Importance of landslides // *Global Biogeochemical Cycles.* – 2008. – Vol. 22. – P. 1–12.
- Hirpa F.A. et al. Upstream satellite remote sensing for river discharge forecasting: Application to major rivers in South Asia // *Remote Sensing of Environment.* – 2013. – Vol. 131. P. 140–151.
- Hitchcock G.L. et al. Property fields in an effluent plume of the Mississippi river // *Journal of Marine Systems.* – 1997. – Vol. 12. – № 1. – P. 109–126.
- Honegger D.A. et al. Oblique internal hydraulic jumps at a stratified estuary mouth // *Journal of Physical Oceanography.* – 2016. – Vol. 47. – № 1. – P. 85–100.
- Hopkins J. et al. Detection and variability of the Congo River plume from satellite derived sea surface temperature, salinity, ocean colour and sea level // *Remote Sensing of Environment.* – 2013. – Vol. 139. – P. 365–385.
- Horn B.K.P., Schunck B.G. Determining optical flow // *Techniques and Applications of Image Understanding Techniques and Applications of Image Understanding.* – International Society for Optics and Photonics, 1981. – Vol. 0281. – P. 319–331.
- Horner-Devine A.R. The bulge circulation in the Columbia River plume: Physics of Estuaries and Coastal Seas: Papers from the PECS 2006 Conference // *Continental Shelf Research.* – 2009. – Vol. 29. – № 1. – P. 234–251.
- Horner-Devine A.R., Chickadel C.C. Lobe-cleft instability in the buoyant gravity current generated by estuarine outflow // *Geophysical Research Letters.* – 2017. – Vol. 44. – № 10. – P. 5001–5007.
- Horner-Devine A.R. et al. Laboratory experiments simulating a coastal river inflow // *Journal of Fluid Mechanics.* – 2006. – Vol. 555. – P. 203–232.
- Horner-Devine A.R. et al. A conceptual model of the strongly tidal Columbia River plume: Special Issue on Observational Studies of Oceanic Fronts // *Journal of Marine Systems.* – 2009. – Vol. 78. – № 3. – P. 460–475.
- Horner-Devine A.R., Chickade C.C., MacDonald D.G. Coherent structures and mixing at a river plume front // *Coherent Flow Structures at Earth's Surface.* – John Wiley & Sons, Ltd, 2013. – P. 359–369.
- Horner-Devine A.R., Hetland R.D., MacDonald D.G. Mixing and transport in coastal river plumes // *Annual Review of Fluid Mechanics.* – 2015. – Vol. 47. – № 1. – P. 569–594.
- Hoshida Y. et al. A simulation study on effects of suspended sediment through high riverine discharge

- on surface river plume and vertical water exchange // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2019. – Vol. 228. – 106352.
- Houghton R.W. et al. Delaware River plume response to a strong upwelling-favorable wind event // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – Vol. 31. – L07302.
- Hsu S.-K. et al. Turbidity currents, submarine landslides and the 2006 Pingtung earthquake off SW Taiwan // *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*. – 2008. – Vol. 19. – № 6. – 767.
- Hu Z. et al. Mapping surface tidal currents and Changjiang plume in the East China Sea from Geostationary Ocean Color Imager // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2016. – Vol. 121. – № 3. – P. 1563–1572.
- Huh C.-A. et al. Modern accumulation rates and a budget of sediment off the Gaoping (Kaoping) River, SW Taiwan: A tidal and flood dominated depositional environment around a submarine canyon // *Journal of Marine Systems*. – 2009. – Vol. 76. – № 4. – P. 405–416.
- Huret M. et al. Coupling physical and biogeochemical processes in the Río de la Plata plume // *Continental Shelf Research*. – 2005. – Vol. 25. – № 5. – P. 629–653.
- Isobe A. Ballooning of river-plume bulge and its stabilization by tidal currents // *Journal of Physical Oceanography*. – 2005. – Vol. 35. – № 12. – P. 2337–2351.
- Ivey G.N., Imberger J. On the nature of turbulence in a stratified fluid. Part I: The energetics of mixing // *Journal of Physical Oceanography*. – 1991. – Vol. 21. – № 5. – P. 650–658.
- Jackson C.R., da Silva J.C.B., Jeans G. The generation of nonlinear internal waves // *Oceanography*. – 2012. – Vol. 25. – № 2. – P. 108–123.
- Jan S. et al. Observations of a freshwater pulse induced by Typhoon Morakot off the northern coast of Taiwan in August 2009 // *Journal of Marine Research*. – 2013. – Vol. 71. – P. 19–46.
- Jana S. et al. Sensitivity of the Bay of Bengal upper ocean to different winds and river input conditions // *Journal of Marine Systems*. – 2018. – Vol. 187. – P. 206–222.
- Jana S. Gangopadhyay A., Chakraborty A. Impact of seasonal river input on the Bay of Bengal simulation // *Continental Shelf Research*. – 2015. – Vol. 104. – P. 45–62.
- Janout M.A. et al. Kara Sea freshwater transport through Vilkitsky Strait: Variability, forcing, and further pathways toward the western Arctic Ocean from a model and observations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2015. – Vol. 120. – № 7. – P. 4925–4944.
- Jay D.A. et al. Asymmetry of Columbia River tidal plume fronts: Special Issue on Observational Studies of Oceanic Fronts // *Journal of Marine Systems*. – 2009. – Vol. 78. – № 3. – P. 442–459.
- Jay D.A., Zaron E.D., Pan J. Initial expansion of the Columbia River tidal plume: Theory and remote sensing observations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2010. – Vol. 115. – C00B15.
- Jia Y., Liu Q. Eddy shedding from the Kuroshio Bend at Luzon Strait // *Journal of Oceanography*. – 2004. – Vol. 60. – № 6. – P. 1063–1069.
- Jiang L., Yan X.-H., Klemas V. Remote sensing for the identification of coastal plumes: case studies of Delaware Bay // *International Journal of Remote Sensing*. – 2009. – Vol. 30. – № 8. – P. 2033–2048.
- Johns W.E. et al. The Kuroshio east of Taiwan: Moored transport observations from the WOCE PCM-1 array // *Journal of Physical Oceanography*. – 2001. – Vol. 31. – № 4. – P. 1031–1053.
- Johnson D.R. et al. Fresh water masses in the Kara Sea during summer // *Journal of Marine Systems*. – 1997. – Vol. 12. – № 1. – P. 127–145.
- Johnson D.R., Miller J., Schofield O. Dynamics and optics of the Hudson River outflow plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2003. – Vol. 108. – P. 3323.
- Joordens J.C.A., Souza A.J., Visser A. The influence of tidal straining and wind on suspended mat-

- ter and phytoplankton distribution in the Rhine outflow region // *Continental Shelf Research*. – 2001. – Vol. 21. – № 3. – P. 301–325.
- Jorge V.N. de, van Beusekom J.E.E. Wind- and tide-induced resuspension of sediment and microphytobenthos from tidal flats in the Ems estuary // *Limnology and Oceanography*. – 1995. – Vol. 40. – № 4. – P. 776–778.
- Jurisa J.T., Chant R.J. The coupled Hudson River estuarine-plume response to variable wind and river forcings // *Ocean Dynamics*. – 2012. – Vol. 62. – № 5. – P. 771–784.
- Jurisa J.T., Chant R.J. Impact of offshore winds on a buoyant river plume system // *Journal of Physical Oceanography*. – 2013. – Vol. 43. – № 12. – P. 2571–2587.
- Juritsa J.T. et al. Controls on turbulent mixing in a strongly stratified and sheared tidal river plume // *Journal of Physical Oceanography*. – 2016. – Vol. 46. – № 8. – P. 2373–2388.
- Kaab A. River ice flux and water velocities along a 600 km-long reach of Lena River, Siberia, from satellite stereo // *Hydrology and Earth System Sciences*. – 2013. – Vol. 17. – P. 4671–4683.
- Kakoulaki G., MacDonald D., Horner-Devine A.R. The role of wind in the near field and midfield of a river plume // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – Vol. 41. – № 14. – P. 5132–5138.
- Kang Y. et al. Areas of the global major river plumes // *Acta Oceanologica Sinica*. – 2013. – Vol. 32. – № 1. – P. 79–88.
- Kao S.-J., Liu K.-K. Particulate organic carbon export from a subtropical mountainous river (Lanyang Hsi) in Taiwan // *Limnology and Oceanography*. – 1996. – Vol. 41. – № 8. – P. 1749–1757.
- Kao S. et al. Transport-dominated sediment loading in Taiwanese rivers: A case study from the Maan Stream // *The Journal of Geology*. – 2005. – Vol. 113. – № 2. – P. 217–225.
- Kara A.B. et al. Impacts of freshwater on the seasonal variations of surface salinity and circulation in the Caspian Sea // *Continental Shelf Research*. – 2010. – Vol. 30. – № 10. – P. 1211–1225.
- Kasper J.L., Weingartner T.J. The spreading of a buoyant plume beneath an ice cover // *Journal of Physical Oceanography*. – 2014. – Vol. 45. – № 2. – P. 478–494.
- Kastner S.E., Horner-Devine A.R., Thomson J. The influence of wind and waves on spreading and mixing in the Fraser River plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2018. – Vol. 123. – № 9. – P. 6818–6840.
- Kastner S.E., Horner-Devine A.R., Thomson J.M. A conceptual model of a river plume in the surf zone // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2019. – Vol. 124. – № 11. – P. 8060–8078.
- Kilcher L.F., Nash J.D. Structure and dynamics of the Columbia River tidal plume front // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2010. – Vol. 115. – C05S90.
- Kilcher L.F., Nash J.D., Moum J.N. The role of turbulence stress divergence in decelerating a river plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2012. – Vol. 117. – C05032.
- Kirincich A.R., Hebert D. The structure of the coastal density front at the outflow of Long Island Sound during spring 2002 // *Continental Shelf Research*. – 2005. – Vol. 25. – № 9. – P. 1097–1114.
- Klein K.P. et al. Long-term high-resolution sediment and sea surface temperature spatial patterns in Arctic nearshore waters retrieved using 30-year Landsat archive imagery // *Remote Sensing*. – 2019. – Vol. 11. – № 23. – P. 2791.
- Klemas V. Tracking oil slicks and predicting their trajectories using remote sensors and models: Case studies of the Sea Princess and Deepwater Horizon oil spills // *Journal of Coastal Research*. – 2010. – Vol. 2010. – № 265. – P. 789–797.
- Klemas V. Remote sensing of coastal and ocean currents: An overview // *Journal of Coastal Research*. – 2012. – Vol. 28. – № 3. – P. 576–586.
- Klemas V. Airborne remote sensing of coastal features and processes: An overview // *Journal of*

- Coastal Research. – 2013. – Vol. 29 – № 2. – P. 239–255.
- Kniskern T.A. et al. Coherence of river and ocean conditions along the US West Coast during storms // *Continental Shelf Research*. – 2011. – Vol. 31. – № 7. – P. 789–805.
- Knudsen M. Ein hydrographischer lehrsatz // *Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie*. – 1900. – Vol. 28. – № 7. – P. 316–320.
- Kolker A.S. et al. The impacts of the great Mississippi/Atchafalaya River flood on the oceanography of the Atchafalaya Shelf: Event Sediment Transport and Sedimentation: Insights from Measurement and Modeling // *Continental Shelf Research*. – 2014. – Vol. 34. – P. 17–33.
- Korosov A., Counillon F., Johannessen J.A. Monitoring the spreading of the Amazon freshwater plume by MODIS, SMOS, Aquarius, and TOPAZ // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2015. – Vol. 120. – № 1. – P. 268–283.
- Korotenko K.A. et al. Effects of bottom topography on dynamics of river discharges in tidal regions: case study of twin plumes in Taiwan Strait // *Ocean Science*. – 2014. – Vol. 10. – № 5. – P. 863–879.
- Kosyan R., Brovko P., Ducrot J.-P. The Diversity of Russian Estuaries // *The Diversity of Russian Estuaries and Lagoons Exposed to Human Influence: Estuaries of the World*. Ed. R. Kosyan. – Cham: Springer International Publishing, 2017. P. 265–268.
- Kraberg A.C. et al. Phytoplankton community structure in the Lena Delta (Siberia, Russia) in relation to hydrography // *Biogeosciences*. – 2013. – Vol. 10. – № 11. – P. 7263–7277.
- Krylenko V. Estuaries and Lagoons of the Russian Arctic Seas // *The Diversity of Russian Estuaries and Lagoons Exposed to Human Influence: Estuaries of the World*. Ed. R. Kosyan. – Cham: Springer International Publishing, 2017. – P. 13–56.
- Kubryakov A., Stanichny S., Zatsepin A. River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data // *Remote Sensing of Environment*. – 2016. – Vol. 176. – P. 177–187.
- Kubryakov A.A., Stanichny S., Zatsepin A. Interannual variability of Danube waters propagation in summer period of 1992–2015 and its influence on the Black Sea ecosystem // *Journal of Marine Systems*. – 2018. – Vol. 179. – P. 10–30.
- Kubryakov A.A. et al. Propagation of the Azov Sea waters in the Black sea under impact of variable winds, geostrophic currents and exchange in the Kerch Strait // *Progress in Oceanography*. – 2019. – Vol. 176. – P. 102119.
- Kudela R.M. et al. Multiple trophic levels fueled by recirculation in the Columbia River plume // *Geophysical Research Letters*. – 2010. – Vol. 37. – L18607.
- Kularatne S., Pattiaratchi C. Turbulent kinetic energy and sediment resuspension due to wave groups // *Continental Shelf Research*. – 2008. – Vol. 28. – № 6. – P. 726–736.
- Lamb M.P., Mohrig D. Do hyperpycnal-flow deposits record river-flood dynamics? // *Geology*. – 2009. – Vol. 37. – № 12. – P. 1067–1070.
- Lambert E. et al. Tracing the imprint of river runoff variability on Arctic water mass transformation // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2019. – Vol. 124. – № 1. – P. 302–319.
- Large W.G., McWilliams J.C., Doney S.C. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization // *Reviews of Geophysics*. – 1994. – Vol. 32. – № 4. – P. 363–403.
- Lavrova O. Satellite survey of internal waves in the Black and Caspian seas // *Remote Sensing*. – 2017. – Vol. 9. – № 9. – P. 892.
- Lebedev S. Climatic variability of water circulation in the Caspian Sea based on satellite altimetry data // *International Journal of Remote Sensing*. – 2018. – Vol. 39. – № 13. – P. 4343–4359.

- Lee J., Valle-Levinson A. Bathymetric effects on estuarine plume dynamics // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2013. – Vol. 118. – № 4. – P. 1969–1981.
- Lentz S. The response of buoyant coastal plumes to upwelling-favorable winds // *Journal of Physical Oceanography*. – 2004. – Vol. 34. – № 11. – P. 2458–2469.
- Lentz S.J., Fewings M.R. The wind- and wave-driven inner-shelf circulation // *Annual Review of Marine Science*. – 2012. – Vol. 4. – № 1. – P. 317–343.
- Lentz S.J., Helfrich K.R. Buoyant gravity currents along a sloping bottom in a rotating fluid // *Journal of Fluid Mechanics*. – 2002. – Vol. 464. – P. 251–278.
- Lentz S.J., Largier J. The influence of wind forcing on the Chesapeake Bay buoyant coastal current / S.J. Lentz, // *Journal of Physical Oceanography*. – 2006. – Vol. 36. – № 7. – P. 1305–1316.
- Lenzani M.G. et al. Detecting glacier surface motion by optical flow // *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*. – 2018. – Vol. 84. – № 1. – P. 33–42.
- Li S.S., Ingram R.G. Isopycnal deepening of an under-ice river plume in coastal waters: Field observations and modeling // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2007. – Vol. 112. – 07010.
- Li J., Roy D.P. A global analysis of Sentinel-2A, Sentinel-2B and Landsat-8 data revisit intervals and implications for terrestrial monitoring // *Remote Sensing*. – 2017. – Vol. 9. – P. 902.
- Li W.K.W. et al. Smallest algae thrive as the Arctic Ocean freshens // *Science*. – 2009. – Vol. 326. – № 5952. – P. 539–539.
- Liao X. et al. High-frequency variations in Pearl River plume observed by soil moisture active passive sea surface salinity // *Remote Sensing*. – 2020. – Vol. 12. – № 3. – P. 563.
- Lie H.-J. et al. Structure and eastward extension of the Changjiang River plume in the East China Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2003. – Vol. 108. – 3077.
- Lihan T. et al. Satellite-measured temporal and spatial variability of the Tokachi River plume // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2008. – Vol. 78. – № 2. – P. 237–249.
- Liste M., Grifoll M., Monbaliu J. River plume dispersion in response to flash flood events. Application to the Catalan shelf: *Oceanography at coastal scales* // *Continental Shelf Research*. – 2014. – Vol. 87. – P. 96–108.
- Liu H. Fate of three major rivers in the Bohai Sea: A model study // *Continental Shelf Research*. – 2011. – Vol. 31. – № 14. – P. 1490–1499.
- Liu J.T., Lin H.-L., Hung J.-J. A submarine canyon conduit under typhoon conditions off Southern Taiwan // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2006. – Vol. 53. – № 2. – P. 223–240.
- Liu J.P. et al. Flux and fate of small mountainous rivers derived sediments into the Taiwan Strait // *Marine Geology*. – 2008. – Vol. 256. – № 1. – P. 65–76.
- Liu Y., MacCready P., Hickey B.M. Columbia River plume patterns in summer 2004 as revealed by a hindcast coastal ocean circulation model // *Geophysical Research Letters*. – 2009a. – Vol. 36. – L02601.
- Liu Y. et al. Evaluation of a coastal ocean circulation model for the Columbia River plume in summer 2004 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2009b. – Vol. 114. – C00B04.
- Liu Z. et al. The age of Yellow River water in the Bohai Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2012. – Vol. 117. – C11006.
- Lucas B.D., Kanade T. An iterative image registration technique with an application to stereo vision // *Conference: Proceedings of the 7th International Joint Conference on Artificial Intelligence (IJCAI '81)*. – 1981.

- Luketina D.A., Imberger J. Characteristics of a surface buoyant jet // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1987. – Vol. 92. – № C5. – P. 5435–5447.
- MacCready P. et al. A model study of tide- and wind-induced mixing in the Columbia River Estuary and plume: Physics of Estuaries and Coastal Seas: Papers from the PECS 2006 Conference // *Continental Shelf Research*. – 2009. – Vol. 29. – № 1. – P. 278–291.
- MacCready P., Geyer W.R., Burchard H. Estuarine exchange flow is related to mixing through the salinity variance budget // *Journal of Physical Oceanography*. – 2018. – Vol. 48. – № 6. – P. 1375–1384.
- MacDonald D.G., Geyer W.R. Turbulent energy production and entrainment at a highly stratified estuarine front // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2004. – Vol. 109. – C05004.
- MacDonald D.G., Geyer W.R. Hydraulic control of a highly stratified estuarine front // *Journal of Physical Oceanography*. – 2005. – Vol. 35. – № 3. – P. 374–387.
- MacDonald D.G., Goodman L., Hetland R.D. Turbulent dissipation in a near-field river plume: A comparison of control volume and microstructure observations with a numerical model // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2007. – Vol. 112. – C07026.
- MacDonald D.G., Carlson J., Goodman L. On the heterogeneity of stratified-shear turbulence: Observations from a near-field river plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2013. – Vol. 118. – № 11. – P. 6223–6237.
- Marcello J. et al. Motion estimation techniques to automatically track oceanographic thermal structures in multisensor image sequences // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2008. – Vol. 46. – № 9. – P. 2743–2762.
- Matano R.P., Palma E.D. The upstream spreading of bottom-trapped plumes // *Journal of Physical Oceanography*. – 2010. – Vol. 40. – № 7. – P. 1631–1650.
- Mathis J.T. et al. Storm-induced upwelling of high pCO<sub>2</sub> waters onto the continental shelf of the western Arctic Ocean and implications for carbonate mineral saturation states // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – Vol. 39. – L07606.
- Matthews D.K., Emery W.J. Velocity observations of the California Current derived from satellite imagery // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2009. – Vol. 114. – C08001.
- McCabe R.M., Hickey B.M., MacCready P. Observational estimates of entrainment and vertical salt flux in the interior of a spreading river plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2008. – Vol. 113. – C08027.
- McCabe R.M., MacCready P., Hickey B.M. Ebb-tide dynamics and spreading of a large river plume // *Journal of Physical Oceanography*. – 2009. – Vol. 39. – № 11. – P. 2839–2856.
- McClimans T.A., Saegrov S. River plume studies in distorted Froude models // *Journal of Hydraulic Research*. – 1982. – Vol. 20. – № 1. – P. 15–27.
- McClimans M.A. et al. Transport processes in the Kara Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2000. – Vol. 105. – № C6. – P. 14121–14139.
- McLaughlin F.A., Carmack E.C. Deepening of the nutricline and chlorophyll maximum in the Canada Basin interior, 2003–2009 // *Geophysical Research Letters*. – 2010. – Vol. 37. – L24602.
- McPherson R.A., Stevens C.L., O’Callaghan J.M. Turbulent scales observed in a river plume entering a fjord // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2019. – Vol. 124. – № 12. – P. 9190–9208.
- Meade R.H., Bobrovitskaya N.N., Babkin V.I. Suspended-sediment and fresh-water discharges in the Ob and Yenisey rivers, 1960–1988 // *International Journal of Earth Sciences*. – 2000. – Vol. 89. – № 3. – P. 461–469.

- Meiburg E., Kneller B. Turbidity currents and their deposits // *Annual Review of Fluid Mechanics*. – 2010. – Vol. 42. – № 1. – P. 135–156.
- Mendes R. et al. New insights into the Western Iberian Buoyant Plume: Interaction between the Douro and Minho River plumes under winter conditions // *Progress in Oceanography*. – 2016. – Vol. 141. – P. 30–43.
- Mertes L.A.K., Warrick J.A. Measuring flood output from 110 coastal watersheds in California with field measurements and SeaWiFS // *Geology*. – 2001. – Vol. 29. – № 7. – P. 659–662.
- Mestres M., Sierra J.P., Sánchez-Arcilla A. Factors influencing the spreading of a low-discharge river plume // *Continental Shelf Research*. – 2007. – Vol. 27. – № 16. – P. 2116–2134.
- Milliman J.D., Kao S. Hyperpycnal discharge of fluvial sediment to the ocean: Impact of super-typhoon Herb (1996) on Taiwanese rivers // *The Journal of Geology*. – 2005. – Vol. 113. – № 5. – P. 503–516.
- Milliman J.D., Syvitski J.P.M. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers // *The Journal of Geology*. – 1992. – Vol. 100. – № 5. – P. 525–544.
- Milliman J.D., Farnsworth K.L., Albertin C.S. Flux and fate of fluvial sediments leaving large islands in the East Indies // *Journal of Sea Research*. – 1999. – Vol. 41. – № 1. – P. 97–107.
- Milliman J.D. et al. Short-term changes in seafloor character due to flood-derived hyperpycnal discharge: Typhoon Mindulle, Taiwan, July 2004 // *Geology*. – 2007. – Vol. 35. – № 9. – P. 779–782.
- Mityagina M.I., Lavrova O.Y., Karimova S.S. Multi-sensor survey of seasonal variability in coastal eddy and internal wave signatures in the north-eastern Black Sea // *International Journal of Remote Sensing*. – 2010. – Vol. 31. – № 17–18. – P. 4779–4790.
- Mercatini A. et al. Estimating surface velocities from satellite data and numerical models: Implementation and testing of a new simple method // *Ocean Modelling*. – 2010. – Vol. 33. – № 1. – P. 190–203.
- Moffat C., Lentz S. On the response of a buoyant plume to downwelling-favorable wind stress // *Journal of Physical Oceanography*. – 2012. – Vol. 42. – № 7. – P. 1083–1098.
- Moller G.S.F., de M. Novo E.M.L., Kampel M. Space-time variability of the Amazon River plume based on satellite ocean color // *Continental Shelf Research*. – 2010. – Vol. 30. – № 3. – P. 342–352.
- Morison J. et al. Changing Arctic Ocean freshwater pathways // *Nature*. – 2012. – Vol. 481. – № 7379. – P. 66–70.
- Morozov E.G. Semidiurnal internal wave global field // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 1995. – Vol. 42. – № 1. – P. 135–148.
- Morozov E.G. *Oceanic internal tides: Observations, analysis and modeling: A global view*. Springer International Publishing, 2018. – 312 p.
- Mulder T., Syvitski J.P.M. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the World Oceans // *The Journal of Geology*. – 1995. – Vol. 103. – № 3. – P. 285–299.
- Mulligan R.P., Perrie W. Circulation and structure of the Mackenzie River plume in the coastal Arctic Ocean // *Continental Shelf Research*. – 2019. – Vol. 177. – P. 59–68.
- Mulligan R.P., Perrie W., Solomon S. Dynamics of the Mackenzie River plume on the inner Beaufort shelf during an open water period in summer // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2010. – Vol. 89. – № 3. – P. 214–220.
- Münchow A., Weingartner T.J., Cooper L.W. The summer hydrography and surface circulation of the East Siberian shelf sea // *Journal of Physical Oceanography*. – 1999. – Vol. 29. – № 9. – P. 2167–2182.

- Nash D.B. Effective sediment-transporting discharge from magnitude-frequency analysis // *The Journal of Geology*. – 1994. – Vol. 102. – № 1. – P. 79–95.
- Nash J.D., Moum J.N. River plumes as a source of large-amplitude internal waves in the coastal ocean // *Nature*. – 2005. – Vol. 437. – № 7057. – P. 400–403.
- Nash J.D., Kilcher L.F., Moum J.N. Structure and composition of a strongly stratified, tidally pulsed river plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2009. – Vol. 114. – C00B12.
- Nezlin N.P., DiGiacomo P.M. Satellite ocean color observations of stormwater runoff plumes along the San Pedro Shelf (southern California) during 1997–2003 // *Continental Shelf Research*. – 2005. – Vol. 25. – № 14. – P. 1692–1711.
- Nezlin N.P. et al. Stormwater runoff plumes observed by SeaWiFS radiometer in the Southern California Bight // *Remote Sensing of Environment*. – 2005. – Vol. 98. – № 4. – P. 494–510.
- Nezlin N.P. et al. Stormwater plume detection by MODIS imagery in the southern California coastal ocean // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2008. – Vol. 80. – № 1. – P. 141–152.
- Nikiema O., Devenon J.-L., Baklouti M. Numerical modeling of the Amazon River plume // *Continental Shelf Research*. – 2007. – Vol. 27. – № 7. – P. 873–899.
- Nishimura H., Nakamura Y. A new method of estimating vertical diffusion coefficient // *Continental Shelf Research*. – 1987. – Vol. 7. – № 10. – P. 1245–1256.
- Nof D., Pichevin T. The ballooning of outflows // *Journal of Physical Oceanography*. – 2001. – Vol. 31. – № 10. – P. 3045–3058.
- Nowacki D.J. et al. Rapid sediment removal from the Columbia River plume near field // *Continental Shelf Research*. – 2012. – Vol. 35. – P. 16–28.
- Nummelin A. et al. Consequences of future increased Arctic runoff on Arctic Ocean stratification, circulation, and sea ice cover // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2015. – P. 617–637.
- O’Callaghan J. et al. Response of buoyant plumes to transient discharges investigated using an adaptive solver // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2010. – Vol. 115. – C11025.
- O’Donnell J. The formation and fate of a river plume: A numerical model // *Journal of Physical Oceanography*. – 1990. – Vol. 20. – № 4. – P. 551–569.
- O’Donnell J., Garvine R.W. A time dependent, two-layer frontal model of buoyant plume dynamics // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. – 1983. – Vol. 35. – № 1. – P. 73–80.
- O’Donnell J., Marmorino G.O., Trump C.L. Convergence and downwelling at a river plume front // *Journal of Physical Oceanography*. – 1998. – Vol. 28. – № 7. – P. 1481–1495.
- O’Donnell J., Ackleson E.R., Levine S.G. On the spatial scales of a river plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2008. – Vol. 113. – C04017.
- Ody A. et al. Potential of high spatial and temporal ocean color satellite data to study the dynamics of suspended particles in a micro-tidal river plume // *Remote Sensing*. – 2016. – Vol. 8. – № 3. – P. 245.
- Ogden K.A., Helfrich K.R. Internal hydraulic jumps in two-layer flows with upstream shear // *Journal of Fluid Mechanics*. – 2016. – Vol. 789. – P. 64–92.
- Oki T., Kanae S. Global hydrological cycles and World water resources // *Science*. – 2006. – Vol. 313. – № 5790. – P. 1068–1072.
- Orton P.M., Jay D.A. Observations at the tidal plume front of a high-volume river outflow // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32. – L11605.
- Osadchiev A. A method for quantifying freshwater discharge rates from satellite observations and Lagrangian numerical modeling of river plumes // *Environmental Research Letters*. – 2015a. – Vol. 10. – № 8. – 085009.

- Osadchiev A. Estimation of river discharge based on remote sensing of a river plume. – SPIE, 2015b. – 96380H.
- Osadchiev A.A. Small mountainous rivers generate high-frequency internal waves in coastal ocean // *Scientific Reports*. – 2018. – Vol. 8. – № 1. – P. 1–8.
- Osadchiev A., Korshenko E. Small river plumes off the northeastern coast of the Black Sea under average climatic and flooding discharge conditions // *Ocean Science*. – 2017. – Vol. 13. – № 3. – P. 465–482.
- Osadchiev A., Sedakov R. Spreading dynamics of small river plumes off the northeastern coast of the Black Sea observed by Landsat 8 and Sentinel-2 // *Remote Sensing of Environment*. – 2019a. – Vol. 221. – P. 522–533.
- Osadchiev A., Sedakov R. Reconstruction Of Ocean Surface Currents Using Near Simultaneous Satellite Imagery // *IGARSS 2019 - 2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. – 2019b. – P. 8078–8081.
- Osadchiev A.A., Zavialov P.O. Lagrangian model of a surface-advected river plume // *Continental Shelf Research*. – 2013. – Vol. 58. – P. 96–106.
- Osadchiev A., Zavialov P. Structure and dynamics of plumes generated by small rivers // *Estuaries and Coastal Zones – Dynamics and Response to Environmental Changes*. London: IntechOpen, 2020. – 361 p.
- Osadchiev A.A. et al. Transport and bottom accumulation of fine river sediments under typhoon conditions and associated submarine landslides: case study of the Peinan River, Taiwan // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. – 2016a. – Vol. 16. – № 1. – P. 41–54.
- Osadchiev A., Zavialov P., Pelevin V. Method for quantifying advection, turbulent mixing, and gravitational settling of river-borne suspended sediments in coastal areas from thermohaline and optical measurements // *EMECs'16*. – 2016b. – P. 58–62.
- Osadchiev A.A. et al. Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – Vol. 122. – № 7. – P. 5916–5935.
- Osadchiev A.A. et al. Bottom sediments reveal inter-annual variability of interaction between the Ob and Yenisei plumes in the Kara Sea // *Scientific Reports*. – 2019. – Vol. 9. – № 1. – P. 1–11.
- Osadchiev A. et al. Spatial structure, short-temporal variability, and dynamical features of small river plumes as observed by aerial drones: Case study of the Kodor and Bzyp river plumes // *Remote Sensing*. – 2020a. – Vol. 12. – № 18. – P. 3079.
- Osadchiev A., Silvestrova K., Myslenkov S. A wind-driven coastal upwelling near large river deltas in the Laptev and East-Siberian seas // *Remote Sensing*. – 2020b. – Vol. 12. – № 5. – 844.
- Osadchiev A.A. et al. Influence of estuarine tidal mixing on structure and spatial scales of large river plumes // *Ocean Science*. – 2020c. – Vol. 16. – № 4. – P. 781–798.
- Osadchiev A.A. et al. Freshwater transport between the Kara, Laptev, and East-Siberian seas // *Scientific Reports*. – 2020d. – Vol. 10. – № 1. – P. 1–14.
- Osadchiev A.A. et al. Structure of the freshened surface layer in the Kara Sea during ice-free periods // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2021. – Vol. 126. – e2020JC016486.
- Ostrander C.E. et al. Temporal and spatial variability of freshwater plumes in a semienclosed estuarine-bay system // *Estuaries and Coasts*. – 2007. – Vol. 31. – № 1. – 192.
- Overland J.E., Wang M., Box J.E. An integrated index of recent pan-Arctic climate change // *Environmental Research Letters*. – 2019. – Vol. 14. – № 3. – 035006.
- Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // *Geophysical Re-*

- search Letters. – 2004. – Vol. 31. – L02303.
- Palacios S.L., Peterson T.D., Kudela R.M. Development of synthetic salinity from remote sensing for the Columbia River plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2009. – Vol. 114. – C00B05.
- Palma E.D., Matano R.P. An idealized study of near equatorial river plumes // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – Vol. 122. – № 5. – P. 3599–3620.
- Palmer S.C.J. et al. Ultraviolet fluorescence LiDAR (UFL) as a measurement tool for water quality parameters in turbid lake conditions // *Remote Sensing*. – 2013. – Vol. 5. – № 9. – P. 4405–4422.
- Pan J., Jay D.A. Effects of ambient velocity shear on nonlinear internal wave associated mixing at the Columbia River plume front // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2009. – Vol. 114. – C00B07.
- Pan J., Jay D.A., Orton P.M. Analyses of internal solitary waves generated at the Columbia River plume front using SAR imagery // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2007. – Vol. 112. – C07014.
- Pan J., Gu Y., Wang D. Observations and numerical modeling of the Pearl River plume in summer season // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2014. – Vol. 119. – № 4. – P. 2480–2500.
- Pant V. et al. Observed interannual variability of near-surface salinity in the Bay of Bengal // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2015. – Vol. 120. – № 5. – P. 3315–3329.
- Panteleev G. et al. Investigation of the summer Kara Sea circulation employing a variational data assimilation technique // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2007. – Vol. 112. – C04S15.
- Papa F. et al. Satellite altimeter-derived monthly discharge of the Ganga-Brahmaputra River and its seasonal to interannual variations from 1993 to 2008 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2010. – Vol. 115. – C12013.
- Park K. Columbia river plume identification by specific alkalinity // *Limnology and Oceanography*. – 1966. – Vol. 11. – № 1. – P. 118–120.
- Pattullo J., Denner W. Processes affecting seawater characteristics along the Oregon coast // *Limnology and Oceanography*. – 1965. – Vol. 10. – № 3. – P. 443–450.
- Pavlov V.K., Pfirman S.L. Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 1995. – Vol. 42. – № 6. – P. 1369–1390.
- Pavlov V.K. et al. Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev, and East-Siberian Seas. Phys. Lab. Univ. of Wash., Seattle, 1996. – 143 p.
- Pelevin V. et al. Ground truth data on chlorophyll-a, chromophoric dissolved organic matter and suspended sediment concentrations in the upper water layer as obtained by LIF lidar at high spatial resolution // *International Journal of Remote Sensing*. – 2017. – Vol. 38. – № 7. – P. 1967–1982.
- Periáñez R. Modelling the dispersion of radionuclides by a river plume: Application to the Rhone river // *Continental Shelf Research*. – 2005. – Vol. 25. – № 12. – P. 1583–1603.
- Petrou Z.I., Tian Y. High-resolution sea ice motion estimation with optical flow using satellite spectroradiometer data // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2017. – Vol. 55. – № 3. – P. 1339–1350.
- Phillipson L., Toumi R. Assimilation of satellite salinity for modelling the Congo River plume // *Remote Sensing*. – 2020. – Vol. 12. – № 1. – P. 11.
- Piecuch C.G., Wadehra R. Dynamic sea level variability due to seasonal river discharge: A preliminary global ocean model study // *Geophysical Research Letters*. – 2020. – Vol. 47. – № 4. – e2020GL086984.

- Pimenta F.M., Kirwan A.D. Jr. The response of large outflows to wind forcing: Oceanographic processes associated with the main continental shelf waters off South and Southeastern Brazil // *Continental Shelf Research*. – 2014. – Vol. 89. – P. 24–37.
- Pimenta F.M., Kirwan A.D., Huq P. On the transport of buoyant coastal plumes // *Journal of Physical Oceanography*. – 2010. – Vol. 41. – № 3. – P. 620–640.
- Piñones A. et al. Wind-induced diurnal variability in river plume motion // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2005. – Vol. 65. – № 3. – P. 513–525.
- Pinto J. et al. Multiple autonomous vehicles applied to plume detection and tracking // *2018 OCEANS – MTS/IEEE Kobe Techno-Oceans (OTO)*. – 2018. – P. 1–6.
- Piola A.R. et al. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32. – L01603.
- Piola A.R., Romero S.I., Zajaczkowski U. Space-time variability of the Plata plume inferred from ocean color: Synoptic characterization of the Southeastern South American Continental shelf: The NICOP/Plata Experiment // *Continental Shelf Research*. – 2008. – Vol. 28. – № 13. – P. 1556–1567.
- Polyakov I. et al. Arctic Ocean variability derived from historical observations // *Geophysical Research Letters*. – 2003. – Vol. 30. – P. 1298.
- Polyakov I.V. et al. Winter convection transports Atlantic water heat to the surface layer in the eastern Arctic Ocean // *Journal of Physical Oceanography*. – 2013. – Vol. 43. – № 10. – P. 2142–2155.
- Pullen J.D., Allen J.S. Modeling studies of the coastal circulation off Northern California: shelf response to a major Eel river flood event: Oceanic flood sedimentation // *Continental Shelf Research*. – 2000. – Vol. 20. – № 16. – P. 2213–2238.
- Qiu C. et al. Upper vertical structures and mixed layer depth in the shelf of the northern South China Sea // *Continental Shelf Research*. – 2019. – Vol. 174. – P. 26–34.
- Qu L., Hetland R.D. Temporal resolution of wind forcing required for river plume simulations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2019. – Vol. 124. – № 3. – P. 1459–1473.
- Rabe B. et al. An assessment of Arctic Ocean freshwater content changes from the 1990s to the 2006–2008 period // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2011. – Vol. 58. – № 2. – P. 173–185.
- Rao S., Pringle J., Austin J. Upwelling relaxation and estuarine plumes // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2011. – Vol. 116. – C09023.
- Rennie S.E., Largier J.L., Lentz S.J. Observations of a pulsed buoyancy current downstream of Chesapeake Bay // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1999. – Vol. 104. – № C8. – P. 18227–18240.
- Reul N. et al. Multisensor observations of the Amazon-Orinoco river plume interactions with hurricanes // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2014. – Vol. 119. – № 12. – P. 8271–8295.
- Reul N. et al. Demonstration of ocean surface salinity microwave measurements from space using AMSR-E data over the Amazon plume // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – Vol. 36. – L13607.
- Robinson R.J. et al. The Irrawaddy River sediment flux to the Indian Ocean: The original nineteenth-century data revisited // *The Journal of Geology*. – 2007. – Vol. 115. – № 6. – P. 629–640.
- Rodriguez A.R., Giddings S.N., Kumar N. Impacts of nearshore wave-current interaction on transport and mixing of small-scale buoyant plumes // *Geophysical Research Letters*. – 2018. – Vol. 45. – № 16. – P. 8379–8389.
- Roegner G.C. et al. Wind-induced plume and bloom intrusions into Willapa Bay, Washington // *Limnology and Oceanography*. – 2002. – Vol. 47. – № 4. – P. 1033–1042.

- Rogowski P., Terrill E., Chen J. Observations of the frontal region of a buoyant river plume using an autonomous underwater vehicle // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2014. – Vol. 119. – № 11. – P. 7549–7567.
- Romero L. et al. Characterizing storm water dispersion and dilution from small coastal streams // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2016. – Vol. 121. – № 6. – P. 3926–3943.
- Rong Z., Li M. Tidal effects on the bulge region of Changjiang River plume // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2012. – Vol. 97. – P. 149–160.
- Ross O.N., Sharples J. Recipe for 1-D Lagrangian particle tracking models in space-varying diffusivity // *Limnology and Oceanography: Methods*. – 2004. – Vol. 2. – № 9. – P. 289–302.
- Ruault V. et al. Role of the tide on the structure of the Amazon Plume: A numerical modeling approach // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2020. – Vol. 125. – № 2. – e2019JC015495.
- Saldías G.S. et al. Seasonal variability of turbid river plumes off central Chile based on high-resolution MODIS imagery // *Remote Sensing of Environment*. – 2012. – Vol. 123. – P. 220–233.
- Saldías G.S. et al. Optics of the offshore Columbia River plume from glider observations and satellite imagery // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2016. – Vol. 121. – № 4. – P. 2367–2384.
- Sanial V. et al. Extent of Mississippi River water in the Mississippi Bight and Louisiana Shelf based on water isotopes // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2019. – Vol. 226. – P. 106–196.
- Schettini C.A. et al. Oceanographic and ecological aspects of the Itajaí-açu river plume during a high discharge period // *Anais Academia Brasileira de Ciencias*. – 1998. – Vol. 70. – P. 335–352.
- Schiller R.V. et al. The dynamics of the Mississippi River plume: Impact of topography, wind and offshore forcing on the fate of plume waters // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2011. – Vol. 116. – C06029.
- Screen J.A., Bracegirdle T.J., Simmonds I. Polar climate change as manifest in atmospheric circulation // *Current Climate Change Reports*. – 2018. – Vol. 4. – № 4. – P. 383–395.
- Semiletov I. et al. The East Siberian Sea as a transition zone between Pacific-derived waters and Arctic shelf waters // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32. – L10614.
- Semiletov I.P. et al. Carbon transport by the Lena River from its headwaters to the Arctic Ocean, with emphasis on fluvial input of terrestrial particulate organic carbon vs. carbon transport by coastal erosion // *Biogeosciences*. – 2011. – Vol. 8. – № 9. – P. 2407–2426.
- Semiletov I.P. et al. On carbon transport and fate in the East Siberian Arctic land–shelf–atmosphere system // *Environmental Research Letters*. – 2012. – Vol. 7. – № 1. – P. 015201.
- Semiletov I. et al. Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon // *Nature Geoscience*. – 2016. – Vol. 9. – P. 361–365.
- Semizhon T. et al. Transport and distribution of artificial gamma-emitting radionuclides in the River Yenisei and its sediment // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2010. – Vol. 101. – № 5. – P. 385–402.
- Sequeiros O.E. et al. Experimental study on self-accelerating turbidity currents // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2009. – Vol. 114. – C05025.
- Shea R.E., Broenkow W.W. The role of internal tides in the nutrient enrichment of Monterey Bay, California // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 1982. – Vol. 15. – № 1. – P. 57–66.
- Sherwood C.R. Numerical model of frazil ice and suspended sediment concentrations and formation of sediment laden ice in the Kara Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2000. – Vol. 105. – № C6. – P. 14061–14080.
- Shi W., Wang M. Satellite observations of the seasonal sediment plume in central East China Sea // *Journal of Marine Systems*. – 2010. – Vol. 82. – № 4. – P. 280–285.

- Shu Y. et al. The 4-D structure of upwelling and Pearl River plume in the northern South China Sea during summer 2008 revealed by a data assimilation model // *Ocean Modelling*. – 2011. – Vol. 36. – № 3. – P. 228–241.
- Silva C.E. da, Castelao R.M. Mississippi River Plume Variability in the Gulf of Mexico From SMAP and MODIS-Aqua Observations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2018. – Vol. 123. – № 9. – P. 6620–6638.
- Simpson J.H. Physical processes in the ROFI regime // *Journal of Marine Systems*. – 1997. – Vol. 12. – № 1. – P. 3–15.
- Simpson J.H., Hunter J.R. Fronts in the Irish sea // *Nature*. – 1974. – Vol. 250. – № 5465. – P. 404–406.
- Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations // *Monthly Weather Review*. – 1963. – Vol. 91. – № 3. – P. 99–164.
- Smith L.C., Pavelsky T.M. Estimation of river discharge, propagation speed, and hydraulic geometry from space: Lena River, Siberia // *Water Resources Research*. – 2008. – Vol. 44. – W03427.
- Soosaar E. et al. River bulge evolution and dynamics in a non-tidal sea – Daugava River plume in the Gulf of Riga, Baltic Sea // *Ocean Science*. – 2016. – Vol. 12. – № 2. – P. 417–432.
- Sorokin Yu.I., Sorokin P.Yu. Plankton and primary production in the Lena River estuary and in the south-eastern Laptev Sea // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 1996. – Vol. 43. – № 4. – P. 399–418.
- Spall M.A., Thomas L.N. Downfront winds over buoyant coastal plumes // *Journal of Physical Oceanography*. – 2016. – Vol. 46. – № 10. – P. 3139–3154.
- Stacey M.T., Rippeth T.P., Nash J.D. Turbulence and stratification in estuaries and coastal seas. *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Elsevier, 2011. – 157 p.
- Stashchuk N., Vlasenko V. Generation of internal waves by a supercritical stratified plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2009. – Vol. 114. – C01004.
- Stokes G.G. Flow of viscous incompressible fluid past an impulsively started infinite horizontal plate // *Cambridge Phil. Trans.* – 1851. – Vol. 9. – 8–18.
- Su C.-C. et al. Records of submarine natural hazards off SW Taiwan // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2012. – Vol. 361. – № 1. – P. 41–60.
- Subrahmanyam B., Trott C.B., Murty V.S.N. Detection of intraseasonal oscillations in SMAP salinity in the Bay of Bengal // *Geophysical Research Letters*. – 2018. – Vol. 45. – № 14. – P. 7057–7065.
- Sun H. et al. Estimation of sea surface currents based on ocean colour remote-sensing image analysis // *International Journal of Remote Sensing*. – 2016. – Vol. 37. – № 21. – P. 5105–5121.
- Sur H., Özsoy E., Ibrayev R. Satellite-derived flow characteristics of the Caspian Sea // *Elsevier Oceanography Series: Satellites, oceanography and society*. Ed. D. Halpern. Elsevier, 2000. – Vol. 63. – P. 289–297.
- Syed T.H. et al. Satellite-based global-ocean mass balance estimates of interannual variability and emerging trends in continental freshwater discharge // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2010. – Vol. 107. – № 42. – P. 17916–17921.
- Syed T.H., Famiglietti J.S., Chambers D.P. GRACE-Based estimates of terrestrial freshwater discharge from basin to continental scales // *Journal of Hydrometeorology*. – 2009. – Vol. 10. – № 1. – P. 22–40.
- Syvitski J.P.M., Saito Y. Morphodynamics of deltas under the influence of humans // *Global and Planetary Change*. – 2007. – Vol. 57. – № 3. – P. 261–282.
- Tang D.L., Kawamura H., Guan L. Long-time observation of annual variation of Taiwan Strait upwelling in summer season: Monitoring of changes related to natural and manmade hazards using

- space technology // *Advances in Space Research*. – 2004. – Vol. 33. – № 3. – P. 307–316.
- Tarpanelli A. et al. River discharge estimation by using altimetry data and simplified flood routing modeling // *Remote Sensing*. – 2013. – Vol. 5. – № 9. – P. 4145–4162.
- Tarya A. et al. Exposure of coastal ecosystems to river plume spreading across a near-equatorial continental shelf // *Continental Shelf Research*. – 2018. – Vol. 153. – P. 1–15.
- Terray E.A. et al. Estimates of kinetic energy dissipation under breaking waves // *Journal of Physical Oceanography*. – 1996. – Vol. 26. – P. 792–807.
- Thibodeau B. et al. Interannual variations in river water content and distribution over the Laptev Sea between 2007 and 2011: The Arctic Dipole connection // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – Vol. 41. – № 20. – P. 7237–7244.
- Thomas P.J., Linden P.F. Rotating gravity currents: small-scale and large-scale laboratory experiments and a geostrophic model // *Journal of Fluid Mechanics*. – 2007. – Vol. 578. – P. 35–65.
- Thomas A.C., Weatherbee R.A. Satellite-measured temporal variability of the Columbia River plume // *Remote Sensing of Environment*. – 2006. – Vol. 100. – № 2. – P. 167–178.
- Thorpe S.A. *The turbulent ocean*. Cambridge University Press, 2005. – 496 p.
- Tilburg C.E., Houghton R.W., Garvine R.W. Mixing of a dye tracer in the Delaware plume: Comparison of observations and simulations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2007. – Vol. 112. – C12004.
- Tremblay J.-É. et al. Climate forcing multiplies biological productivity in the coastal Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. – 2011. – Vol. 38. – L18604.
- Trump C.L., Marmorino G.O. Mapping small-scale along-front structure using ADCP acoustic backscatter range-bin data // *Estuaries*. – 2003. – Vol. 26. – № 4. – P. 878–884.
- Tseng Y.-F. et al. Joint effect of freshwater plume and coastal upwelling on phytoplankton growth off the Changjiang River // *Biogeosciences*. – 2014. – Vol. 11. – № 2. – P. 409–423.
- Unger D. et al. Biogeochemistry of suspended and sedimentary material in the Ob and Yenisei rivers and Kara Sea: amino acids and amino sugars // *Continental Shelf Research*. – 2005. – Vol. 25. – № 4. – P. 437–460.
- Valle-Levinson A. et al. Subtidal flow structure at the turning region of a wide outflow plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2007. – Vol. 112. – C04004.
- Verspecht F. et al. Processes impacting on stratification in a region of freshwater influence: Application to Liverpool Bay // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2009. – Vol. 114. – C11022.
- Vic. C. et al. Dynamics of an equatorial river plume: Theory and numerical experiments applied to the Congo plume case // *Journal of Physical Oceanography*. – 2013. – Vol. 44. – № 3. – P. 980–994.
- Visser A.W. Using random walk models to simulate the vertical distribution of particles in a turbulent water column // *Marine Ecology Progress Series*. – 1997. – Vol. 158. – P. 275–281.
- Voinov G. *Tide and tidal streams // Polar Seas Oceanography: An Integrated Case Study of the Kara Sea*. Springer, 2002. – P. 147–214.
- Vörösmarty C. et al. Global water data: A newly endangered species // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. – 2001. – Vol. 82. – № 5. – P. 54–58.
- Vörösmarty C.J. et al. NASA post-2002 land surface hydrology mission component for surface water monitoring: HYDRA-SAT HYDRlogical Altimetry SATellite. A report from the NASA Post-2002 Land Surface Hydrology Planning Workshop, Irvine, CA, April. – 1999.
- Walker N.D. Satellite assessment of Mississippi River plume variability: Causes and predictability // *Remote Sensing of Environment*. – 1996. – Vol. 58. – № 1. – P. 21–35.
- Walsh J.P., Nittrouer C.A. Understanding fine-grained river-sediment dispersal on continental margins // *Marine Geology*. – 2009. – Vol. 263. – № 1. – P. 34–45.

- Wang Z. et al. Plume front and suspended sediment dispersal off the Yangtze (Changjiang) River mouth, China during non-flood season: Sedimentological and ecohydrological processes of Asian deltas: The Yangtze and the Mekong // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2007. – Vol. 71. – № 1. – P. 60–67.
- Wang Q., Guo X., Takeoka H. Seasonal variations of the Yellow River plume in the Bohai Sea: A model study // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2008. – Vol. 113. – C08046.
- Wang Y. et al. Numerical modeling of hyperpycnal flows in an idealized river mouth: Dynamics of Chinese Muddy Coasts and Estuaries // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2011. – Vol. 93. – № 3. – P. 228–238.
- Warner J. et al. Effects of tidal current phase at the junction of two straits // *Tenth Biennial Conference on the Physics of Estuaries and Coastal Seas. Proceedings from the Continental Shelf Research*. – 2002. – Vol. 22. – № 11. – P. 1629–1642.
- Warrick J.A. Eel river margin source-to-sink sediment budgets: Revisited // *Marine Geology*. – 2014. – Vol. 351. – P. 25–37.
- Warrick J.A., Farnsworth K.L. Coastal river plumes: Collisions and coalescence // *Progress in Oceanography*. – 2017. – Vol. 151. – P. 245–260.
- Warrick J.A., Stevens A.W. A buoyant plume adjacent to a headland – Observations of the Elwha River plume // *Continental Shelf Research*. – 2011. – Vol. 31. – № 2. – P. 85–97.
- Warrick J.A. et al. A conceptual model for river water and sediment dispersal in the Santa Barbara Channel, California // *Continental Shelf Research*. – 2004. – Vol. 24. – № 17. – P. 2029–2043.
- Warrick J.A. et al. River plume patterns and dynamics within the Southern California Bight // *Continental Shelf Research*. – 2007. – Vol. 27. – № 19. – P. 2427–2448.
- Weingartner T.J. et al. The Siberian Coastal Current: A wind- and buoyancy-forced Arctic coastal current // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1999. – Vol. 104. – № C12. – P. 29697–29713.
- Wheatcroft R.A. et al. The role of effective discharge in the ocean delivery of particulate organic carbon by small, mountainous river systems // *Limnology and Oceanography*. – 2010. – Vol. 55. – № 1. – P. 161–171.
- White R.H., Toumi R. River flow and ocean temperatures: The Congo River // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2014. – Vol. 119. – № 4. – P. 2501–2517.
- Whitefield J. et al. A new river discharge and river temperature climatology data set for the pan-Arctic region // *Ocean Modelling*. – 2015. – Vol. 88. – P. 1–15.
- Whitney M.M., Garvine R.W. Wind influence on a coastal buoyant outflow // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2005. – Vol. 110. – C03014.
- Whitney M.M., Garvine R.W. Simulating the Delaware Bay buoyant outflow: Comparison with observations // *Journal of Physical Oceanography*. – 2006. – Vol. 36. – № 1. – P. 3–21.
- Williams W.J., Carmack E.C. Combined effect of wind-forcing and isobath divergence on upwelling at Cape Bathurst, Beaufort // *Journal of Marine Research*. – 2008. – Vol. 66. – P. 645–663.
- Williams W.J., Weingartner T.J., Hermann A.J. Idealized two-dimensional modeling of a coastal buoyancy front, or river plume, under downwelling-favorable wind forcing with application to the Alaska Coastal Current // *Journal of Physical Oceanography*. – 2010. – Vol. 40. – № 2. – P. 279–294.
- Wiuff R. Experiments on surface buoyant jet // *Journal of the Hydraulics Division*. – 1978. – Vol. 104. – № 5. – P. 667–679.
- Wong L.A., Chen J.C., Dong L.X. A model of the plume front of the Pearl River estuary, China and adjacent coastal waters in the winter dry season: Pearl River estuary study // *Continental Shelf Research*. – 2004. – Vol. 24. – № 16. – P. 1779–1795.

- Wu L. et al. Evolution of freshwater plumes and salinity fronts in the northern Bay of Bengal // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2007. – Vol. 112. – C08017.
- Wu H. et al. Tidal modulation on the Changjiang River plume in summer // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2011. – Vol. 116. – C08017.
- Wu X. et al. Interannual and seasonal variation of chlorophyll-a off the Yellow River Mouth (1997–2012): Dominance of river inputs and coastal dynamics: Sustainability of future coasts and estuaries // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2016. – Vol. 183. – P. 402–412.
- Xia M., Xie L., Pietrafesa L.J. Modeling of the Cape Fear River estuary plume // *Estuaries and Coasts*. – 2007. – Vol. 30. – № 4. – P. 698–709.
- Xia M. et al. The ideal response of a Gulf of Mexico estuary plume to wind forcing: Its connection with salt flux and a Lagrangian view // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2011. – Vol. 116. – C08035.
- Xu C. et al. A numerical analysis of the summertime Pearl River plume from 1999 to 2010: Dispersal patterns and intraseasonal variability // *Journal of Marine Systems*. – 2019. – Vol. 192. – P. 15–27.
- Yamamoto-Kawai M. et al. Surface freshening of the Canada Basin, 2003–2007: River runoff versus sea ice meltwater // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2009. – Vol. 114. – C00A05.
- Yang H. et al. Application of the geostationary ocean color imager (GOCI) to estimates of ocean surface currents // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2014. – Vol. 119. – № 6. – P. 3988–4000.
- Yang H., Arnone R., Jolliff J. Estimating advective near-surface currents from ocean color satellite images // *Remote Sensing of Environment*. – 2015. – Vol. 158. – P. 1–14.
- Yankovsky A.E., Chapman D.C. A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges // *Journal of Physical Oceanography*. – 1997. – Vol. 27. – № 7. – P. 1386–1401.
- Yankovsky A.E., Voulgaris G. Response of a coastal plume formed by tidally modulated estuarine outflow to light upwelling-favorable wind // *Journal of Physical Oceanography*. – 2019. – Vol. 49. – № 3. – P. 691–703.
- Yankovsky A.E., Hickey B.M., Münchow A.K. Impact of variable inflow on the dynamics of a coastal buoyant plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2001. – Vol. 106. – № C9. – P. 19809–19824.
- Yuan Y., Horner-Devine A.R. Laboratory investigation of the impact of lateral spreading on buoyancy flux in a river plume // *Journal of Physical Oceanography*. – 2013. – Vol. 43. – № 12. – P. 2588–2610.
- Yuan J. et al. Storm-induced injection of the Mississippi River plume into the open Gulf of Mexico // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – Vol. 31. – L09312.
- Yuan R. et al. The response time of the Changjiang plume to river discharge in summer: Changjiang (Yangtze River) estuary and adjacent marine environment // *Journal of Marine Systems*. – 2016. – Vol. 154. – P. 82–92.
- Yuan Y. et al. The role of periodically varying discharge on river plume structure and transport // *Continental Shelf Research*. – 2018. – Vol. 158. – P. 15–25.
- Zavialov P.O. et al. Continuity preserving modified maximum cross-correlation technique // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2002. – Vol. 107. – № C10. – 3160.
- Zavialov P.O., Kostianoy A.G., Möller O.O. SAFARI cruise: Mapping river discharge effects on Southern Brazilian shelf // *Geophysical Research Letters*. – 2003. – Vol. 30. P. 2126.
- Zavialov P.O. et al. High resolution LiDAR measurements reveal fine internal structure and variability of sediment-carrying coastal plume // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2018. – Vol. 205. – P. 40–45.

- Zavialov I. et al. Water exchange between the Sea of Azov and the Black Sea through the Kerch Strait // *Ocean Science*. – 2020. – Vol. 16. – № 1. – P. 15–30.
- Zhang Z., Hetland R. A numerical study on convergence of alongshore flows over the Texas-Louisiana shelf // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2012. – Vol. 117. – C11010.
- Zhang Z. et al. Dynamical response of Changjiang River plume to a severe typhoon with the surface wave-induced mixing // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2018. – Vol. 123. – № 12. – P. 9369–9388.
- Zheng Q. et al. Satellite synthetic aperture radar detection of Delaware Bay plumes: Jet-like feature analysis // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2004. – Vol. 109. – C03031.
- Zheng S. et al. A model study of the effects of river discharges and interannual variation of winds on the plume front in winter in Pearl River Estuary // *Continental Shelf Research*. – 2014. – Vol. 73. – P. 31–40.
- Zu T. et al. On the role of wind and tide in generating variability of Pearl River plume during summer in a coupled wide estuary and shelf system // *Journal of Marine Systems*. – 2014. – Vol. 136. – P. 65–79.
- Zhurbas V., Väli G., Kuzmina N. Rotation of floating particles in submesoscale cyclonic and anticyclonic eddies: a model study for the southeastern Baltic Sea // *Ocean Science*. – 2019. – Vol. 15. – № 6. – P. 1691–1705.
- Zippel S., Thomson J. Surface wave breaking over sheared currents: Observations from the mouth of the Columbia River // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – Vol. 122. – № 4. – P. 3311–3328.

Научное издание

**А.А. Осадчиев**

**РЕЧНЫЕ ПЛЮМЫ**

ООО «Издательство «Научный мир»  
Тел./ факс (499) 251-01-62  
E-mail: naumir@naumir.ru  
127055, Москва, Тихвинский переулок, д. 10/12, корп. 4  
Подписано к печати .....2021  
Формат 60×84/8.  
Печать офсетная 18 печ. л.  
Тираж 300 экз. Заказ № 9997