

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ Н.Н. ЗУБОВА

На правах рукописи

Сухачев Владимир Николаевич

ШТОРМОВЫЕ НАГОНЫ В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Научная специальность 1.6.17. Океанология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор географических наук,
профессор Захарчук Е.А.

Санкт-Петербург

2023

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
1. Существующие представления о механизмах штормовых нагонов в Финском заливе Балтийского моря	13
2. Выделение штормовых нагонов и описание их статистических характеристик	26
3. Особенности изменчивости термохалинной структуры и течений Финского залива во время штормовых нагонов	42
3.1. Термохалинная структура водных масс	42
3.2. Изменчивость течений по данным ADCP и результатам численных экспериментов с гидродинамической моделью	49
4. Оценка нестационарности статистической связи между течениями и касательным трением ветра во время штормовых нагонов	69
5. Механизмы межгодовой изменчивости штормовых нагонов	74
5.1. Влияние характеристик атмосферных циклонов на межгодовую изменчивость штормовых нагонов	77
5.2. О влиянии изменений бароклинности Балтийского моря на межгодовую изменчивость опасных подъемов уровня моря	90
5.3. Влияние межгодовой изменчивости сезонных колебаний уровня моря на штормовые нагоны	95
Заключение	102
Список литературы	108
Приложение А Список иллюстраций	114
Приложение Б Список таблиц	119

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы

Штормовые нагоны уровня моря относятся к опасным гидрометеорологическим явлениям, которые в ряде случаев приводят к наводнениям, иногда катастрофического характера. В Финском заливе наибольший ущерб от опасных подъёмов уровня, вызванных штормовыми нагонами, испытывает его восточная часть. Несмотря на ввод в эксплуатацию в 2011 г. комплекса защитных сооружений Санкт-Петербурга от наводнений (КЗС), проблема опасных подъемов уровня остаётся насущной для районов Санкт-Петербурга и Ленинградской области, расположенных к западу от КЗС. Здесь, во время штормовых нагонов, подвержены подтоплению прибрежные территории, размываются береговая линия, пляжи Курортного района Санкт-Петербурга, участки шоссейных дорог, наносится ущерб объектам хозяйственной деятельности, построенным в береговой полосе (рисунок В.1). Согласно оценкам Клеванного, основанным на численных экспериментах с гидродинамической моделью, после закрытия створов КЗС дополнительный подъём уровня моря к западу от дамбы составляет от 3 до 10% (Клеванный, Колесов, Мостаманди, 2015).



Рисунок В.1. Последствия наводнения 2011 года. Дорога Большая Ижора – Лебяжье (Слева) фото Сухачева В.Н., Парк Сестрорецкие Дубки (справа), фото Иванова П. (<https://ru.wikipedia.org>).

Большую озабоченность вызывают возможные последствия для Балтики глобального повышения уровня Мирового океана. Результаты анализа спутниковой альтиметрической информации показывают, что средний рост уровня Мирового океана за период 1993 - 2021 гг. составляет 3.51 мм/год (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/news>). Оценки линейных трендов в изменениях уровня Балтийского моря, выполненные на основе анализа спутниковой альтиметрической информации за период 1993- 2015 гг., свидетельствуют, что уровень моря в Балтике растёт быстрее, чем в Мировом океане: в среднем по акватории моря его рост составляет 4.0 мм/год, а для Финского залива - до 5.5 мм/год (Madsen и др., 2019). Эти оценки свидетельствуют об увеличении вероятности событий штормовых нагонов в Финском заливе. Результаты последних палеоклиматических исследований, опубликованных в работе (Dutton и др., 2015) показывают, что 125 тысяч лет назад температура воздуха была такой же, как сейчас, однако уровень моря тогда превышал настоящий примерно на 6 м. Авторы работы предполагают, что таяние ледниковых покровов Земли запаздывает относительно глобального потепления, и с течением времени, если настоящее потепление будет продолжаться, ледниковый покров нашей планеты начнет таять активнее и уровень моря может подняться на 6 м, как и 125 тыс. лет назад. Понятно, что такой сценарий будет сопровождаться затоплением огромных площадей прибалтийских государств. Прогностические оценки финских исследователей показывают, что в будущем на юге Финляндии эвстатическое повышение уровня моря превысит влияние противоположного процесса поднятия суши (Leppäranta, Myrberg, 2009).

Группа американских исследователей, используя теорию экстремальных значений к имеющимся сведениям о темпах повышения уровня моря и наводнениях, спрогнозировала, что к 2050 году уровень океана вблизи большинства прибрежных территорий повысится на 10-20 см, а частота наводнений увеличится в 2 раза (Vitousek и др., 2017).

Отмечающееся в последние десятилетия заметное увеличение количества штормовых нагонов в открытой Балтике и Финском заливе (Wolski и др., 2014) не

находит пока ещё представительного научного объяснения его причин. Устоявшиеся на сегодняшний день представления об основном механизме наводнений в устье Невы, связанном с совместным воздействием штормового нагона и длинной гравитационной волны, амплитуда которой резко возрастает в результате резонанса с анемобарическими силами, выглядят ограниченными на фоне современных теоретических исследований динамики низкочастотных волн, и, в частности, градиентно-вихревых волн.

Во 2-й половине XX века на востоке Финского залива были проведены специальные натурные эксперименты по исследованию изменчивости гидрологических характеристик во время опасных подъёмов уровня моря (Михайлов, 1964; Михайлов, 1966). Анализ полученных в рамках этих экспериментов данных позволил сделать выводы об однородности вертикальной структуры течений при опасных подъёмах уровня моря и об оправданности применения системы уравнений «мелкой воды» для гидродинамического прогноза невских наводнений. Однако оценка вертикальной структуры течений в восточной части Финского залива производилась Ю.Д. Михайловым по данным их измерений всего на 2 горизонтах, причем верхний измеритель на буйковых станциях ставился на горизонте 14 м от поверхности моря. Понятно, что столь грубое разрешение измерений течений по вертикали не дает возможности достаточно точно оценить их вертикальную структуру.

В последние десятилетия измерения океанологических характеристик производятся с помощью новых, более представительных приборных комплексов, стала доступна для широкого круга пользователей разнообразная спутниковая информация, данные реанализов метеорологических и гидрофизических полей; значительное развитие получили методы статистического анализа гидрометеорологической информации, численного гидродинамического моделирования морских акваторий, что позволяет на новом, более представительном уровне исследовать и идентифицировать процессы, определяющие штормовые нагоны в Финском заливе.

Основная цель диссертационной работы – оценить статистические характеристики штормовых нагонов в Финском заливе Балтийского моря, особенности изменчивости термохалинной структуры и течений во время их формирования, а также исследовать причины и механизмы межгодовых изменений штормовых нагонов в современных климатических условиях.

Для достижения цели решаются следующие задачи:

1. Обосновать критерий выделения штормовых нагонов в рядах мареографных измерений уровня моря.
2. Выделить, на основе предложенного критерия, штормовые нагоны в рядах уровня моря и оценить их статистические характеристики.
3. Исследовать изменения термохалинной структуры и течений в Финском заливе в период формирования опасных подъёмов уровня моря, вызываемых штормовыми нагонами.
4. Оценить особенности статистической связи между динамическими процессами в Финском заливе и изменчивостью касательного трения ветра во время штормовых нагонов.
5. Исследовать влияние различных гидрометеорологических процессов на межгодовую изменчивость штормовых нагонов в Финском заливе.

Научная новизна работы

1. Предложен критерий выделения штормовых нагонов, учитывающий пространственную изменчивость их интенсивности, с помощью которого выделены штормовые нагоны в Финском заливе и оценены их статистические характеристики.
2. На основе анализа данных океанографических станций и реанализа гидрофизических полей исследованы особенности временной изменчивости термохалинной структуры вод Финского залива во время формирования штормовых нагонов, вызывающих опасные подъемы уровня моря.
3. С помощью анализа данных ADCP и результатов численного гидродинамического моделирования оценен сравнительный вклад баротропой и бароклинной компонент в изменения суммарных течений во время штормовых нагонов в Финском заливе.
4. Исследованы особенности нестационарности статистической связи между касательным трением ветра и характеристиками динамики вод во время штормовых нагонов, вызывающих опасные подъемы уровня моря.
5. Выявлен заметный вклад сезонных колебаний уровня на межгодовую изменчивость количества штормовых нагонов уровня в Финском заливе: в 95% случаев события невских наводнений в период с 1971 по 2018 гг. происходили во время положительной аномалии сезонных изменений уровня моря.
6. Показано, что наблюдающееся уменьшение количества и интенсивности штормовых нагонов в Финском заливе в конце XX и начале XXI веков в большинстве случаев связано со снижением циклонической активности в атмосфере.

Положения, выносимые на защиту:

1. Оценки межгодовой изменчивости статистических характеристик штормовых нагонов в Финском заливе, выделенных с помощью предложенного критерия.
2. Основные закономерности изменчивости термохалинной структуры и течений в периоды формирования штормовых нагонов, вызывающих опасные подьёмы уровня моря в Финском заливе.
3. Оценки нестационарности статистической связи между характеристиками динамики вод и касательным трением ветра во время штормовых нагонов.
4. Основные механизмы межгодовой изменчивости характеристик штормовых нагонов в Финском заливе в конце XX и начале XXI веков.

Практическая значимость

Результаты работы вошли в материалы отчетов по темам плана НИОКР (НИТР) Росгидромета:

1.5.4.3. «Исследование режимно-климатических характеристик акваторий Мирового океана, морей и морских устьев рек России, включая полярные области Земли» (2011-2013 гг.).

1.5.1.2 «Разработать модели и создать технологии диагноза и прогноза течений и уровня на морях России с детализацией в шельфовых зонах» (2014-2016 гг.)

1.5.3.5. «Оценка гидрометеорологических и ледовых условий морей России и разработка ежегодных и квартальных обзоров текущего состояния морей России» (2014-2016 гг.)

1.5.3.8 «Оценка изменчивости гидрометеорологических характеристик Балтийского моря за период с 1979 по 2013 годы» (2014-2016 гг.)

1.5.2.1 Обзор условий и тенденций развития гидрометеорологических процессов в Балтийском море в 2018 г., включая опасные гидрологические явления (2017-2019 гг.)

1.5.2.3 «Оценка характеристик аномальных гидрологических процессов в Балтийском море с помощью статистического анализа контактной, спутниковой информации и результатов численного гидрометеорологического моделирования» (2017-2019 гг.)

4.6.7 «Выявление и прогноз негативных тенденций в современных изменениях гидрологических процессов, вызванных меняющимся климатом и усиливающимся антропогенным воздействием (на примере Балтийского моря)» (2020-нв)

4.6.8 «Разработка рекомендаций по развитию системы защиты Санкт-Петербурга от наводнений» (2020-нв)

Результаты могут быть использованы:

- в работе федеральных и региональных органов исполнительной власти для планирования и реализации мероприятий обеспечивающих достижение целей устойчивого развития прибрежных акваторий Финского залива Балтийского моря;

- в работе органов территориального и стратегического планирования для оценки возможных изменений природной среды и климата в регионе Финского залива с целью планирования мер по адаптации к изменениям климата и реализации Национального плана мероприятий по адаптации.

- при проектировании и строительстве гидротехнических сооружений, транспортировке грузов в акватории Финского залива, а также для обеспечения государственных органов и населения Санкт-Петербурга и Ленинградской области информацией о состоянии гидрометеорологических условий в регионе Финского залива Балтийского моря.

- в работе структурных подразделений Дирекции комплекса защитных сооружений Санкт-Петербурга от наводнений (КЗС)

Апробация и публикация результатов

Результаты работы докладывались на Российских и международных конференциях, итоговых сессиях ФГБУ «ГОИН» и СПО ФГБУ «ГОИН», на рабочих семинарах, заседаниях ученого совета Государственного океанографического института и на аттестации аспирантов. Результаты представлялись в форме устных и стендовых докладов.

Научные результаты работы опубликованы в 1 монографии, 18 статьях в периодических изданиях, в том числе 10 работ в изданиях, индексируемых в WOS и Scopus, а также в материалах и тезисах докладов российских и международных конференций:

Перечень публикаций в реферируемых научных изданиях (WoS и Scopus)

1. Е.А. Захарчук, В.Н. Сухачев. «К вопросу об идентификации волн невских наводнений». Метеорология и гидрология, 2013, №3, с 66-74.
2. Е.А. Захарчук, А.С. Кудрявцев, В.Н. Сухачев. «О резонансно-волновом механизме больших балтийских затоков». Метеорология и гидрология, 2014, №2, с 56-68.
3. Е.А. Захарчук, В.Н. Сухачев, Н.А. Тихонова. «О возможных причинах увеличения частоты невских наводнений в последние десятилетия». Метеорология и гидрология, 2015, №1, с. 86-95.
4. Е.А. Захарчук, В. Н. Сухачев, Н.А. Тихонова «Статистическая структура течений синоптического масштаба в районе материкового склона моря Лаптевых и особенности их генерации под действием анемобарических сил». Океанология, 2016, том 56, №5, с. 1-18.
5. Н.А. Тихонова, В.Н. Сухачев «Волновая интерпретация больших Балтийских затоков». Метеорология и гидрология, 2017, №4, с 67-79.
6. Е.А. Захарчук, В.Н. Сухачев «Использование спутниковой альтиметрической информации для оценки особенностей генерации возмущений уровня синоптического масштаба под действием касательного трения ветра в системе Балтийского и Северного морей». Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 7. С. 163-174

7. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А., Сухачев В.Н. «О пространственной структуре и распространении волн невских наводнений». Метеорология и гидрология. 2020. № 4. С. 42-53
8. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А. «Штормовые нагоны в Финском заливе Балтийского моря». Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2021. Т. 66. № 4. С. 781-805.
9. Zakharchuk, E.A., Sukhachev, V.N., Tikhonova, N.A., Kouraev, A., Zakharova, E. «Seasonal fluctuations in Baltic sea level determined from satellite altimetry». Continental Shelf Research 249,104863 2022
10. Е. А. Захарчук, В. Н. Сухачев, Н. А. Тихонова, Е. Н. Литина. «Стационарное и нестационарное описание сезонной изменчивости уровня Балтийского моря по данным мареографических измерений». Морской гидрофизический журнал, 2022, том 38, №6, с 655-678, DOI: 10.22449/0233-7584-2022-6-655-678

Перечень публикаций в реферируемых научных изданиях (ВАК и РИНЦ):

1. Сухачев В.Н., Смирнов К.Г., Захарчук Е.А., Клеванцов Ю.П. «Особенности изменчивости гидрологических характеристик восточной части Финского залива на основе измерений на автоматической придонной станции СПО ГОИН». /В сб.: Наш общий Финский залив. Сборник материалов I научной конференции СПбГУ «Год Финского залива – 2014». – СПб, Санкт-Петербургский гос. ун-т, 2012, с. 244-247.
2. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А., Фукс В.Р. «О механизмах формирования невских наводнений». /В сб.: Наш общий Финский залив. Сборник материалов I научной конференции СПбГУ «Год Финского залива – 2014». – СПб, Санкт-Петербургский гос. ун-т, 2012, с. 81-85.
3. Е. А. Захарчук, В. Н. Сухачев, Н.А. Тихонова «О влиянии межгодовой изменчивости характеристик атмосферных циклонов на частоту опасных подъемов уровня моря на востоке Финского залива». Проблемы Арктики и Антарктики, 2014, №3, с 27-36.
4. В. Н. Сухачев, Е. А. Захарчук, Ю. П. Клеванцов, Н.А. Тихонова. «Изменчивость гидрологических характеристик в восточной части Финского залива по данным

на автоматической донной станции СПО ГОИН». Проблемы Арктики и Антарктики, 2014, №3, с 97-107.

5. Г.А. Григорьева, Ю.П. Клеванцов, В.А. Рожков, В.Н. Сухачев. «Пространственно-временная изменчивость колебаний уровня Атлантического океана». Изв. РГО, 2015, Т. 147 вып. 4. С 8-24
6. Г.А. Григорьева, Ю.П. Клеванцов, В.А. Рожков, В.Н. Сухачев. «Мезомасштабные вихри в северной части Атлантического океана». Изв. РГО, 2015, Т. 147 вып. 6. С 28-46
7. В.Н. Сухачев, Е.А. Захарчук «Изменчивость гидрометеорологических характеристик в периоды распространения по Финскому заливу волн невских наводнений». Тр. Гоин, Москва 2016 вып. 217 стр. 138-158
8. Захарчук Е.А., Литина Е.Н., Клеванцов Ю.П., Сухачёв В.Н., Тихонова Н.А. «Нестационарность гидрометеорологических процессов Балтийского моря в условиях меняющегося климата». Труды ГОИН. №218. 2017 г., С. 6-62.

Монография:

Е.А. Захарчук, В.Н. Сухачев, Н.А. Тихонова «Механизмы опасных подъемов уровня моря в Финском заливе» изд. «Петербург-XXI век», 2017, 152 с.

1. СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МЕХАНИЗМАХ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Термин штормовой нагон в научной литературе имеет разные определения. Например, К. Боуден определяет штормовой нагон как вызываемое метеорологическими причинами возмущение уровня моря относительно поверхности, искривлённой приливом (Боуден, 1988). В Международном Гидрологическом Словаре (*International Glossary of Hydrology*, 1992) штормовой нагон — это повышение уровня моря, вызванное прохождением центра низкого атмосферного давления. Gönner (Gönner и др., 2001) рассматривают штормовой нагон как колебания уровня воды в прибрежной зоне, продолжающиеся от нескольких минут до нескольких дней, и возникающие в результате воздействия систем атмосферного давления на морскую поверхность. Pugh and Woodworth (Pugh, Woodworth, 2014) понимают под этим явлением подъемы уровня, которые вызваны сильными ветрами и низким давлением воздуха, возникающими во время штормов.

В морском энциклопедическом справочнике штормовой нагон определяется как подъем уровня моря у побережья в результате действия сильного ветра и статического эффекта атмосферного давления при прохождении циклона, и, далее, уточняется, что в зависимости от конфигурации береговой черты, преобладающих глубин в прибрежной зоне и фазы астрономического прилива общий подъем уровня при штормовом нагоне может достигать 7 м и более, что приводит к катастрофическим наводнениям на побережье (Исанин, 1986).

Horsburgh (Horsburgh и др., 2021) определяют штормовой нагон как повышение уровня моря, вызванное низким атмосферным давлением и сильными ветрами, которые в сочетании с вращением Земли перемещают воду к береговой линии.

Перечисленные определения не в полной мере учитывают многофакторность штормового нагона. Название этого опасного природного явления указывает, что

процесс значительного подъёма уровня моря происходит во время шторма. Однако, продолжительность одного шторма в северной Балтике колеблется от 3.5 до 9 часов, а в южной – от 3 до 10 часов (Терзиев, Рожков, Смирнова, 1992), в то время как, например, продолжительность штормовых нагонов у побережий Германии и Польши варьирует от 11 до 117 часов (Sztobryn и др., 2005). Такие расхождения в продолжительности штормов и штормовых нагонов объясняются тем, что под действием касательного трения ветра в движущемся над морем глубоком циклоне, возбуждаются не только интенсивные ветровые течения, которые при нагонном направлении ветра переносят к берегу значительные массы воды и совместно со статическим эффектом атмосферного давления приводят к значительному подъёму уровня в прибрежной зоне. Анемобарические силы в циклоне возбуждают также длинные волны, на гребень которых накладывается ветровой нагон уровня моря (Аверкиев, Клеванный, 2007; Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2020; Захарчук, Тихонова, 2011; Лабзовский, 1971). В период формирования штормовых нагонов длинные волны распространяются с запада на восток Финского залива со скоростями от 4.5 до 11.2 м/с и имеют периоды от 25 до 41 часа (Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2020; Захарчук, Тихонова, 2011). В работе Захарчука и Тихоновой (Захарчук, Тихонова, 2011) было показано, что не всегда длинные волны, вызывающие наводнения на востоке Финского залива имели характеристики свободных баротропных гравитационных волн; в ряде случаев они идентифицировались как топографические волны (Захарчук, Тихонова, 2011). Результаты численных экспериментов на трёхмерной гидродинамической модели Балтийского моря свидетельствуют, что из-за значительной замкнутости моря и вращения Земли длинные волны, вызывающие особо опасные подъёмы уровня моря в Рижском и Финском заливах во время штормовых нагонов трансформируются в прогрессивно-стоячие волны, имеющие выраженную амфидромическую систему с узлом в районе Готландской впадины и пучности на востоке Финского залива, в Рижском заливе и на юго-западе Балтики (Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2020). В Финском заливе, согласно численным экспериментам, преобладает поступательное волновое движение водных масс во время штормового

нагона (Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2020). Продвигаясь к вершине Финского залива, длинная волна постоянно увеличивается в высоте вследствие уменьшения площади поперечных сечений залива. Лабораторные опыты М.С. Грушевского показали, что свободная волна, распространяющаяся вдоль Финского залива, увеличивает свою высоту в Невской губе в 3 – 3,5 раза (Грушевский, 1954). Численные эксперименты на гидродинамической модели свидетельствуют, что длинная волна при отсутствии возмущающих сил, распространяясь по Финскому заливу, увеличивает свою высоту всего на 40 – 50% (Аверкиев, Клеванный, 2007). Ещё одним важным фактором, влияющим на опасные подъёмы уровня в Финском заливе во время штормовых нагонов, является резонанс между анемобарическими силами в атмосферном циклоне и собственными колебаниями Балтийского моря (Куликов, Медведев, 2013; Лабзовский, 1971). Согласно теоретическим исследованиям, любой морской бассейн характеризуется набором собственных частот баротропных и бароклинных колебаний, которые делятся на два основных класса (Ле Блон, Майсек, 1981). Собственные колебания 1-го класса - длинные гравитационные волны, являющиеся продольными волнами. Собственные колебания 2-го класса – градиентно-вихревые волны, наиболее известными и изученными представителями которых являются волны Россби и топографические волны (Ле Блон, Майсек, 1981). Это преимущественно горизонтально-поперечные волновые движения, которые генерируются только на частотах, лежащих ниже инерционной частоты (Pedlosky, 1979).

При совпадении скорости движения атмосферных циклонов с фазовой скоростью свободных волн, генерирующихся на частотах собственных колебаний Балтийского моря, происходит явление резонанса, что приводит к особенно сильному увеличению высоты длиной волны и связанному с ней подъёму уровня. По оценкам Н. А. Лабзовского (Лабзовский, 1971) явление резонанса в Финском заливе возможно при скоростях атмосферных циклонов 15 - 21 м/с. По результатам численного гидродинамического моделирования экстремальные подъёмы уровня в восточной части Финского залива формируются при меньших скоростях движения циклонов (12 – 15 м/с) (Аверкиев, Клеванный, 2007).

Результаты численных экспериментов на гидродинамической модели показывают, что основная сила, возбуждающая опасные подъемы уровня на востоке Финского залива во время штормовых нагонов – сила тангенциального напряжения ветра, вклад которой составляет 69%. Влияние силы горизонтального градиента атмосферного давления и его статического эффекта не превышает, соответственно, 15% и 16% (Аверкиев, Клеванный, 2007).

Таким образом, процесс формирования штормового нагона связан с совместным влиянием нескольких факторов, вклады которых в суммарный подъем уровня моря во время штормового нагона могут различаться в каждом конкретном случае.

В данной работе мы будем понимать под штормовыми нагонами значительные подъемы уровня моря в прибрежной зоне, вызываемые суммарным действием вращения Земли, сил касательного трения ветра, градиента атмосферного давления и его статического эффекта в глубоком циклоне и длинной волны, которая генерируется под прямым воздействием анемобарических сил или же в результате резонанса этих сил с собственными колебаниями морского бассейна.

Штормовые нагоны уровня моря относятся к опасным гидрометеорологическим явлениям в силу того, что в ряде случаев они приводят к наводнениям, иногда катастрофического характера. Наибольший ущерб штормовые нагоны оказывают в восточной части Финского залива, где под их влиянием формируются опасные подъемы уровня моря, во время которых наносится значительный ущерб прибрежной инфраструктуре.

К опасным подъемам уровня, вызывающим наводнения в Санкт-Петербурге, исторически принято относить превышения уровня более 160 см относительно нуля Кронштадтского футштока (рисунок 1.1), за который принимается среднее многолетнее положение водной поверхности Балтийского моря у гидрометеорологического поста Кронштадт (о. Котлин). При таких подъемах уровня моря воды р. Невы выходят из берегов, и в Санкт-Петербурге происходят подтопления городских территорий. С самого начала строительства города Санкт-

Петербурга его жители столкнулись с опасностью затопления городских территорий. Уже спустя два месяца после заложения города 19 августа 1703 года, наводнение прервало строительные работы, разнесло часть леса и строительных материалов, превратив войсковой лагерь, расположившийся на границе Петроградской и Выборгской сторон в непроходимое болото.

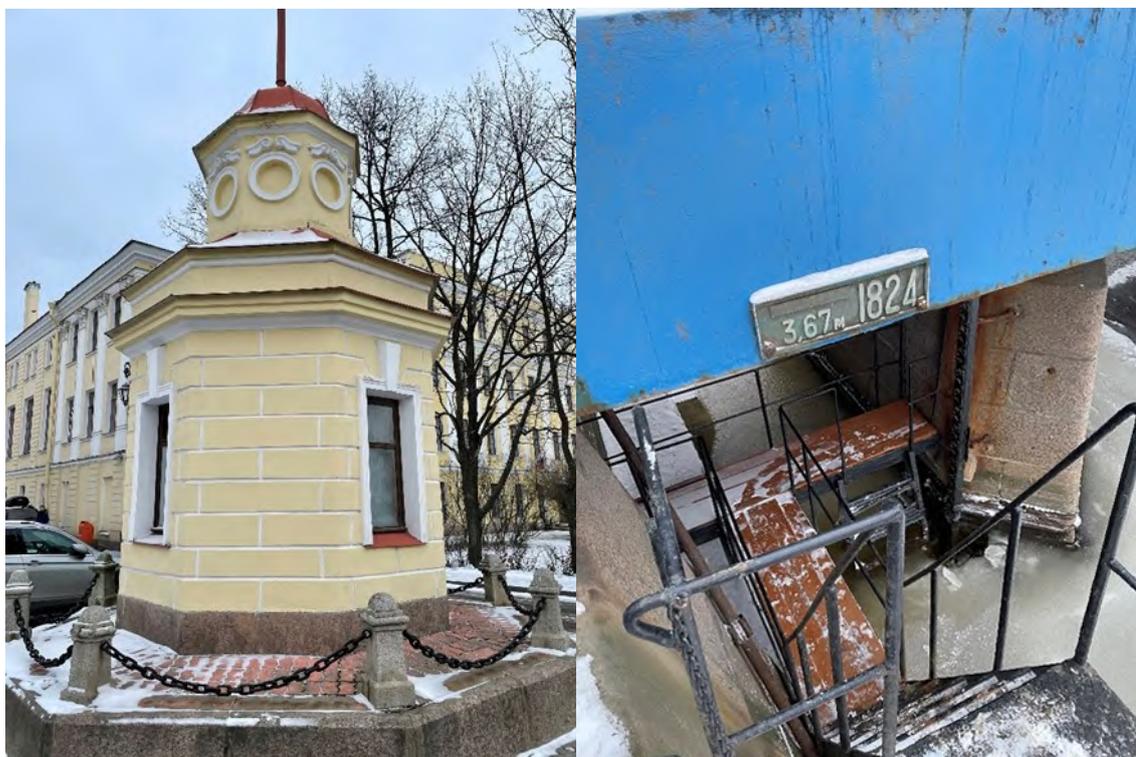


Рисунок 1.1. Здание Кронштадтского футштока.

В ряде случаев наводнения в устье Невы оборачивались для его жителей настоящим стихийным бедствием с человеческими жертвами. Так, катастрофическое наводнение 1824 г., при котором вода поднялась на 421 см относительно нуля Кронштадтского футштока, стоило городу около 4000 человеческих жизней (рисунок 1.2 и 1.3). В это наводнение было уничтожено 324 постройки, повреждено 3257 строений и погибло около 3600 голов скота. Исторические данные свидетельствуют, что и ранее в устье Невы случались экстремальные подъемы уровня моря, превышающие даже вышеуказанные (Кондратович, 1993). Так, в 1300 г., судя по летописям, уровень поднялся выше ординара более чем на 500 см (Ильина, Грахов, 1978).

Первые достоверные сведения о невских наводнениях относятся к началу XVIII века, когда в восточной части Финского залива в период строительства г. Санкт-Петербурга (1703 г.) и крепости Кронштадт на о. Котлин начали производиться эпизодические измерения уровня. В это время в Петербурге был установлен первый футшток – постоянная водомерная рейка с делениями, предназначенная для непосредственного отсчета уровня воды, а в 1707 году – организована футшточная служба на о. Котлин. Замеры уровня моря были необходимы для безопасного плавания кораблей молодого российского флота по мелководьям Финского залива и устьевой области Невы, а также для строительства оборонительных сооружений на о. Котлин. В этот период в районе Невской губы и Финского залива в разное время действовало более 30 пунктов водомерных наблюдений. Регулярные срочные (3 раза в сутки) наблюдения здесь были начаты с 1806 года. В конце 1897 г. на водомерном посту у г. Кронштадта был установлен самописец уровня и, начиная с 1898 г., по этому пункту имеются данные ежечасных значений уровня моря.

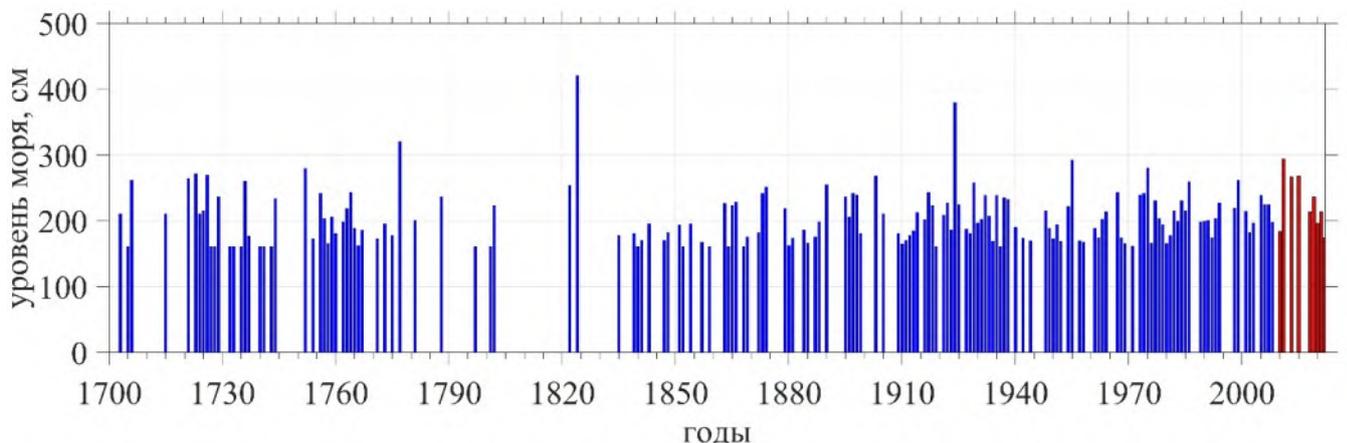


Рисунок 1.2. Величины подъемов уровня моря в Балтийской системе во время наводнений. Красным цветом отмечены значения уровня моря, зафиксированные на дамбе, после ввода КЗС в эксплуатацию.



Рисунок 1.3. Отметки уровня воды в Петропавловской крепости при катастрофических наводнениях в Санкт-Петербурге.

История исследования Санкт-Петербургских наводнений помнит различные трактовки механизмов их формирования. Ещё в конце XVIII века академик Крафт (Крафт, 1780) на основе собранных им материалов натуральных наблюдений пришел к выводу, что основной причиной наводнений являются западные и юго-западные ветра, нагоняющие воду с моря в Невскую губу. Второй причиной Крафт считал воздействие приливообразующих сил на колебания уровня в устье Невы. Позже, на основе теоретических и эмпирических исследований приливов было показано, что их воздействие на экстраординарные подъемы уровня в восточной части Финского залива пренебрежимо мало, из-за относительно небольших размеров моря, его значительной замкнутости и ограниченной связи с Атлантическим океаном.

В XIX веке академиками Берхом (Берх, 1826) и Шубертом (Шуберт, 1877) поддерживалось мнение о формировании наводнений стоком р. Невы, которая при сильных западных ветрах не может преодолеть их напора и излить свои воды в Финский залив. Однако это предположение было опровергнуто последующими

измерениями уровня во время наводнений, которые показали наличие обратного его уклона (уменьшение уровня во время наводнений от Невской губы в сторону речного русла Невы).

В самом конце XIX и первой половине XX века широкое распространение получила волновая интерпретация невских наводнений, впервые предложенная М. А. Рыкачевым (Рыкачев, 1898), и, в дальнейшем, получившая развитие в работах В. Ю. Визе (Визе, 1925); С. А. Советова (Советов, 1933); В. А. Берга (Берг, 1935). Классическое отличие волн от не волновых колебаний объясняется наличием орбитальных движений частиц воды с соответствующим распространением в пространстве формы волны, без переноса массы, что не свойственно другим видам колебательных движений. Появление волновой трактовки наводнений было связано с результатами анализа инструментальных измерений уровня моря в различных береговых пунктах Балтийского моря, сеть которых постоянно увеличивалась. Было замечено, что перед наводнениями максимум возмущения уровня в прибрежной зоне перемещается с юга на север открытой Балтики, а затем заходит в Финский залив и распространяется по нему, значительно увеличиваясь по амплитуде вследствие уменьшения площади его сечения, иногда до опасных и катастрофических размеров.

На основе подобных наблюдений была высказана гипотеза о прогрессивном характере волны, формирующей наводнения в устье Невы. По разности времени прихода максимума в соседние пункты оценивалась скорость распространения прогрессивной волны на различных участках побережья. В таблице 1.1, взятой из работы Макриновой (Макринова, 1954), представлены оцененные указанным выше способом скорости распространения волны на различных участках побережья Балтийского моря во время формирования катастрофического наводнения в Невской губе в сентябре 1924 года. Хорошо видно, что эти скорости меняются в широких пределах от 4 до 50 м/с. Так как до 2-й половины XX века среди различных видов океанских длинных волн были известны только гравитационные волны, становится понятным желание исследователей тех лет идентифицировать волны невских наводнений как длинные гравитационные волны. Теоретические

оценки фазовых скоростей длинных гравитационных волн для средних глубин открытой Балтики (59 м) и Финского залива (29 м), выполненные по известной формуле $C=(gH)^{1/2}$, где H – глубина моря, g – ускорение силы тяжести, равны соответственно, 24 и 17 м/с. Сравнение этих оценок, с представленными в таблице 1.1, показывает, что на некоторых участках побережья скорости распространения волны, формирующей наводнение, действительно близки к теоретической фазовой скорости длинных гравитационных волн, а на других – в несколько раз отличаются от таковой. Завышенные эмпирические оценки волны наводнения, относительно их теоретических значений, объяснялись тем, что в западной части Финского залива, вследствие большей глубины у южного берега, чем у северного, фронт волны располагался не поперек залива, а под углом, причем распространение волны вдоль южного берега опережало ее распространение вдоль северного берега (Грушевский, 1954; Макринова, 1954).

Таблица 1.1. Оценки скорости распространения волны на разных участках побережья Балтики, сформировавшей катастрофическое наводнение в Ленинграде 23 сентября 1924 года (Макринова, 1954).

Станция	Расстояние, км	Время прохождения пика волны		Скорость волны, м/с
		Дата и часы	Интервал от Истада, часы	
Истад	0	22.09 20:00	0	16.7
Кунгсхольм	120	22.09 22:00	2	23.9
Ландсорт	550	23.09 03:00	7	19.4
Стокгольм	620	23.09 04:00	8	4.4
Дегерби	700	23.09 09:00	10	9.2
Ханко	800	23.09 12:00	16	50.0
Таллин	890	23.09 12:30	16:30	16.7
Хельсинки	920	23.09 13:00	17	13.9
Ленинград	1220	23.09 19:15	23:15	

На основе представленных выше наблюдений и оценок интерпретация волн невыхских наводнений, как прогрессивных длинных гравитационных волн, утвердилась среди многих исследователей на целый век, вплоть до наших дней, не подвергаясь сомнению.

Параллельно с этой гипотезой в первой половине XX века существовала точка зрения, что причиной невыхских наводнений могут быть стоячие колебания воды (сейши) в системе открытая Балтика - Финский залив (Дубов, 1937; Иванов,

1946). Сейшами принято называть свободные затухающие колебания уровня моря в замкнутых или частично ограниченных водоёмах, происходящие по инерции после прекращения действия возмущающих сил в виде стоячих гравитационных волн с частотами собственных колебаний бассейна (Грузинов, 1973; Деменицкая, 1974; Лабзовский, 1971). Самый простой вид сейш – когда уровень воды поднимается у одного края бассейна, в то же время, опускаясь у другого его края. Посередине бассейна наблюдается узловая линия, вдоль которой колебания уровня отсутствуют, и частицы воды движутся только горизонтально. Этот вид сейш называют одноузловыми. Двухузловой называют сейшу, имеющую две узловые линии. Сейши бывают и многоузловые – три, четыре и более узлов. Специфической особенностью сейш является одновременность фазы колебания во всех точках бассейна со скачкообразным ее изменением на 180° в узловой зоне.

Указания на сейши в Балтийском море делались обычно на том основании, что при подъеме уровня воды в одном рассматриваемом участке Балтийского моря или Финского залива в их противоположных концах наблюдается низкое стояние уровня моря. Однако этот признак не является достаточным для идентификации колебаний уровня как сейш. В связи с этим В. П. Дубов (Дубов, 1937) прибег к лабораторному моделированию гидродинамических процессов, развивающихся в Балтийском море и Финском заливе. Он получил четыре различных системы сейш – от одного до четырех узлов, и имевших следующие периоды колебаний: одноузловая сейша – 48 часов, двухузловая – 30 часов, трехузловая – 24 часа, четырехузловая – 8 часов.

Результаты лабораторных исследований Дубова оказали большое влияние на направление мысли ряда исследователей, занимавшихся поисками и исследованиями сейшеобразных колебаний в Балтийском море. Некоторые из них стали даже считать сейши основной причиной невских наводнений (Иванов, 1946; Скорняков, 1948).

Сейши Балтийского моря изучались и немецким ученым Нейманом (Neuman, 1941). Согласно его исследованиям амплитуды, сейш в восточной части Финского залива очень невелики и обычно не превышают 10 см и лишь в исключительных

случаях достигают 40 см. Тем не менее, он допускал возможность неблагоприятных гидрометеорологических условий, при которых сейшеобразные колебания могут достигнуть больших размеров.

В работах более позднего периода, основанных на результатах лабораторного и численного гидродинамического моделирования, авторы приходят к выводу о незначительном влиянии сейш на формирование опасных и катастрофических подъемов уровня в устье Невы (Грушевский, 1954; Лабзовский, 1971; Пясковский, Померанец, 1982).

В настоящее время согласно современным представлениям, основанным на эмпирических и теоретических исследованиях, невские наводнения представляют собой сложный многофакторный процесс. Считается, что опасные подъёмы уровня в Невской губе, приводящие к наводнениям, формируются в результате суперпозиции колебаний уровня моря разных временных масштабов: мезомасштабных, синоптических, сезонных, многолетних. Преобладающий вклад в формирование невских наводнений вносят мезомасштабные колебания уровня моря с характерными периодами около одних суток (Антонов, 2001; Нежиховский, 1981; Сводный научно-технический отчет по теме 176 «Метод прогноза Ленинградских наводнений, 1966»), вызываемые анемобарическими силами в перемещающихся над акваторией Балтийского моря глубоких циклонах (Аверкиев, Клеванный, 2009; Грушевский, 1954; Лабзовский, 1971; Пясковский, Померанец, 1982). Их вклад в суммарные подъёмы уровня моря во время наводнений по оценкам (Захарчук, Тихонова, 2011) может достигать 73%.

В статье (Захарчук, Тихонова, 2011) было высказано сомнение, относительно единственно возможной идентификации волн невских наводнений как длинных гравитационных, так как, согласно теоретическим представлениям, эти волны на вращающейся Земле могут генерироваться только на периодах меньше инерционного (Педлоки, 1984). Период инерционных колебаний для широты Санкт-Петербурга равен 13.86 часов, в то время как характерные периоды невских наводнений равны 24 - 30 часам, а максимальные – 70-75 часам (Антонов, 2001; Нежиховский, 1981; Сводный научно-технический отчет по теме 176 «Метод

прогноза Ленинградских наводнений, 1966), то есть они в 2-5 раз больше периода инерционных колебаний. Единственный вид гравитационных волн, которые могут генерироваться на периодах больше инерционного – это волны Кельвина – захваченные берегом длинные гравитационные волны (Ле Блон, Майсек, 1981; Педлоски, 1984). Захват волновой энергии этих волн в океанах и морях связан с совместным эффектом наличия боковой границы и вращения Земли. Однако, согласно работе (Педлоски, 1984), для существования волн Кельвина на низких частотах, для которых $\sigma \ll f$ (где σ - частота волны, f - параметр Кориолиса, $f=2\Omega\sin\theta$, Ω - угловая скорость вращения Земли, θ - широта места), обязательно должно выполняться неравенство

$$kR_0 \ll 1 \quad (1)$$

где k - волновое число, R_0 - внешний радиус деформации Россби, $R_0 = \frac{\sqrt{gH}}{f}$.

То есть длина волны должна намного превосходить R_0 . В работе (Захарчук, Тихонова, 2011) на основе фурье-анализа синхронных измерений уровня моря на материковых и островных станциях восточной части Финского залива было показано, что в периоды формирования опасных подъёмов уровня моря, длины волн наводнений варьируют от 452 до 1400 км. Таким образом, для Финского залива неравенство (1) не выполняется – длины волн невских наводнений сравнимы с R_0 , который для средней глубины залива 29 м, равен 839 км. Поэтому, маловероятно, что низкочастотные волны, вызывающие наводнения в устье Невы, могут быть связаны с волной Кельвина.

Учитывая, что характерные периоды волн наводнений больше периода инерционных колебаний, оцененного для широты Финского залива, в работе (Захарчук, Тихонова, 2011) было проведено сравнение их характеристик с теоретическими дисперсионными соотношениями различных видов градиентно-вихревых волн (Белоненко, Захарчук, Фукс, 2004; Тареев, 1974; Фукс, 2005). Сравнение позволило в ряде случаев идентифицировать волны невских наводнений, как бароклинные топографические волны. На основе результатов численного гидродинамического моделирования и анализа метеорологической

информации было показано, что эти волны генерируются в результате резонанса между анемобарическими силами в глубоких атмосферных циклонах и собственными низкочастотными колебаниями в системе Финский залив – открытая Балтика, и идентифицируются как свободные топографические волны (Белоненко, Захарчук, Фукс, 2004). Подобный резонанс осуществляется, когда скорости движения глубоких атмосферных циклонов становятся равными фазовым скоростям свободных топографических волн (Захарчук, Тихонова, 2011). Во время резонанса генерируются вынужденные топографические волны, амплитуда которых особенно сильно возрастает. Распространяясь на восток Финского залива, эти волны вносят, во многих случаях, определяющий вклад в формирование наводнений в Невской губе.

Отмечающаяся тенденция увеличения количества наводнений в Санкт-Петербурге, а также имеющиеся пробелы в наших знаниях об их природе, выявляют необходимость продолжать изучение этого опасного природного явления, уточнять механизмы его возникновения и на их основе разрабатывать новые более точные прогностические модели.

2. ВЫДЕЛЕНИЕ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ И ОПИСАНИЕ ИХ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Наибольший ущерб в Финском заливе штормовые нагоны приносят Санкт-Петербургу и Ленинградской области, вызывая, во многих случаях, наводнения. До 1982 года критерием выделения наводнений в Ленинграде считался уровень более 150 см относительно ординара, за который принимался средний многолетний уровень воды в Неве в районе гидропоста у Горного института. В настоящее время к наводнениям в Санкт-Петербурге принято относить подьёмы уровня выше 160 см относительно нуля Кронштадтского футштока (или нуля Балтийской системы высот), за который принято среднее многолетнее положение водной поверхности Балтийского моря у гидропоста в Кронштадте. Накопленная в Санкт-Петербургском Центре по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Северо-Западного управления Гидрометслужбы статистическая информация позволяет получить сведения о датах, величинах и продолжительности опасных подьёмов уровня моря в Санкт-Петербурге, вызванных штормовыми нагонами. Из рисунка 2.1 и таблицы 2.1, следует, что с 1703 по 2011 гг. в Санкт-Петербурге отмечалось 311 случаев наводнений. Из них 234 - опасные (160 – 210 см), 71 - особо опасные (211 - 300 см) и 3 – катастрофические (более 301 см). Максимальный подъем уровня в устье Невы наблюдался во время наводнения 19(7) ноября 1824 г. и составил 421 см над нулем Балтийского футштока. По расчетам специалистов института «Ленгидропроект» подъем уровня воды в устье Невы может достигать 4.87 м с вероятностью 1 раз в 1000 лет, а 1 раз в 10000 лет – 5.40 м.

Из 311 зарегистрированных наводнений 237 или 76% произошли с сентября по декабрь, то есть осенью и в начале зимы. В зимние месяцы (январь-март) отмечено 45 наводнений (15%), весной и летом (апрель-август) – 26 случаев (9%). Такое распределение случаев наводнений в течение года объясняется сезонным изменением интенсивности циклонической деятельности в атмосфере, а зимой, отчасти, развитием ледяного покрова.

На рисунке 2.1 показано распределение количества случаев наводнений по годам, начиная с 1703 по 2011 гг. Из результатов, приведенных на рисунке 2.1, следует, что в XVIII столетии произошло 75, в XIX - 77, в XX – 138 наводнений, причем в первой половине XX столетия – 57, а во второй – 81 наводнение. Как видно, в XX веке частота их резко увеличилась. За 11 лет нового тысячелетия, до введения в эксплуатации КЗС произошло 22 наводнения.

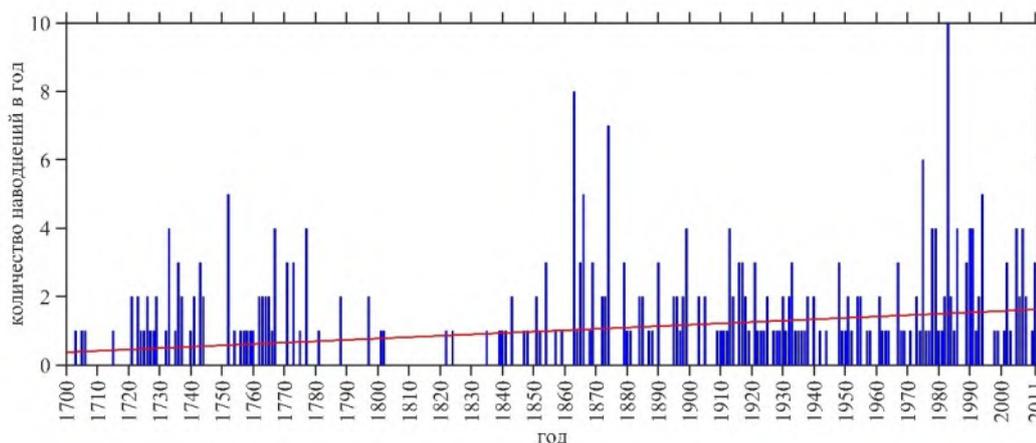


Рисунок 2.1. Распределение случаев Невских наводнений по годам.

Накопленные сведения о наводнениях в устье Невы показывают, что скорость подъема, продолжительность стояния высокого уровня (больше 160 см БС) и скорость спада существенно зависят от высоты подъема уровня во время наводнения: при высоте 150-200 см средняя скорость подъема равняется 20 – 25 см/ч, средняя скорость падения 15 – 20 см/ч; при уровнях выше 200 см скорость подъема увеличивается до 25-30 см/ч, а скорость падения до 20-25 см/ч (Антонов, 2001; Сводный научно-технический отчет по теме 176 «Метод прогноза Ленинградских наводнений, 1966). Наибольшая скорость подъема наблюдалась при наводнениях 15 октября 1929 г. и 1 октября 1994 г. – около 100 см/ч. Наибольшая наблюдаемая скорость спада – 90 см/ч (Сводный научно-технический отчет по теме 176 «Метод прогноза Ленинградских наводнений, 1966). В большинстве случаев время спада бывает в 1.1 – 1.3 раза больше времени подъема (Нежиховский, 1981).

Средняя длительность стояния высокого уровня (более 160 см) при высоте наводнения 190 см составляет 2.5 часа, при 210 см – 3.5 часа, 260 см – 5.5 часа и

при подъеме в 310 см – 7.5 час. Во время наводнения 24-25 ноября 1903 г. с высотой подъема 269 см уровень воды выше 160 см удерживался 13.5 часов. Это случай самого продолжительного стояния высокого уровня (Сводный научно-технический отчет по теме 176 «Метод прогноза Ленинградских наводнений, 1966).

Весь период наводнения от начала резкого подъема уровня воды и до конца его спада, продолжается в среднем по одним источникам 24 часа (Антонов, 2001), а по другим 30 часов (Нежиховский, 1981; Сводный научно-технический отчет по теме 176 «Метод прогноза Ленинградских наводнений, 1966). Наименьший период наводнения составляет 10 – 12 часов, а наибольший 70 – 75 часов (Сводный научно-технический отчет по теме 176 «Метод прогноза Ленинградских наводнений, 1966).

Частота повторяемости наводнений в течение года может значительно меняться. Максимальное количество наводнений – 10 случаев – произошло зимой и осенью 1983 г. Более 5 наводнений в год отмечалось в 1863 г. (8 случаев), в 1874 г. (7 случаев), 1975 г. (6 случаев). Имеется ряд лет, когда наводнения повторялись от 2 до 5 раз в год. В периоды 1745-1751, 1808 – 1821, 1881 – 1894, 1900-1902, 1906-1908, 1945-1947, 1951-1953, 1959-1960, 1965-1966, 1987-1988, 1995-1997, 2000, 2004, 2009, 2012 и 2014 гг. наводнений не отмечалось.

Таблица 2.1. Повторяемость невских наводнений в 1703 -2008 гг.

Класс наводнения	Количество	Месяцы года												Всего
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Опасные 160-210 см	Число случаев	22	7	7	1	4	5	1	10	25	56	57	39	234
	%	9	3	3	<1	2	2	0	4	11	24	24	17	100
Особо опасные 211-299 см	Число случаев	8	1	0	0	1	0	0	4	10	19	21	7	71
	%	11	1	0	0	1	0	0	6	14	27	30	10	100
Катастрофические, выше 301 см	Число случаев	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	3
	%	0	0	0	0	0	0	0	0	67	0	33	0	100
Всего	Число случаев	30	8	7	1	5	5	1	14	37	75	78	46	308
	%	10	3	2	<1	2	2	<1	4	12	24	25	15	100

Статистические данные показывают, что опасные подьёмы уровня на востоке Финского залива происходят в любое время суток и сезона года при самых разнообразных погодных условиях в этом регионе. В 90% случаев наводнения в устье Невы отмечались осенью и зимой (сентябрь-февраль) при сильных и штормовых западных или юго-западных ветрах. Наибольшее количество

наводнений происходило при скорости ветра около 12 м/с, а катастрофические наводнения сопровождалось ветром со скоростью 15-25 м/с (Макринова, 1954). Но бывали наводнения и при очень слабом локальном западном ветре в районе Невской губы, при полном его отсутствии и, даже, при восточном и северо-восточном ветре (Сводный научно-технический отчет по теме 176 «Метод прогноза Ленинградских наводнений, 1966). Например, академик Крафт указывал на наводнение в 1764 г., которое произошло при полном штиле в Петербурге (Крафт, 1780). Накануне этого наводнения в открытой Балтике свирепствовал шторм. В работе О. В. Макриновой (Макринова, 1954) указывается, что случаи подъемов уровня в Невской губе выше 160 см при штиле и даже сгонных ветрах восточных румбов отмечались многократно.

Применительно ко всему Балтийскому морю для выделения штормовых нагонов использовались разные критерии. Для побережий Германии штормовым нагоном обычно считается увеличение уровня моря как минимум на 100 см выше среднего уровня (Wolski и др., 2014). Польская гидрометеорологическая служба относит к этому явлению подьёмы уровня, превышающие 70 см относительно среднего уровня моря (Majewski, Dziadziuszko, Wiśniewska, 1983). В Северо-западном Управлении по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды для района восточной части Финского залива в зависимости от года и места наблюдений за уровнем моря использовался очень широкий диапазон его значений (от 50 до 135 см), выше которых подьём уровня считался штормовым нагоном (Туранов, 1976). Применение таких критериев для выделения штормовых нагонов в Балтийском море является недостаточно представительным, так как дисперсия колебаний уровня в Балтийском море, в зависимости от района меняется в несколько раз. Если, например, в Стокгольме превышение уровня в 70 см - очень редкое экстраординарное событие, происходящее один раз за много лет, то для восточной части Финского залива такие превышения уровня моря - частые события, которые случаются при отсутствии штормовых условий.

В данной работе для обоснования критерия выделения штормовых нагонов в Финском заливе и оценки их характеристик использовались ряды ежечасных

мареографных измерений уровня моря на 9 станциях Финского залива: Ханко, Хельсинки, Хамина, Выборг, Кронштадт, Гогланд, Шепелево, Силламяэ, Таллин (рисунок 2.2).

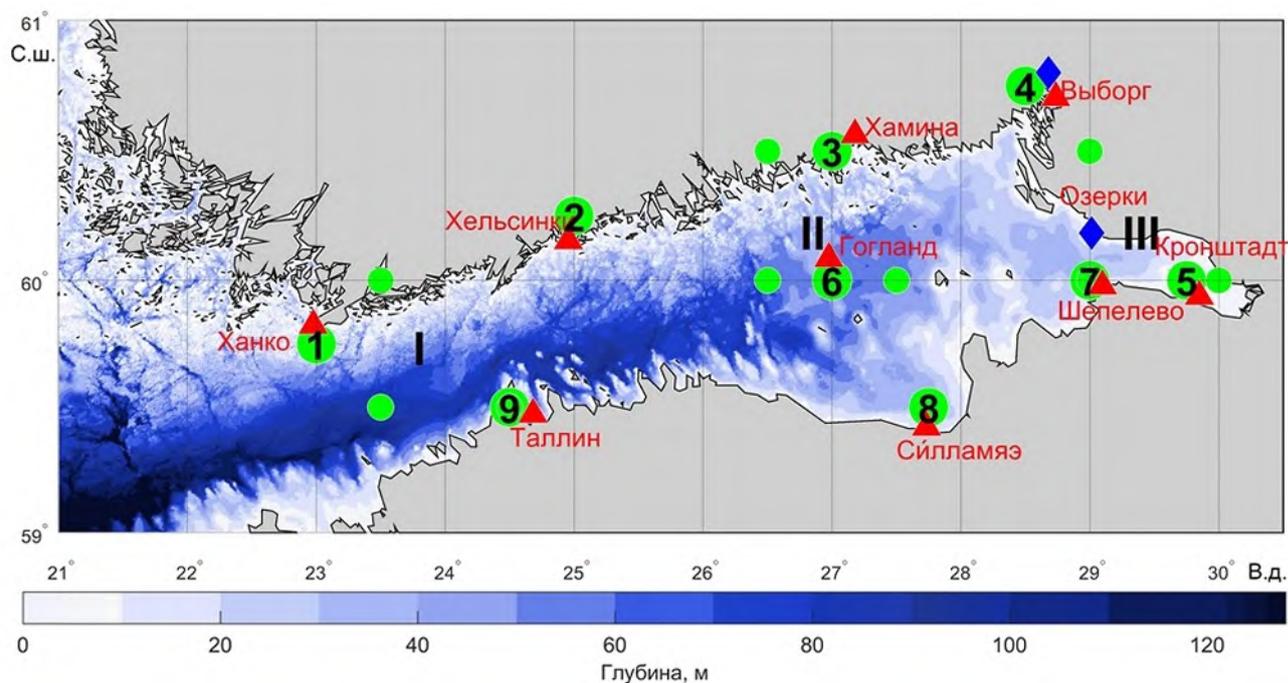


Рисунок 2.2. Батиметрия Финского залива и местоположение станций мареографных измерений уровня моря (красные треугольники), инструментальных измерений ветра (синие ромбы), а также точек сеточной области реанализа ERA5 (зелёные кружки). Арабскими цифрами показаны ближайшие к мареографным станциям точки реанализа ERA5, которые использовались для оценок ветра и атмосферного давления. Римскими цифрами обозначены три района, где по данным реанализа ERA5 оценивалась интенсивность циклогенеза.

Данные для 3 финских станций (Ханко, Хельсинки, Хамина) и 2-х эстонских станций (Таллин и Силламяэ) были получены с ресурса Copernicus Marine Service (<http://marine.copernicus.eu>), а данные измерений уровня с 4-х российских станций (Выборг, Кронштадт, Шепелево, Гогланд) были предоставлены Северо-Западным управлением Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (СЗ УГМС Росгидромета) (<http://www.meteo.nw.ru>).

В таблице 2.2 дано описание данных мареографных измерений уровня моря. Наибольшая длина используемых рядов ежечасных значений уровня составляет 48 лет, а наименьшая 9 лет. Количество пропусков в рядах варьирует от 0.09 до 5.47%.

Таблица 2.2. Описание рядов мареографных измерений уровня моря в Финском заливе. Данные Ханко, Хельсинки, Хамина, Таллин, Силламяэ - Copernicus Marine Service (<http://marine.copernicus.eu>), а данные Выборг, Кронштадт, Шепелево, Гогланд получены от Северо-Западного управления Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (СЗ УГМС Росгидромета) (<http://www.meteo.nw.ru>).

Станция	Период, годы	Координаты		Интервал измерений	Число измерений	Количество пропусков, %
		В.д., град.	С.ш., град.			
Ханко	1971 - 2018	22.98	59.82	1 час	420768	0.09
Хельсинки	1971 - 2018	24.96	60.15	1 час	420768	0.09
Хамина	1971 - 2018	27.20	60.56	1 час	420768	0.09
Выборг	1977 - 2018	28.73	60.70	1 час	368160	0.64
Кронштадт	1971 - 2018	29.77	60.00	1 час	420768	0.01
Шепелево	1989 - 2018	29.15	59.99	1 час	298032	2.30
Гогланд	1977 - 1989	27.00	60.07	1 час	113952	0.48
Таллин	2006 - 2018	24.76	59.44	1 час	113952	5.47
Силламяэ	2007 - 2015	27.74	59.47	1 час	78888	4.01

В таблице 2.3 приведены некоторые статистические характеристики рядов уровня моря. Можно видеть, что в зависимости от района статистические характеристики колебаний уровня в Финском заливе заметно меняются. Наибольшая дисперсия колебаний уровня отмечается в Кронштадте, и она почти в 2 раза больше дисперсии колебаний уровня в Ханко. Также, в Кронштадте наблюдаются наибольшие значения максимумов уровня моря, которые почти в 2 раза больше значений максимумов уровня в Таллине и Ханко. По сравнению с максимумами, разброс значений минимумов уровня моря меньше (в 1.6 раза). Наибольшие значения минимумов отмечаются в Выборге, Кронштадте и Шепелево, а наименьшие – на западе залива в пункте Ханко (таблица. 2.3).

Таблица 2.3. Статистические характеристики рядов уровня моря: D - дисперсия, σ - ср. кв. отклонение, ζ_{\max} - максимальный и ζ_{\min} - минимальный уровень моря.

Станция	Период, годы	D , см ²	σ , см	ζ_{\max}	ζ_{\min}
Ханко	1971 - 2018	512	23	130	-79
Хельсинки	1971 - 2018	599	24	150	-93
Хамина	1971 - 2018	752	27	194	-116
Выборг	1977 - 2018	853	29	202	-128
Кронштадт	1971 - 2018	907	30	238	-126
Шепелево	1989 - 2018	809	28	215	-128
Гогланд	1977 - 1989	820	29	162	-95
Силламяэ	2007 – 2015	641	25	163	-102
Таллин	2006 - 2018	584	24	120	-96

Учитывая заметные изменения в пространстве статистических характеристик колебаний уровня в Финском заливе, предлагается для выбора критерия выделения случаев штормовых нагонов использовать среднеквадратическое отклонение уровня (σ). Будем принимать за случаи штормовых нагонов подьёмы уровня моря, превышающие значение 3σ , а за продолжительность штормовых нагонов (T_{ss}) – период в часах, когда значения уровня были $>3\sigma$. При этом, если минимум между двумя соседними максимумами уровня, превышающими 3σ , лежит выше значения 3σ , то эти максимумы будем относить к одному штормовому нагону, а если ниже, – к разным. Значение уровня 3σ близко к критериям выделения штормовых нагонов (80-100 см), принятым на некоторых морских станциях Росгидромета (Горный институт, Невская Устьева, Лисий Нос, Озерки), расположенных в восточной части Финского залива (Туранов, 1976). Однако оценка уровня моря 3σ значительно больше критерия выделения штормовых нагонов на других станциях Росгидромета в Финском заливе (50 см), таких как Усть-Луга, Мощный, Гогланд, Приморск (Туранов, 1976). На наш взгляд, подьёмы уровня в 50 см нельзя относить к штормовому нагону, так как в восточной части Финского залива такие возвышения уровня происходят довольно часто при слабых и умеренных ветрах. Поэтому, критерий $>3\sigma$ является более представительным для определения подьёмов уровня в штормовых условиях. Оценки двухмерных плотностей

распределения вероятностей характеристик ветра в разных районах Финского залива (рисунок 5.1) показывают, что при подъёмах уровня моря $>3\sigma$, наиболее вероятные скорости юго-западного ветра здесь имеют значения около 12 м/с (Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2021). При таком ветре на Балтике формируются штормовые условия и вводятся ограничения на действия производственного оборудования морских портов, на выход мало- и среднетоннажных морских судов в море и на акваторию портов (Терзиев, Рожков, Смирнова, 1992). Следует заметить, также, что при подъёмах уровня $>3\sigma$ в Санкт-Петербурге начинают формироваться неблагоприятные условия для судоходства под городскими мостами (Макринова, 1954).

Случаи сильных штормовых нагонов выделялись при подъёмах уровня, превышающих 5σ . При таких значениях на востоке Финского залива происходят опасные подъёмы уровня моря, которые приводят к наводнениям. Оценка $>5\sigma$ близка к принятому критерию выделения наводнений в Санкт-Петербурге (больше 160 см, относительно нуля Кронштадтского футштока).

Исследование межгодовых изменений интенсивности штормовых нагонов производилось путём оценок дисперсии превышений уровня (D) и максимальных за год значений уровня моря ζ_{\max} . Для оценок D из исходных рядов ежечасных значений уровня моря исключались колебания с периодами ≥ 5 суток. Фильтрация колебаний проводилась с помощью быстрого преобразования Фурье. По ряду значений уровня моря был получен ряд коэффициентов Фурье на соответствующих периодах (частотах). Коэффициенты, на периодах 5 и более суток обнулялись. Затем с помощью обратного преобразования Фурье по коэффициентам восстанавливался ряд с уже отфильтрованными колебаниями заданных периодов. Для длинных рядов, такая фильтрация имеет более четкий срез на частотах, и более качественную фильтрацию, чем, например, фильтр Баттерворта.

В полученных остаточных рядах производилась выборка только положительных значений уровня, которая подвергалась затем дисперсионному анализу с представлением результатов за каждый год.

На рисунке 2.3 показаны результаты межгодовых изменений количества случаев штормовых нагонов, оцененных по критерию $>3\sigma$. В зависимости от года и местоположения станции, количество штормовых нагонов, превышающих значение 3σ , меняется в Финском заливе в широких пределах: от 0 - 1 случаев в год до 16 – 52 случаев.

Максимальное количество штормовых нагонов в заливе (от 19 до 52), выделенных по критерию $>3\sigma$, приходится на 1983 год. В этот год в Санкт-Петербурге произошло наибольшее количество наводнений (10 случаев) за всю 320-летнюю историю города (Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2015; Померанец, 1999). Не отмечается больших различий в количестве штормовых нагонов у противоположных друг другу северных и южных материковых побережий залива (Хельсинки и Таллин, Хамина и Силламяэ). Однако, на островной станции Гогланд количество штормовых нагонов в отдельные годы меньше почти в 1.5 – 4.0 раза по сравнению с расположенной к северу от неё материковой станцией Хамина. Оценки штормовых нагонов по самым длинным рядам уровня (≥ 30 лет) свидетельствуют, что, за исключением Выборга, во всех случаях отмечается отрицательный тренд, который, однако, не является значимым (рисунок 2.3). На станции Выборг тренд отсутствует.

Таблица 2.4. Оценки продолжительности (в часах) штормовых нагонов с подъёмами уровня $>3\sigma$: минимальная (T_{\min}), средняя (T), максимальная (T_{\max})

Станции	T_{\min}	T	T_{\max}
Ханко	1.0	9.0	96
Хельсинки	1.0	9.0	47
Хамина	1.0	7.3	47
Гогланд	1.0	7.6	27
Выборг	1.0	9.6	83
Кронштадт	1.0	6.9	57
Шепелево	1.0	7.3	45
Силламяэ	1.0	7.1	35
Таллин	1.0	6.7	26

Результаты оценки штормовых нагонов по критерию $>5\sigma$ свидетельствуют (рисунок 2.4), что в пункте Ханко такие подъёмы уровня являются очень редким явлением (всего 2 случая за 48 лет). По-видимому, редкими событиями являются такие штормовые нагоны и на станции Таллин, где за последние 13 лет (с 2006 по 2018 гг.) не произошло ни одного случая подъёма уровня, превышающего значения 5σ . На ст. Хельсинки с 1984 по 2007 гг. произошло 8 случаев подъёмов уровня, превышающих значение 5σ , а до и после этого периода их не наблюдалось. На станциях Хамина и Выборг, в последние два десятилетия отмечается незначительное увеличение количества подъёмов уровня моря $>5\sigma$ (рисунок 2.4). На самом востоке Финского залива штормовые нагоны $>5\sigma$ приводят к опасным подъёмам уровня моря, которые вызывают наводнения в прибрежных районах Санкт-Петербурга и Ленинградской области (Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2017). Результаты, представленные на рисунке 2.4 свидетельствуют, что после 1983 года, когда наблюдалось самое большое число случаев штормовых нагонов $>5\sigma$ (6 случаев в Кронштадте), отмечается уменьшение количества таких подъёмов уровня, вплоть до их полного отсутствия в течение трёх лет с 1995 по 1997 гг., а, затем, число случаев опасных подъёмов уровня незначительно увеличивается, достигая в отдельные годы 3 – 4 случаев (Шепелево).

тренды не являются значимыми, в то время как на востоке залива (Кронштадт, Шепелево) отрицательные линейные тренды – значимые (рисунок 2.5). Рассчитанные квадратичные тренды значимы на всех станциях, кроме Ханко. Они свидетельствуют, что в центральной части залива (Хельсинки и Хамина) с начала 1970-х по конец 1980-х отмечалась тенденция к увеличению дисперсии положительных возмущений уровня моря в диапазоне штормовых нагонов, а с начала 1990-х по настоящее время наблюдается выраженная тенденция уменьшения их дисперсии. На станции Выборг квадратичный тренд показывает увеличение дисперсии колебаний уровня, вызывающих штормовые нагоны, с конца 1970-х по начало 2000-х, а затем – уменьшение их дисперсии до 2018 г. На востоке Финского залива (Кронштадт и Шепелево) квадратичные тренды показывают уменьшение интенсивности положительных возмущений уровня моря в диапазоне формирования штормовых нагонов на всём протяжении рассматриваемых временных рядов.

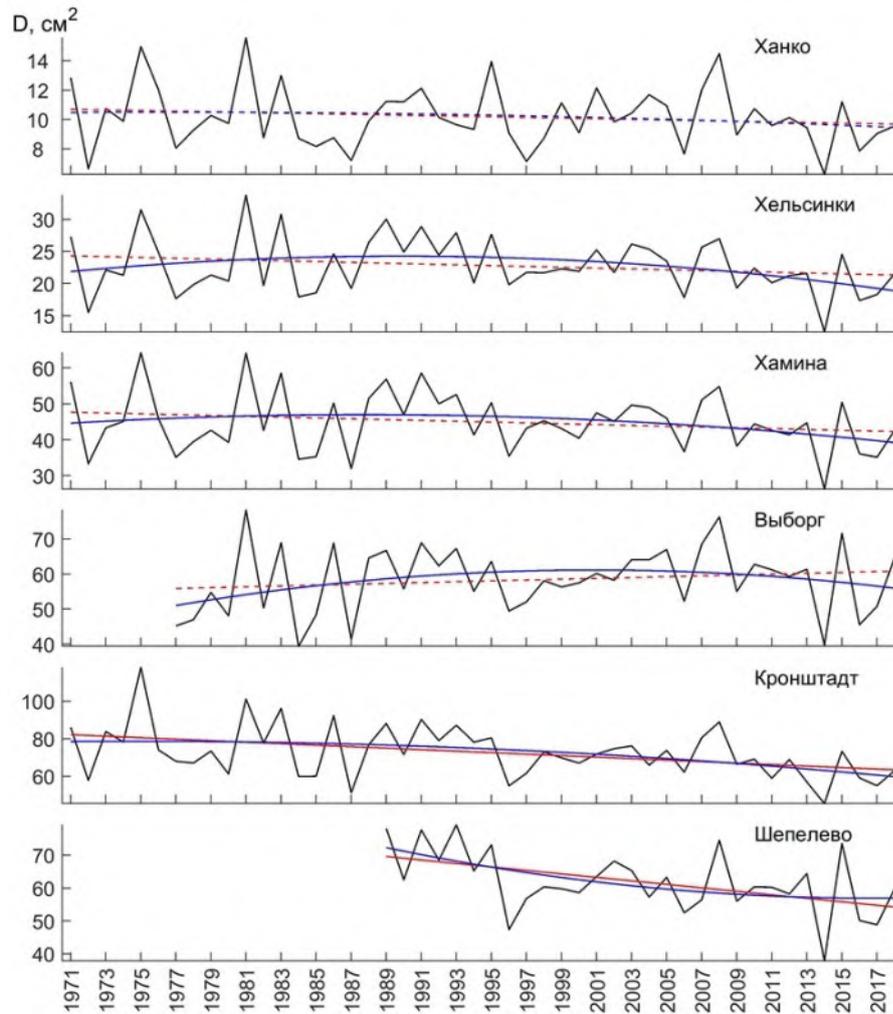


Рисунок 2.5. Дисперсия (D) остаточных (после фильтрации) положительных превышений уровня у колебаний с периодами < 5 суток. Прямой красной линией обозначены значимый (сплошная линия) и незначимый (пунктир) линейные тренды. Синие линии - значимый (сплошная линия) и незначимый (пунктир) квадратичные тренды.

На рисунке 2.6 представлены оценки максимальных подъёмов уровня (ζ_{\max}) за каждый год. Значения максимумов уровня моря увеличиваются при движении с запада на восток от 50-124 см на самой западной станции Ханко, 60 -195 см в центральной части (Хельсинки, Хамина) и до 80 – 238 см на востоке залива (Выборг, Кронштадт, Шепелево). Хорошо видно, что на всех станциях, кроме Выборга, отмечается уменьшение значений максимумов. Об этом свидетельствуют отрицательные линейные тренды в изменениях максимальных значений уровня, которые, однако, не являются значимыми. На станции Выборг линейный тренд отсутствует. Оценки квадратичных трендов показывают, что они являются значимыми только на западе и в центральной части северного побережья Финского

залива (Ханко, Хельсинки, Хамина), где до начала 1990-х отмечалось незначительное увеличение максимумов, а затем их уменьшение до настоящего периода. На востоке Финского залива квадратичные тренды в изменениях максимумов значений уровня моря не выражены.

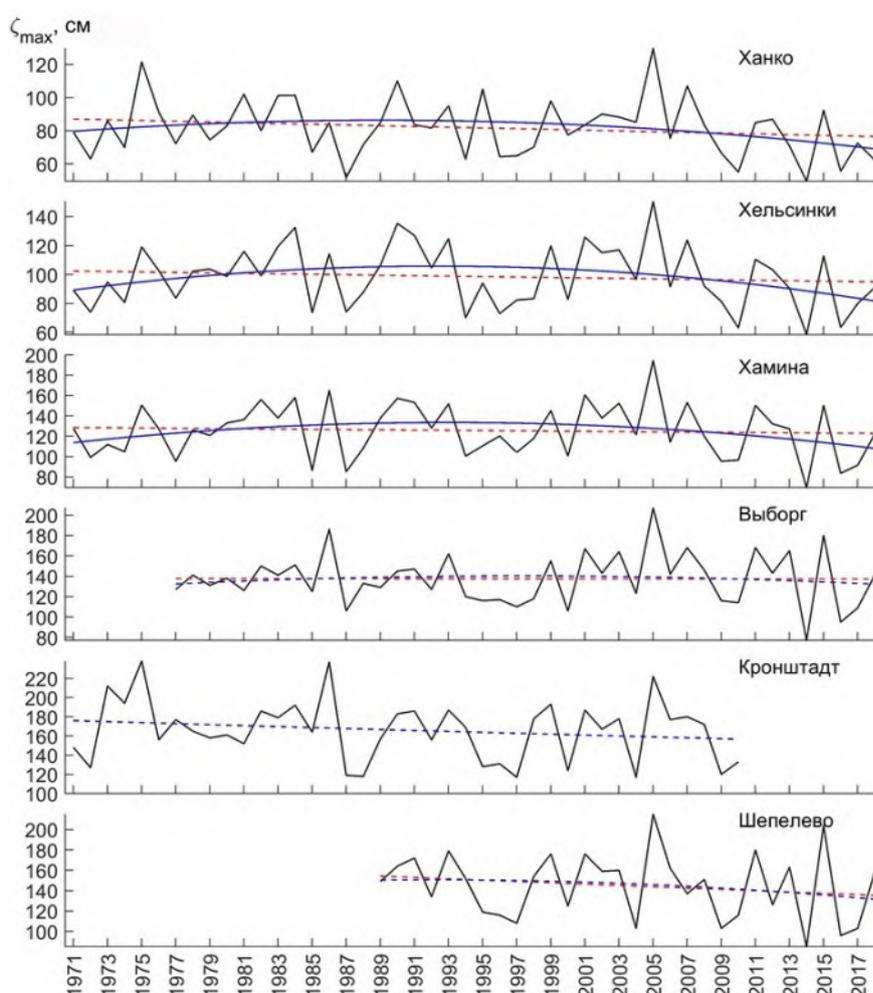


Рисунок 2.6. Межгодовые изменения оценок максимальных за год значений уровня моря. Прямая красная пунктирная линия - линейный тренд. Синие линии - значимый (сплошная линия) и незначимый (пунктир) квадратичные тренды.

Таким образом, анализ изменений во времени различных характеристик штормовых нагонов свидетельствует в большинстве случаев, о слабой и не всегда значимой тенденции к уменьшению их количества, дисперсии и максимумов уровня.

Полученные нами результаты оценок статистических характеристик штормовых нагонов в различных прибрежных районах Финского залива свидетельствуют, что в последние десятилетия отмечается тенденция уменьшения

их количества, дисперсии и максимумов уровня моря. Эти результаты отличаются от выполненного ранее исследования штормовых нагонов в открытой Балтике, Ботническом и Финском заливах в период 1960 – 2010 гг., в котором были отмечены положительные тренды в межгодовых изменениях количества штормовых нагонов (Wolski и др., 2014). Не исключено, что различия между нашими и предыдущими оценками могут быть связаны с более поздним периодом анализа штормовых нагонов в данной работе, а также иной методикой их выделения.

3. ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ И ТЕЧЕНИЙ ФИНСКОГО ЗАЛИВА ВО ВРЕМЯ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ

3.1. Термохалинная структура водных масс

Так как в 90 процентах случаев невские наводнения отмечаются в осенне-зимний период, при штормовых ветрах, осенне-зимней конвекции и сильном ветроволновом перемешивании, считалось, что воды неглубокого Финского залива (средняя глубина 59 метров) в этот период полностью перемешиваются и устойчивой стратификации не наблюдается (Михайлов, 1964; Михайлов, 1966). В то же время, в ряде случаев волны, вызывающие невские наводнения, идентифицируются как бароклинные топографические (Захарчук, Сухачев, 2013; Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2015; Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2017; Захарчук, Тихонова, 2011), однако, хорошо известно, что бароклинные моды топографических волн могут генерироваться и распространяться, только в бароклинном море, т.е. необходимым условием для их генерации и эволюции является наличие устойчивой стратификации (Белоненко, Захарчук, Фукс, 2004; Тареев, 1974; Rhines, 1970).

Для исследования условий стратификации вод Финского залива в период опасных подъемов уровня в Санкт-Петербурге были использованы международные базы данных судовых измерений и данные реанализа океанографических полей.

Также для исследования условий устойчивости стратификации были выполнены оценки критерия устойчивости (E), по методике, подробно изложенной в работе (Ивано-Францевич, 1953). Критерий устойчивости характеризует равновесие частицы воды. При $E > 0$ частица находится в устойчивом равновесии, при $E = 0$ в безразличном, при $E < 0$ в неустойчивом. По абсолютной величине

устойчивость пропорциональна архимедовой силе, действующей на смещенную частицу (Ивано-Францкевич, 1953).

Оценить с помощью контактных измерений стратификацию и, тем более, ее изменения во времени в периоды штормовых нагонов, вызывающих экстраординарные подъемы уровня моря в Невской губе, весьма проблематично, так как в штормовых условиях инструментальные судовые измерения океанографических характеристик, как правило, затруднены. Действительно, проанализировав базы данных судовых экспедиционных исследований термohалинной структуры вод Финского залива с 1990 года по настоящее время, нам удалось получить результаты только 6 зондирований для акватории Финского залива, выполненных финскими специалистами во время экспедиций на НИС «Aranda» в 1998 и 2007 годах в штормовых условиях, которые повлекли за собой наводнения в Санкт-Петербурге. В то же время, в открытой Балтике и её проливах судовых измерений, выполненных в период наводнений в Санкт-Петербурге, оказалось – 296 (рисунок 3.1).

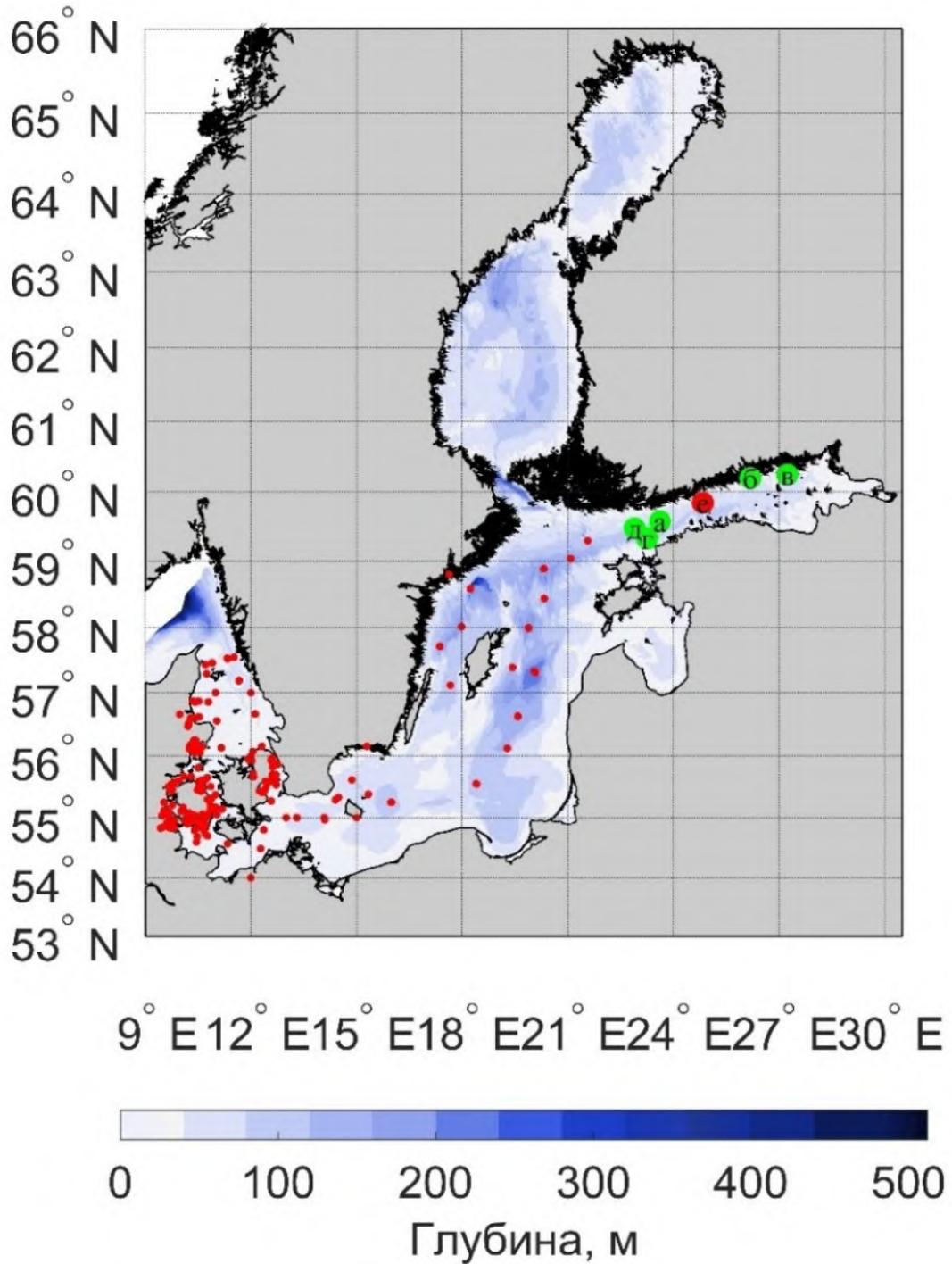


Рисунок 3.1. Карта судовых измерений температуры и солености морской воды в период наблюдавшихся в Санкт-Петербурге опасных подъемов уровня моря, красным цветом – данные с ресурса Copernicus Marine Service (<http://marine.copernicus.eu>), зеленым из базы das. Буквами обозначены гидрологические станции, представленные на рисунке 3.2.

Исходя из полученных профилей температуры и солёности (рисунок 3.2), были произведены оценки плотности морской воды по уравнению состояния UNESCO 1983 (EOS 80) (уравнение (3.1)), где плотность является функцией температуры, солёности и гидростатического давления.

$$\rho = f(T, S, P) \quad (3.1)$$

где: ρ – плотность морской воды (кг/м^3), T – температуры морской воды ($^{\circ}\text{C}$), S – солёность морской воды (psu), P – гидростатическое давление (дб).

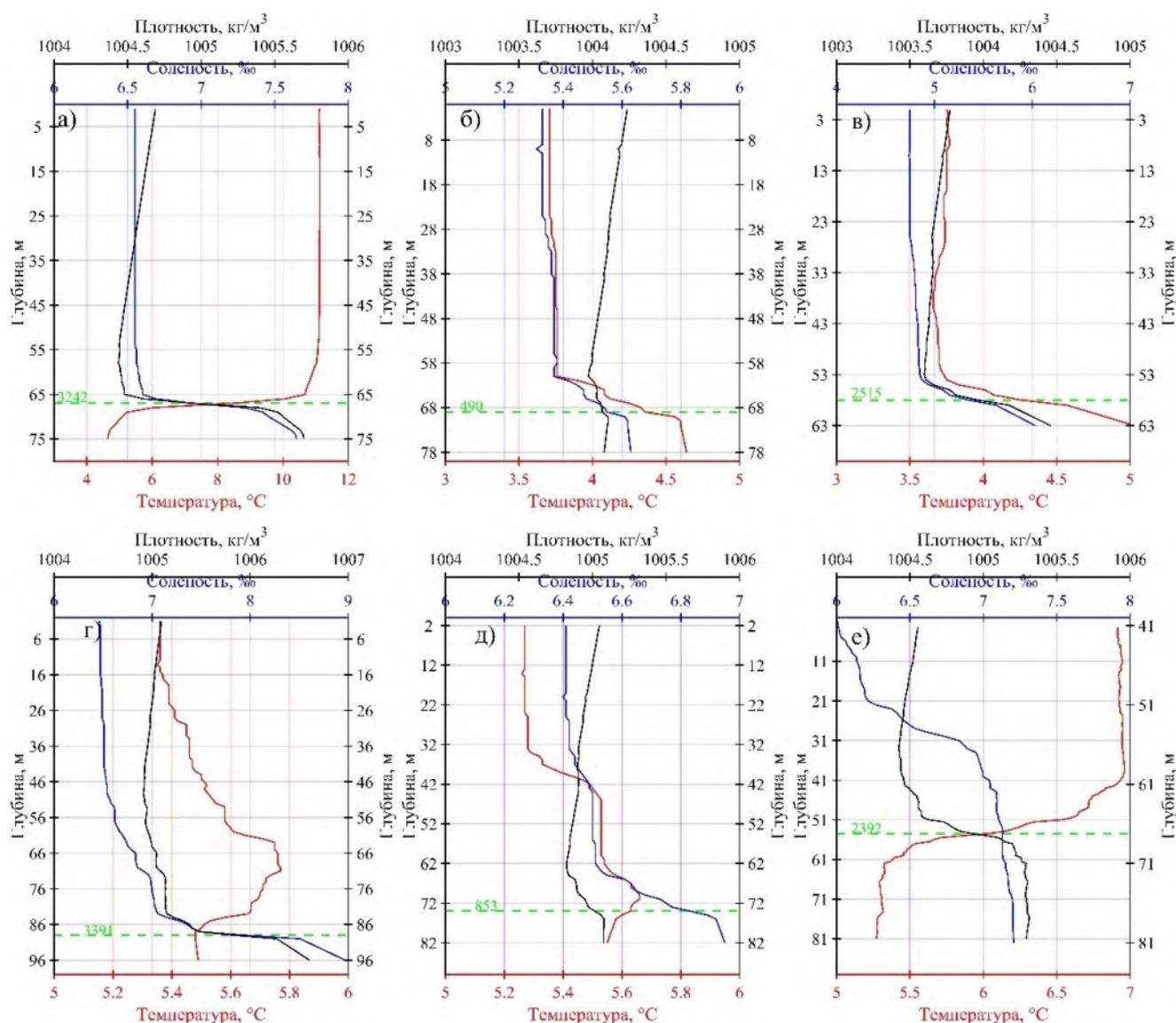


Рисунок 3.2. Вертикальные профили температуры (красная линия), солёности (синяя линия) и плотности (черная линия) морской воды в Финском заливе, выполненные в периоды формирования наводнений в Невской губе. Критерий устойчивости водных масс (зелёные цифры) и горизонт наибольшей устойчивости водных масс (зеленый пунктир). а – 19.10.1998, б - 10.01.2007, в - 10.01.2007, г - 12.01.2007, д - 12.01.2007, е – 07.12.2015. Расположение станций показано на рисунке 3.1.

Обращает на себя внимание, что в периоды формирования наводнений в центральной части Финского залива в 2007 году и в его западной части в 1998 году за счет турбулентного перемешивания образуется мощный квазиоднородный слой, достигающий глубин 55 - 65 метров, ниже которого располагается выраженный пикноклин, отделяющий более соленые воды, распространяющиеся в придонном слое (рисунок 3.2). Перепады температуры и солености между верхним квазиоднородным и придонным слоями достигают здесь $1.0 - 4.5^{\circ}\text{C}$ и $0.3 - 1.4 \text{ ‰}$. В западной части залива наблюдается более сложное распределение температуры и солености. Здесь, толщина верхнего квазиоднородного слоя существенно меньше, чем в центральной части залива, и составляет $12 - 32 \text{ м}$. Ниже отмечается выраженная инверсия температуры с ее перепадом в 0.4°C . Изменение солености от поверхности до дна имеет ступенчатую форму, а ее перепад составляет 0.5 ‰ (рисунок 3.2д) и 2.5 ‰ (рисунок 3.2г). Мощность верхнего квазиоднородного слоя составляет от 35 до 55 м, а перепады температуры и солености между верхним квазиоднородным и придонным слоями могут достигать здесь 4°C и 7 ‰ .

Для оценки пространственного распределения условий стратификации вод Финского залива были привлечены данные реанализа океанографических полей полученные по модели Hiromb-BOOS-Model (HBM-V1) (MyOcean Products. <http://www.myocean.eu>). На рисунке 3.3 представлен разрез АВ вдоль оси Финского залива, для которого были произведены оценки плотности морской воды для всех горизонтов. Расчет плотности производился по формуле (3.1). Исходными данными для расчета плотности воды служили температура и соленость морской воды, а также глубина горизонта. Точки разреза АВ выбирались из сетки данных реанализа, таким образом, чтобы они приходились на глубоководную часть Финского залива, как наиболее обеспеченные данными точки реанализа.

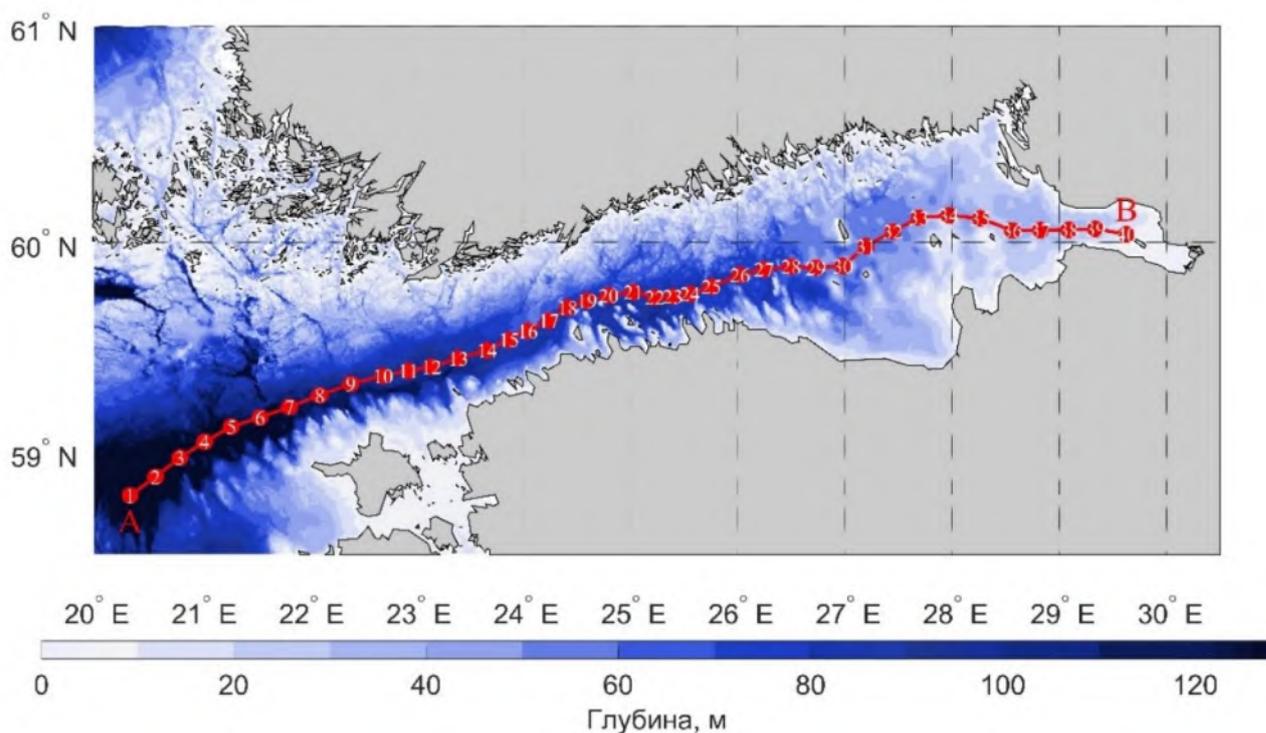


Рисунок 3.3. Батиметрия Финского залива и разрез (АВ), вдоль которого производилась оценка плотности по данным реанализа муосепан.

Анализ вертикального распределения плотности воды вдоль разреза АВ за даты, когда в восточной части Финского залива наблюдались опасные подъемы уровня, показывает, что для глубоководной (до 120 м) западной и центральной части Финского залива характерным является наличие выраженного пикноклина на глубинах 30-55 м. Разность плотностей между верхним квазиоднородным слоем и придонным слоем может достигать 4 кг/м³, при этом верхний квазиоднородный слой хорошо перемешан. Для мелководной (до 30 м) восточной части Финского залива характерно более равномерное вертикальное распределение плотности воды (рисунок 3.4).

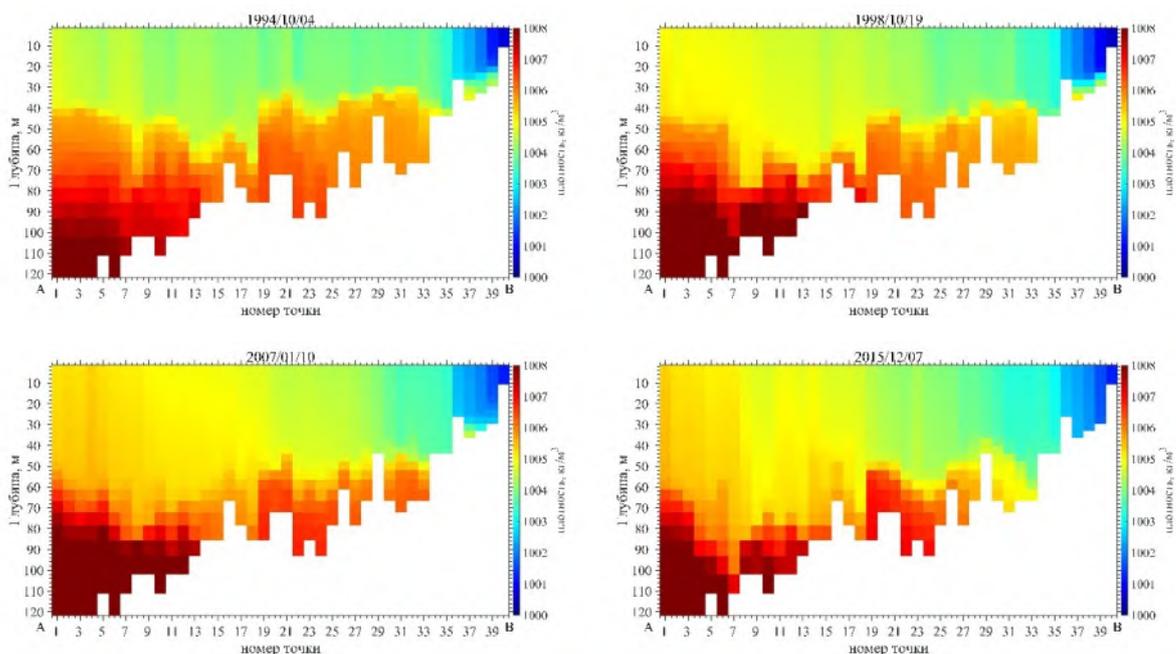


Рисунок 3.4. Вертикальное распределение плотности воды вдоль разреза Финского залива (АВ) во время штормовых нагонов, вызвавших наводнения в Санкт-Петербурге. (4 октября 1994 года, 19 октября 1998 года, 10 января 2007 года и 7 декабря 2015 года).

Результаты анализа вертикальных профилей температуры и солёности, представленных на рисунках 3.2 и 3.4, показывают, что, несмотря на штормовой ветер, осенне-зимнюю конвекцию и интенсивное ветро-волновое перемешивание в Финском заливе сохраняется выраженная стратификация. По-видимому, в таких условиях при усилении процессов турбулентной вязкости и диффузии субстанции происходит значительное усиление процессов адвекции тепла и соли в Финский залив из открытой Балтики, что способствует поддержанию устойчивой стратификации.

3.2. Изменчивость течений по данным ADCP и результатам численных экспериментов с гидродинамической моделью

В предыдущей главе, было показано, что, несмотря на штормовые ветры, осенне-зимнюю конвекцию и интенсивное ветро-волновое перемешивание в Финском заливе сохраняется устойчивая стратификация во время распространения по нему волн Невских наводнений. Таким образом, в открытой Балтике и в Финском заливе существуют акватории, в которых создаются благоприятные условия для генерации и эволюции бароклинных топографических волн, которые, по результатам работ (Захарчук, Сухачев, 2013; Захарчук, Тихонова, 2011) могут оказывать заметное влияние в формировании опасных подъёмов уровня на востоке Финского залива во время штормовых нагонов.

Для подтверждения идентификации волн невских наводнений как бароклинных топографических полезно будет привлечь также наблюдения за течениями в Финском заливе, во время штормовых нагонов, вызывающих наводнения на востоке Финского залива.

26 и 28 декабря 2011 г. на востоке Финского залива произошло два опасных подъёма уровня моря. Несмотря на то, что пропускные ворота комплекса защитных сооружений Санкт-Петербурга от наводнений в эти периоды были закрыты, максимальный подъем уровня в устье Невы (п. Горный институт) 28 декабря составил 169 см, превысив критическую отметку в 160 см, выше которой подъемы уровня принято относить к наводнениям. Согласно гидродинамическому прогнозу Санкт-Петербургского ЦГМС-Р, сделанному с заблаговременностью 6 часов, максимальный подъем уровня при открытых воротах КЗС должен был достигнуть отметки 220 см, то есть в Санкт-Петербурге произошло бы особо опасное наводнение.

Для исследования процессов, определяющих опасные подъёмы уровня моря в декабре 2011 г. нами использовались данные ежечасных значений уровня моря,

полученные на основе мареографных измерений на прибрежных гидрометеорологических станциях Палдиски, Таллин, Кунда, Шепелево; данные ежечасных значений ветра, полученные в рамках проекта HIRLAM (<https://en.ilmatieteenlaitos.fi/>) с пространственным разрешением 10×10 км; данные минутных измерений ветра на станции Шепелево; данные инструментальных измерений направления и скорости течений в трёх районах Финского залива (рисунок 3.5), полученные с помощью акустического доплеровского профилографа течений. Измерения проводились на трех автономных станциях. Станции 21 и 20 были установлены с борта НИС "Salme" 21 декабря 2011 года Эстонскими специалистами из Таллинского института морских систем и оборудованы доплеровскими профилографами течений 300 kHz Teledyne RD Instruments. Непрерывные измерения течений на станциях 21 и 20 производились с интервалом 30 минут до 9 мая 2012 года.

Станция 21 была установлена в точке с координатами: $59^{\circ} 29.6'$ с.ш. и $23^{\circ} 54.1'$ в.д. Глубина постановки составила 90 метров. Измерения течений производились на 39 горизонтах, отстоящих друг от друга на 2 метра, нижний горизонт приходился на глубину 86 метров, поверхностный – 10 метров. Станция 20 работала в точке с координатами: $59^{\circ} 45.05'$ с.ш. и $25^{\circ} 27.19'$ в.д. Измерения течений на ней выполнялись с помощью акустического доплеровского профилографа ADCP 300 kHz WorkHorse Sentinel Teledyne RD Instruments. Глубина постановки составила 85 метров. Количество горизонтов – 38. Горизонты измерений отстояли друг от друга на 2 метра, нижний горизонт приходился на глубину 82 метра, поверхностный – 8 метров.

Автоматическая донная станция СПО ГОИН была установлена в восточной части Финского залива в точке с координатами: $59^{\circ} 58.65'$ с.ш. и $29^{\circ} 03.25'$ в.д. (рисунок 3.5) сотрудниками Санкт-Петербургского отделения Государственного океанографического института имени Н.Н. Зубова во время экспедиции на судне «Лапландия» осенью 2009 года в 3 километрах от берега (Сухачев и др., 2014). Глубина постановки станции - 20 м. Кроме ADCP на станции был установлен также прибор YSI 6600 V2, измеряющий температуру и соленость в придонном слое.

Полученная информация с приборов передавалась в оперативном режиме по кабель-тросу через модем на компьютер, установленный на ГМС «Шепелево». Измерения течений производились на 11 горизонтах с интервалом 1 минута. Для дальнейшего анализа измерения течений на всех трёх станциях усреднялись до 1 часа.



Рисунок 3.5. Местоположение автономных станций, оборудованных ADCP (флажки), пунктов мареографных измерений уровня моря (черные кружки).

На рисунке 3.6 представлены временной ход ежечасных значений векторов скорости ветра в районе работы автономной станции 20, изменения уровня моря на станциях Таллин, Кунда, Шепелево, изменчивость вертикальных профилей скорости течений и их статистических характеристик (вектор математического ожидания и большая и малая оси эллипса среднего квадратического отклонения) на автономных станциях 21, 20 и СПО ГОИН, а также изменения температуры и солености в придонном слое на станции СПО ГОИН с 25 по 29 декабря 2011 г. Максимальная скорость ветра западных румбов в районе Финского залива в этот период по данным HIRLAM (рисунок 3.6 а) и инструментальным измерениям на станции Шепелево (рисунок 3.7) достигала 20-24 м/с, а максимальные подъемы уровня в Таллине составили 98 и 99 см, в Кунде – 145 и 149 см, в Шепелево – 178 и 158 см (рисунок 3.6б).

Видно, что максимумы подъёмов уровня в Шепелево наступают позже, чем в Таллине на 8 - 11 часов, что свидетельствует о поступательном характере волн наводнений. Их период (T), оцененный по времени между двумя соседними максимумами уровня моря, составляет приблизительно 26-28 часов, что близко к периоду собственных колебаний в системе Балтика - Финский залив (29 часов), рассчитанных на основе численного гидродинамического моделирования (Захарчук, Тихонова, 2007). Принимая, что расстояние между Таллином и Шепелево $L = 250$ км и, зная время запаздывания наступления максимума на этих станциях $\Delta t = 8 \div 11$ часов, можно приблизительно оценить скорость распространения волн наводнений $c_f = L/\Delta t = 6.3 \div 8.7$ м/с, а также их длину $\lambda = T \times c_f = 590 \div 877$ км. Эти оценки хорошо согласуются с характеристиками волн наводнений, полученными ранее на основе фурье анализа синхронных измерений уровня на материковых и островных станциях в восточной части Финского залива (Захарчук, Тихонова, 2011).

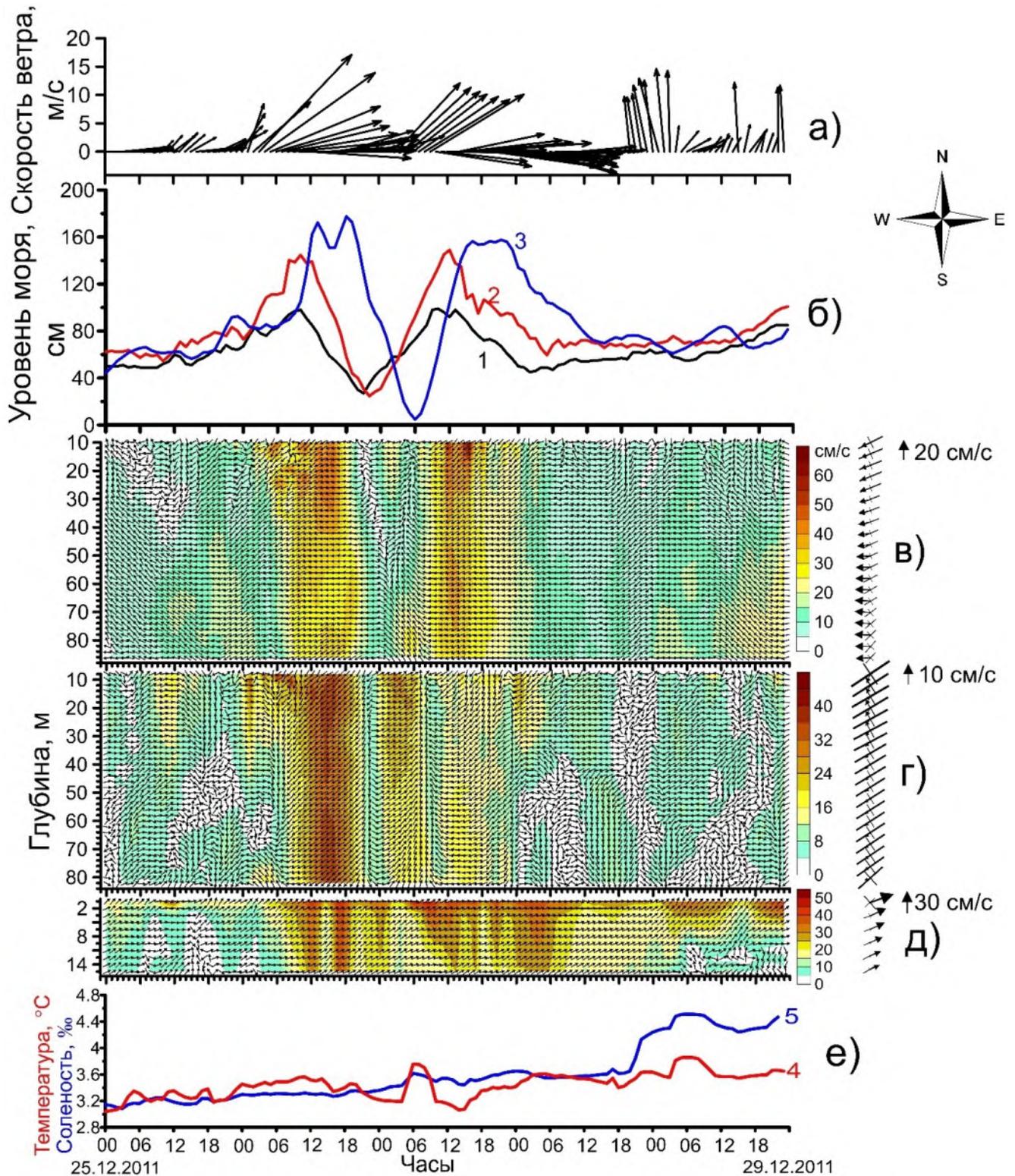


Рисунок 3.6. Временной ход ежечасных значений векторов скорости ветра в районе работы автономной станции 20 (а); изменения уровня моря на станциях Таллинн (1), Кунда (2) и Шепелево (3) (б); изменения ежечасных значений вертикальных профилей скорости течений и их статистических характеристик на автономных станциях 21 (в), 20 (г) и СПО ГОИН (д), а также изменения температуры (4) и солёности (5) на глубине 19 м станции СПО ГОИН (е).

При распространении волн наводнений на востоке Финского залива (станция СПО ГОИН) отмечались заметные изменения в придонном слое (19 м) температуры воды на (0.8°C) и ее солености (на 1.4‰) с тенденцией их увеличения (рисунок 3.6е).

Из результатов, представленных на рисунке 3.6 в,г,д, видно, что на станциях 21 и 20 максимальные скорости измеренных течений (40-70 см/с) отмечаются в приповерхностном слое в период спада уровня моря после его опасного подъёма, а на станции СПО ГОИН – во время прохождения ложбины (51 см/с) и гребня (44 см/с) волны наводнений. С глубиной, в эти периоды, скорости течений уменьшаются при незначительном изменении их направления: на станции 21 до 33 см/с, на станции 20 - до 35 см/с и на станции СПО ГОИН до значений 17 – 22 см/с в придонном слое.

На станциях 21 и 20 при распространении волн наводнений на горизонтах отмечается вращение с течением времени векторов суммарных течений, что свойственно волновому процессу. На станции СПО ГОИН такая особенность отмечается только при исключении фонового течения.

На рисунке 3.6 в,г,д (справа) для каждого горизонта совмещены вектор среднего за 5 суток фонового (среднего) течения с большой и малой осями эллипса среднего квадратического отклонения колебаний течений. Хорошо видно, что фоновое течение на станции 21 увеличивается с глубиной от 10 до 16 см/с, и его вектор в слое 10 - 40 м направлен на юго-запад, а глубже - на запад, то есть противоположно направлению доминирующих в этот период ветровых потоков. Такая особенность течений в данном районе отмечалась и ранее эстонскими специалистами (Liblik и др., 2013). Направления больших осей эллипсов среднего квадратического отклонения колебаний течений (рисунок 3.6в, справа) в слое 10 - 40 м ориентированы вдоль векторов их математического ожидания (среднего переноса), а глубже – под углом 30° - 45° к ним.

На станции 20 скорость среднего течения 3-5 см/с, и она в несколько раз меньше, чем на станции 21. На верхних горизонтах среднее течение направлено на юго-юго-запад, а с глубиной в нем увеличивается влияние западной составляющей,

и в придонном слое среднее течение направлено уже на запад-юго-запад. На этой станции направления больших осей эллипсов среднего квадратического отклонения колебаний течений (рисунок 3.6в, справа) в слое 10 - 40 м ориентированы под углом приблизительно 45° к вектору их математического ожидания, а глубже - приблизительно вдоль него, и только у самого дна вектор среднего переноса снова отклоняется от направления большой оси эллипса среднего квадратического отклонения.

На востоке Финского залива (станция СПО ГОИН) фоновое течение направлено на восток-северо-восток. Его скорость меняется от 27 см/с у поверхности до 11.5 см/с в придонном слое. В поверхностном слое здесь направления больших осей эллипсов среднего квадратического отклонения колебаний течений (рисунок 3.6д, справа) ориентированы под большим углом к вектору математического ожидания, а глубже вдоль него.

Обращает на себя внимание, что на станции 20 значения модуля математического ожидания скорости течений на всех горизонтах значительно меньше суммы полуосей эллипсов среднего квадратического отклонения. Эта особенность свидетельствует о существенной неустойчивости суммарного течения в данном районе Финского залива, по сравнению с двумя другими районами.

На всех трёх станциях при увеличении глубины не отмечается разворота вектора среднего течения по спирали Экмана, что свидетельствует о незначительном вкладе чисто дрейфовой составляющей в фоновый перенос, который формируется, по-видимому, главным образом, за счет градиентного течения. Этот результат требует некоторого пояснения.

Ещё Экман (Ekman, 1905), при описании теории ветровых течений, отмечал, что на расстоянии до 100 км от берега и на глубинах менее 500 м ветровое течение, при принятых допущениях (ветер постоянной силы и направления, океан однороден по плотности и вязкости и неограничен по пространству и глубине), устанавливается в продолжение нескольких дней, а поверхностное – в продолжение нескольких часов. В реальных природных условиях Финского залива, из-за сложной морфометрии его береговой линии, больших изменений донной

топографии, выраженной стратификации моря и значительной пространственно-временной изменчивости скорости и направления ветра, время формирования сравнительно устойчивых ветровых течений, по-видимому, может существенно увеличиться.

Графики ежеминутных измерений ветра на мысе Каменный в районе ГМС «Шепелево» в период его наибольшего усиления, представленные на рисунке 3.7, показывают, что, действительно, в штормовых условиях наблюдаются очень значительные изменения скорости ветра, достигающие 5-8 м/с по модулю, и 10° – 40° по направлению. По-видимому, из-за этого в штормовых условиях, приводящих к особо опасным подъемам уровня моря в Невской губе, отклик водных масс на воздействие анемобарических сил в движущимся над Балтикой глубоком атмосферном циклоне является не локальным, когда в каждой точке моря генерируются экмановские ветровые течения, а глобальным, когда под действием возмущающих сил генерируются вынужденные низкочастотные волны, которые в ряде случаев идентифицируются как бароклинные топографические волны (Захарчук, Тихонова, 2011). Распространяясь по Финскому заливу, эти волны вызывают опасные подъёмы уровня моря в его восточной части.

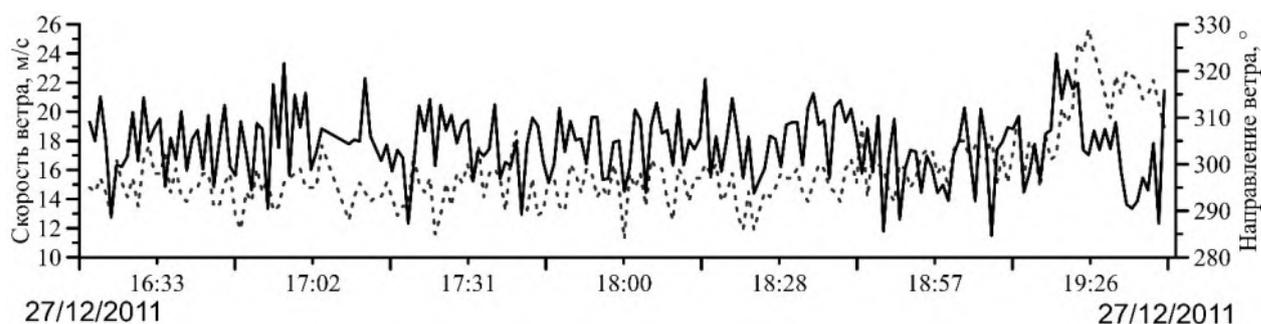


Рисунок 3.7. Ежеминутные измерения скорости (сплошная линия) и направления (пунктир) ветра на мысе Каменный в районе ГМС «Шепелево» в период формирования опасного подъёма уровня моря.

Для оценки вклада бароклинной составляющей в суммарные течения из каждого вектора скорости в измеренном вертикальном профиле течений вычитался средний по вертикали для этого профиля вектор скорости. Рисунок 3.8 иллюстрирует изменения во времени бароклинной компоненты скорости течений на всех 3-х станциях в период распространения по Финскому заливу

низкочастотных волн, которые повлияли на формирование опасного подъёма уровня в его восточной части. Хорошо видно, что в штормовых условиях во время опасных подъёмов уровня моря не происходит баротропизации течений, наоборот, в этот период отмечается увеличение амплитуды их бароклинной составляющей. Вертикальная структура бароклинных течений такая же, как и у внутренних волн 1-й вертикальной моды: в поверхностном и придонном слоях отмечаются максимумы течений, а в глубинном слое - один минимум (узел волны); с глубиной течения меняют свои направления на обратные. На станциях 21 и 20 узел вертикальной бароклинной моды наблюдается в слое 40-50 м, а для станции СПО ГОИН на глубинах 5-7 м. Максимальные скорости бароклинных течений достигают 30 - 38 см/с в поверхностном слое и 15 - 25 см/с в придонном слое. Этот результат, в сравнении с измеренными течениями, свидетельствует о значительном вкладе бароклинной компоненты в суммарные течения.

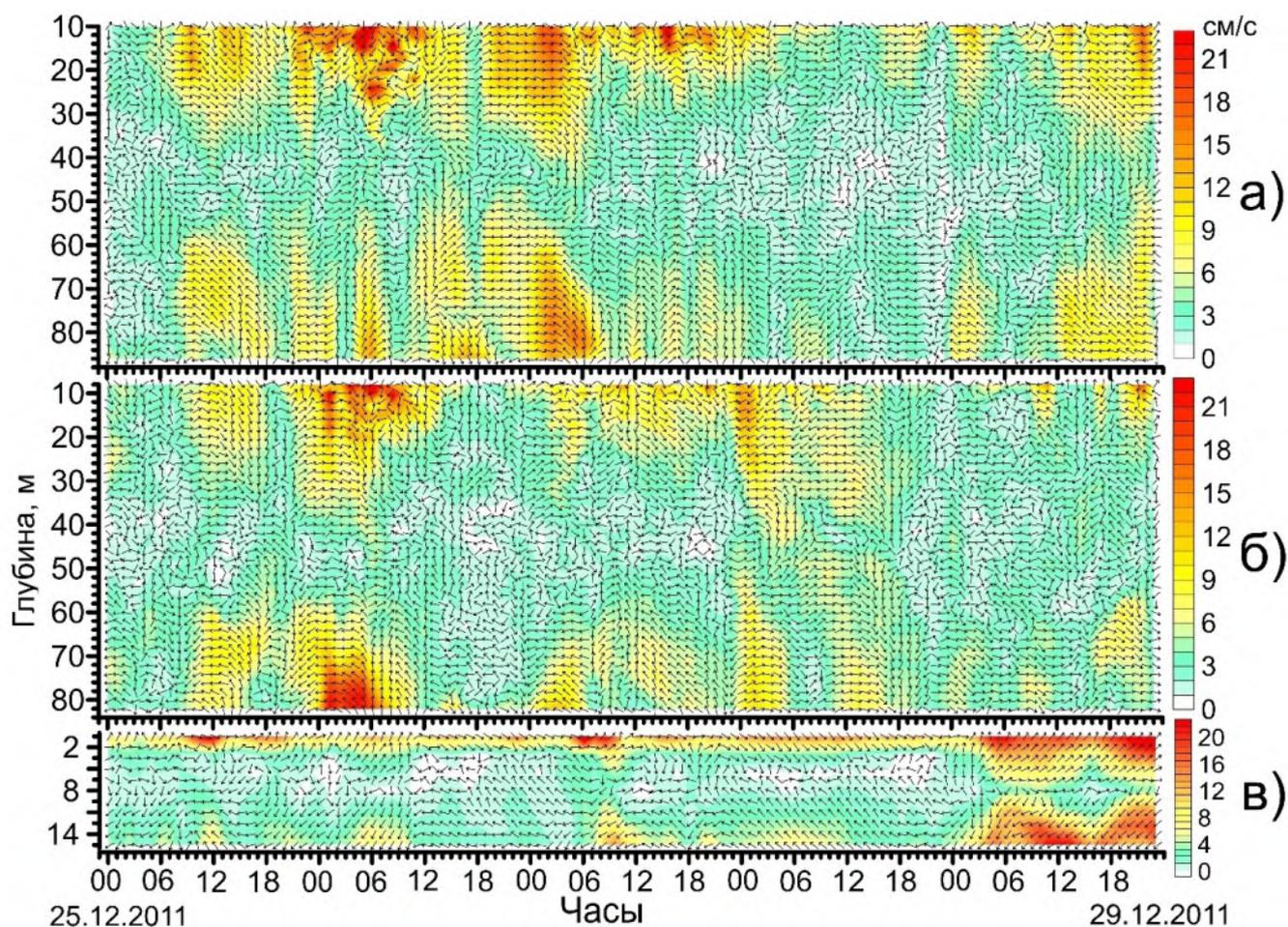


Рисунок 3.8. Бароклиная компонента течений на автономных станциях 21 (а), 20 (б) и СПО ГОИН (в) в период распространения по Финскому заливу волн наводнений.

Для оценки степени воздействия бароклиной и баротропной составляющей на колебания уровня моря был проведен расчет коэффициентов взаимной корреляции скалярного (уровень моря) и векторного (течение) процессов, согласно работе (Рожков, 2002). Следуя методике, изложенной в этой работе, в начале, оценивались матрицы коэффициентов взаимных корреляций следующего вида:

$$D_{\zeta V} = \begin{vmatrix} r_{\zeta\zeta} & r_{\zeta u} & r_{\zeta v} \\ r_{u\zeta} & r_{uu} & r_{uv} \\ r_{v\zeta} & r_{vu} & r_{vv} \end{vmatrix} \quad (3.2)$$

$$D_{uv} = \begin{vmatrix} r_{uu} & r_{uv} \\ r_{vu} & r_{vv} \end{vmatrix} \quad (3.3)$$

где $D_{\zeta V}$ и D_{uv} – определители матриц, ζ – скалярный процесс (в нашем случае – уровень моря), V – векторный процесс (течения), u , v – составляющие векторного процесса V на параллель и меридиан, соответственно, $r_{\zeta\zeta}$, $r_{\zeta u}$, r_{uv} , ..., r_{vv} –

коэффициенты взаимной корреляции. Затем, рассчитывался множественный коэффициент взаимной корреляции между скалярным (ζ) и векторным процессами (V):

$$R_{\zeta V}(\theta, t) = \sqrt{1 - \frac{D_{\zeta V}}{D_{uv}}}, \quad (3.4)$$

где θ - временной сдвиг, t – время.

Расчет $R_{\zeta V}(\theta, t)$ производились с учетом нестационарности процессов. Период квазистационарности для расчетов $R_{\zeta V}(\theta, t)$ принимался равным 72 часам, а интервал скольжения – 24 часам.

Результаты взаимного корреляционного анализа приведены на рисунке 3.9. Во время опасных подъёмов уровня на всех станциях отмечается высокая связь между баротропными колебаниями течений и уровня моря. В этот период максимальные коэффициенты корреляции $R_{\zeta V}(\theta, t)$ достигают значений 0.68 – 0.98. В дальнейшем, с января по июнь 2012 года также в основном отмечается высокая корреляция между баротропными колебаниями течений и уровнем моря, и лишь в редких случаях оценки $R_{\zeta V}(\theta, t)$ понижаются здесь до значений 0.42-0.57. Такие эпизодические понижения корреляции в большей мере выражены для более мелководного района восточной части Финского залива, где работала станция СПО ГОИН.

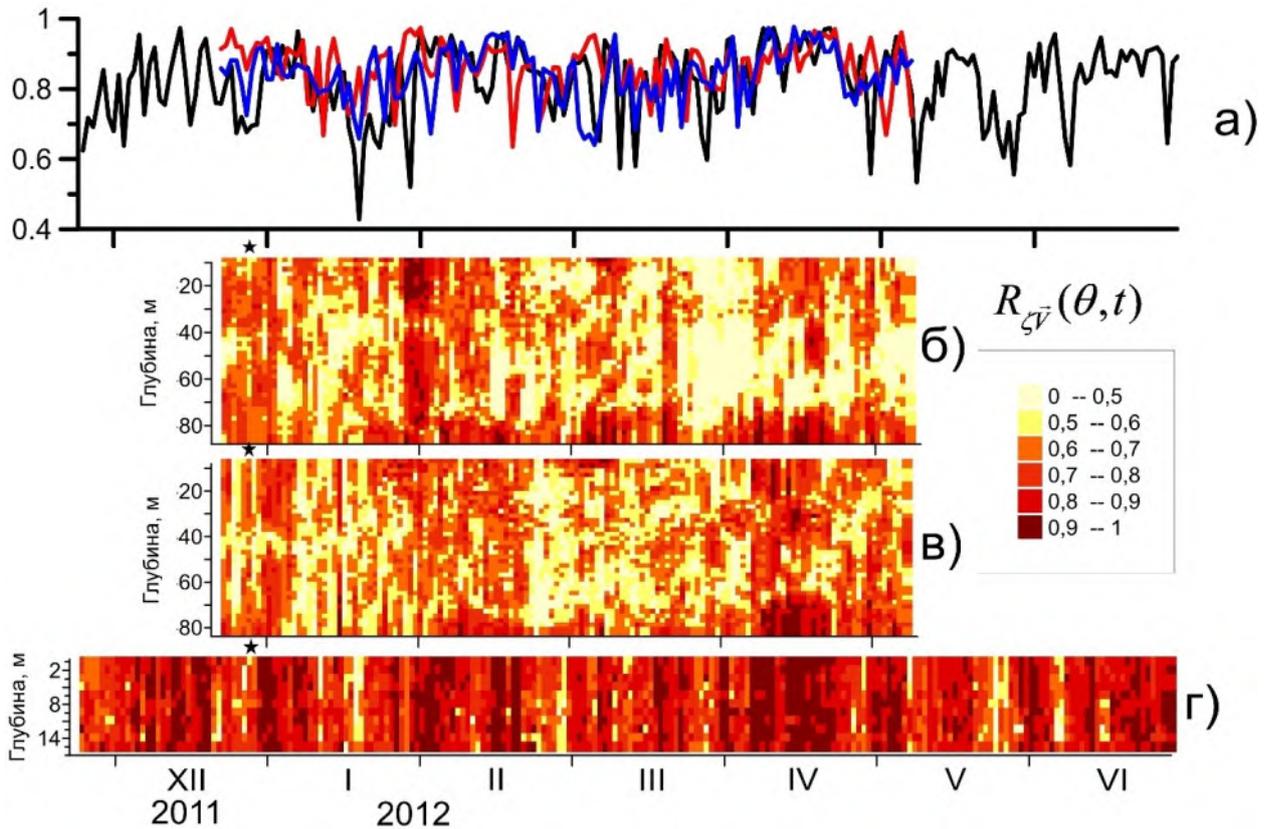


Рисунок 3.9. (а) Изменение во времени максимальных значений коэффициентов взаимной корреляции $R_{\zeta v}(\theta, t)$ между баротропной компонентой течений на станции 21 и уровнем моря в Палдиски (красная линия), баротропной компонентой течений на станции 20 и уровнем моря в Таллинне (синяя линия), баротропной компонентой течений на станции СПО ГОИН и уровнем моря в Кронштадте (черная линия); (б, в, г) максимальные значения коэффициентов взаимной корреляции $R_{\zeta v}(\theta, t)$ между бароклиной компонентой течений на станции 21 и уровнем моря в Палдиски (б), бароклиной компонентой течений на станции 20 и уровнем моря в Таллинне (в), бароклиной компонентой течений на станции СПО ГОИН и уровнем моря в Шепелево (г), черная звезда – дата наводнения в Санкт-Петербурге.

В периоды наводнений также отмечается высокая взаимосвязь между колебаниями уровня моря и бароклиной компонентой флуктуаций течений. В это время максимальные значения коэффициентов корреляции $R_{\zeta v}(\theta, t)$ достигают величин 0.65 – 0.87. Однако в зависимости от глубины значения $R_{\zeta v}(\theta, t)$ меняются в широких пределах и для отдельных горизонтов их оценки меньше 0.6. В целом, для всего периода наблюдений отмечается значительная нестационарность взаимосвязи между бароклиной компонентой течений и уровнем моря. На западе Финского залива (станция 21) и в его центральной части (станция 20) периоды

низких значений $R_{\zeta V}(\theta, t)$ на многих горизонтах в ряде случаев приближаются к 10-15 суткам. На востоке Финского залива (станция СПО ГОИН) периоды низких значений $R_{\zeta V}(\theta, t)$ заметно меньше и отмечаются они существенно реже, и, в среднем, здесь значения $R_{\zeta V}(\theta, t)$ существенно выше, чем в двух других районах залива.

Таким образом, результаты взаимного корреляционного анализа между колебаниями уровня моря и течениями показывают, что значительный вклад в их взаимосвязь оказывает не только баротропная, но также и бароклинная компонента течений.

Для проверки гипотезы о наличии бароклинной компоненты течений в волнах, формирующих опасные подъемы уровня на востоке Финского залива, были задействованы данные численных экспериментов на модели INMOM (Institute Numerical Mathematics Ocean Model) (Дианский и др., 2006; Дианский, 2013; Zalesny и др., 2012). При одинаковых начальных и граничных условиях моделировались динамические характеристики Финского залива в баротропном приближении, а также решалась полная (бароклинная) задача. Проведение этих двух численных экспериментов производилось с целью оценки бароклинной компоненты течений по модельным данным. Для этого из течений, рассчитанных в рамках полной задачи, вклад в которые оказывают как бароклинная, так и баротропная составляющая, вычитались течения, оцененные по баротропной модели.

Для первого численного эксперимента использовалась трёхмерная бароклинная нелинейная гидродинамическая модель, разработанная на основе сигма-модели морской и океанической циркуляции Института вычислительной математики (ИВМ РАН), получившей в международной практике название INMOM (Дианский и др., 2006; Дианский, 2013; Zalesny и др., 2012).

Второй численный эксперимент, в рамках которого рассчитывалась динамика вод Балтийского моря в баротропном приближении, производился с помощью трёхмерной баротропной модели, реализованной также на базе модели INMOM, в которой плотность воды была фиксирована постоянной величиной в

пространстве и во времени на всём интервале интегрирования. Граничные условия задавались такие же, как и в первом численном эксперименте, только с учетом решения баротропной задачи.

Численные расчеты проводились для периода с 1 января 2011 года по 31 декабря 2011 г. Расчетный шаг по времени составил 1 мин. Вывод результатов счёта производился за осредненный 3 часовый период.

В результате проведенных экспериментов были получены средние за 3 часа поля уровня моря и течений на 16 горизонтах. Для верификации полученных данных были оценены коэффициенты взаимной корреляционной функции между данными численного гидродинамического моделирования и данными автоматических донных станций, оборудованных доплеровскими профилографами течений (таблица 3.1). Оценки взаимной корреляционной функции векторных процессов проводились согласно методике (Белышев, Клеванцов, Рожков, 1983). Для этого сначала рассчитывались 2 инварианта взаимной корреляционной тензор-функции $K_{V_d U_d}(\theta, t)$ для каждого горизонта d .

$$K_{V_d U_d}(\theta, t) = \begin{pmatrix} K_{v_1 u_1}(\theta, t), K_{v_1 u_2}(\theta, t) \\ K_{v_2 u_1}(\theta, t), K_{v_2 u_2}(\theta, t) \end{pmatrix} \quad (3.5)$$

где $\vec{V}(t)$ и $\vec{U}(t)$ – векторные процессы на исследуемом горизонте, t - время, θ - временной сдвиг, v_1 - составляющая векторного процесса $\vec{V}(t)$ на параллель; v_2 - составляющая векторного процесса $\vec{V}(t)$ на меридиан; u_1 - составляющая векторного процесса $\vec{U}(t)$ на параллель; u_2 - составляющая векторного процесса $\vec{U}(t)$ на меридиан.

Линейный инвариант $I_1^{VU}(\theta, t)$ равен следу матрицы взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ и характеризует общность интенсивностей коллинеарных изменений векторных процессов $\vec{V}(t)$ и $\vec{U}(t)$.

Индикатор вращения $\Omega^{VU}(\theta)$ равен разности недиагональных компонентов матрицы взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta)$ и характеризует общность ортогональных изменений в процессах $\vec{V}(t)$ и $\vec{U}(t)$, причем, если

$\Omega^{VU}(\theta) > 0$, то процесс $\vec{U}(t)$ развернут в среднем относительно процесса $\vec{V}(t)$ на заданном промежутке времени по часовой стрелке, если $\Omega^{VU}(\theta) < 0$, - то против часовой стрелки.

После нормирования $I_1^{VU}(\theta, t)$ и $\Omega^{VU}(\theta, t)$ на линейный инвариант тензора дисперсии, согласно (Белышев, Клеванцов, Рожков, 1983), рассчитывались их нормированные значения: $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ и $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$.

Результаты взаимного корреляционного анализа между рассчитанными и измеренными течениями приведены в таблице 3.1. В районе работы донной станции 21 коэффициенты взаимной корреляции между коллинеарными изменениями измеренных и рассчитанных течений варьируют в зависимости от горизонта от 0.34 до 0.70. Подобные оценки корреляции заметно выше на станции 20, где они имеют значения от 0.54 до 0.78. В районе работы станции СПО ГОИН значения коэффициентов взаимной корреляции составляют 0.28 - 0.66. Таким образом, несмотря на все ограничения и допущения метода численного гидродинамического моделирования, на отдельных горизонтах модель весьма реалистично описывает изменения течений в Финском заливе.

Таблица 3.1. Результаты взаимного корреляционного анализа между течениями, измеренными с помощью ADCP и рассчитанными по модели.

Станция № 21			Станция № 20				Станция СПО ГОИН				
Коррелируемые горизонты:		$r_{I_1}^{VU}(\theta)$	$r_{\Omega}^{VU}(\theta)$	Коррелируемые горизонты:		$r_{I_1}^{VU}(\theta)$	$r_{\Omega}^{VU}(\theta)$	Коррелируемые горизонты:		$r_{I_1}^{VU}(\theta)$	$r_{\Omega}^{VU}(\theta)$
ADCP	Модель			ADCP	Модель			ADCP	Модель		
12	12	0.70	0.13	12	12	0.63	0.19	1	1	0.28	-0.54
14	14	0.63	0.23	14	15	0.61	0.21	2	2	0.42	-0.46
16	17	0.58	0.28	18	18	0.59	0.28	4	4	0.49	-0.35
20	20	0.52	0.34	20	20	0.57	0.29	5	5	0.57	-0.23
22	22	0.45	0.37	24	23	0.60	0.30	7	7	0.64	-0.07
24	25	0.39	0.37	26	26	0.57	0.31	8	8	0.66	0.01
28	28	0.35	0.33	28	29	0.55	0.28	10	10	0.57	0.00
30	31	0.34	0.25	32	32	0.54	0.24	11	11	0.52	-0.03
36	36	0.38	0.16	38	37	0.58	0.14	13	13	0.50	-0.04
40	41	0.45	0.07	42	42	0.64	0.08	14	14	0.49	-0.04
46	46	0.48	0.03	48	47	0.68	0.07	16	15	0.50	-0.54
52	52	0.52	-0.01	54	54	0.68	0.06				
58	59	0.54	0.00	60	61	0.70	0.07				
66	65	0.55	0.02	68	68	0.71	0.07				
70	70	0.55	0.06	72	73	0.73	0.05				
74	73	0.59	0.08	76	76	0.75	0.06				
76	77	0.62	0.07	80	80	0.78	0.10				

С помощью рассчитанных в обоих численных экспериментах течений (полная и баротропная задача) для точек постановки донных автоматических станций 21, 20 и СПО ГОИН (рисунок 3.5) было произведено выделение их бароклининой компоненты. С этой целью из векторов течений, оцененных в первом численном эксперименте (полная задача), вычитались баротропные течения, оцененные во втором эксперименте. Результаты приведены на рисунках 3.10 – 3.12.

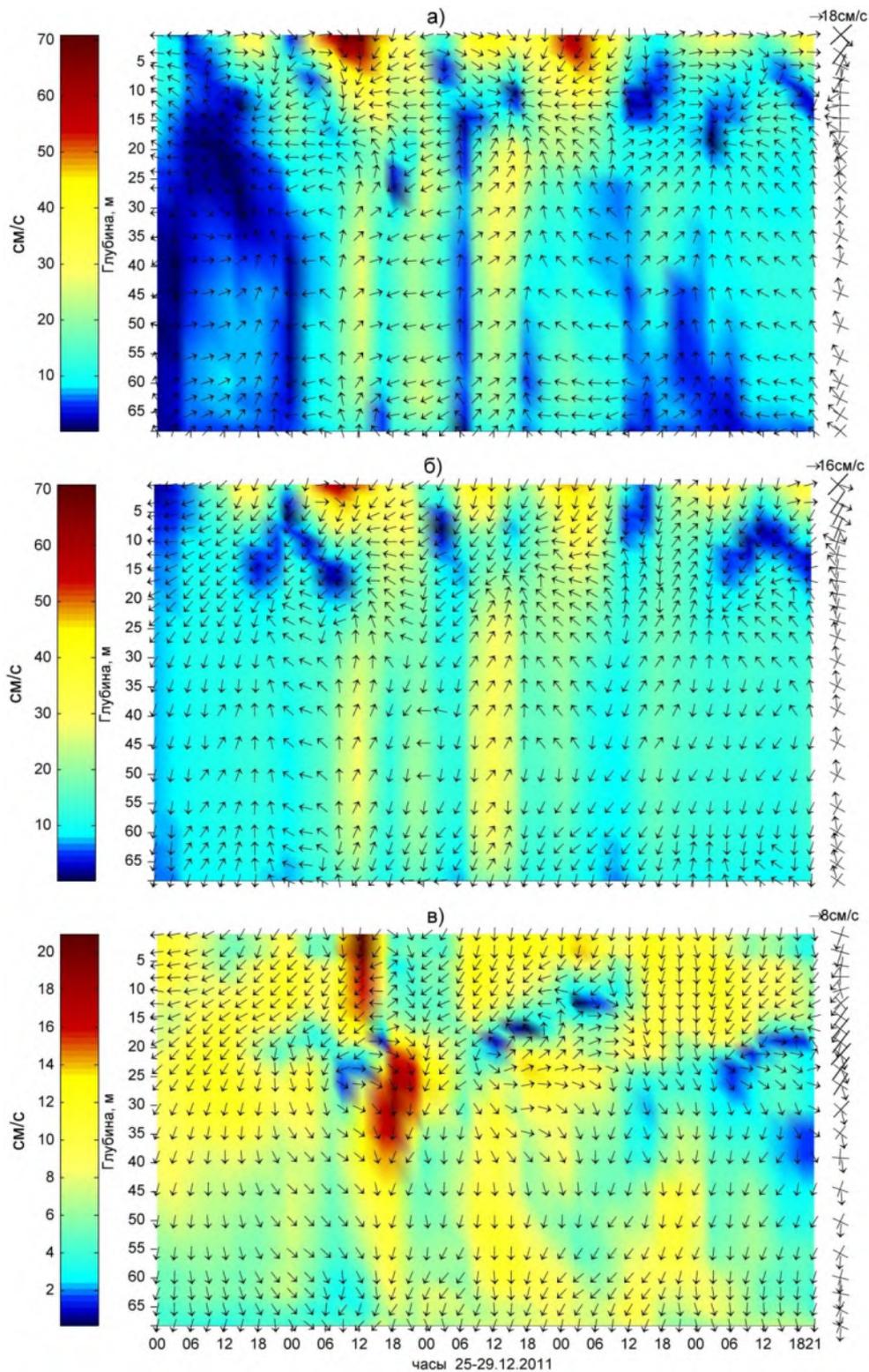


Рисунок 3.10. Изменение во времени вертикальных профилей течений в Финском заливе, рассчитанных с помощью гидродинамической модели INMOM для точки работы донной станция 21 (рисунок 3.5) в период формирования опасных подъёмов уровня моря в декабре 2011 г.: (а) - полная задача, (б) - баротропная задача, (в) - разность между полной и баротропной задачами.

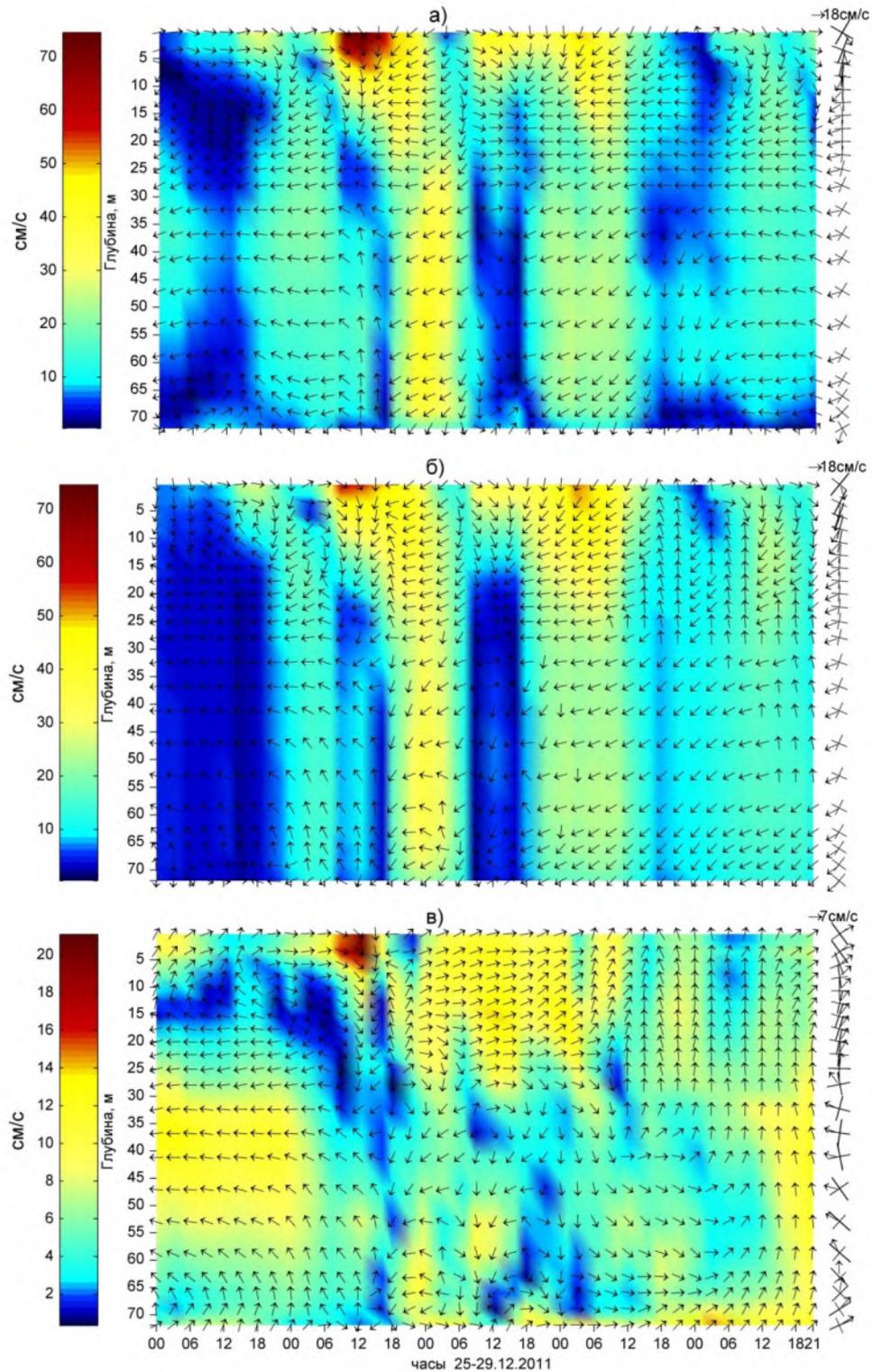


Рисунок 3.11. Изменение во времени вертикальных профилей течений в Финском заливе, рассчитанных с помощью гидродинамической модели INMOM для точки работы донной станции 20 (рисунок 3.5) в период формирования опасных подъёмов уровня моря в декабре 2011 г.: (а) - полная задача, (б) - баротропная задача, (в) - разность между полной и баротропной задачами.

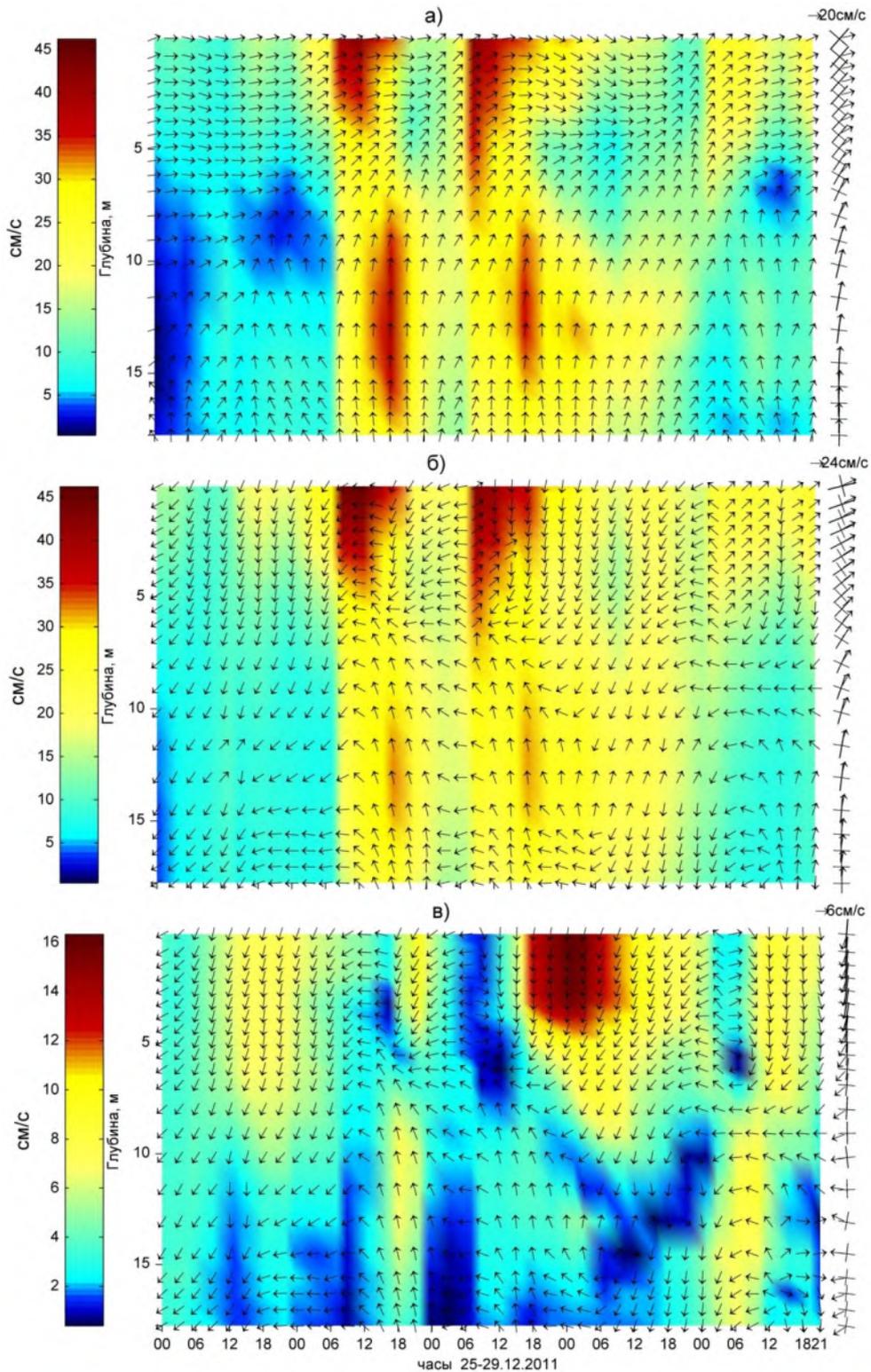


Рисунок 3.12. Изменение во времени вертикальных профилей течений в Финском заливе, рассчитанных с помощью гидродинамической модели INMOM для точки работы донной станции СПО ГОИН (рисунок 3.5) в период формирования опасных подъёмов уровня моря в декабре 2011 г.: (а) - полная задача, (б) - баротропная задача, (в) - разность между полной и баротропной задачами.

Видно, что в районе работы станций 21 и 20 максимальные скорости рассчитанных по полной задаче течений (рисунок 3.10а, 3.11а, 3.12а) отмечаются в приповерхностном слое в период спада уровня моря после его опасного подъёма и достигают 43 - 49 см/с, что близко к измеренным течениям (рисунок 3.6). На станции СПО ГОИН максимальные скорости рассчитанных течений составляют 48 см/с, превышая на 10 см/с их измеренные значения, и отмечаются во время прохождения гребня волны наводнений в поле уровня моря. Как и у измеренных течений, с глубиной, в эти периоды, во всех 3-х случаях скорости модельных течений уменьшаются без изменения их направления (рисунок 3.10а, 3.11а, 3.12а). Для районов работы всех трёх донных станций рассчитанные по модели баротропные течения (рисунок 3.10б, 3.11б, 3.12б) показывают во время опасных подъёмов уровня моря однонаправленную вертикальную структуру потоков без "экмановской" компоненты.

Оценки бароклинной компоненты течений, сделанные нами по результатам численного гидродинамического моделирования (рисунок 3.10в, 3.11в, 3.12в), свидетельствуют о том, что во время опасных подъёмов уровня моря она достигает 18-20 см/с в районе работы станций 21 и 20 и 15 см/с в районе работы станции СПО ГОИН.

Таким образом, результаты анализа численных экспериментов на гидродинамической модели Балтийского моря свидетельствуют, что в штормовых условиях зимнего периода во время распространения по Финскому заливу волн наводнений в течениях отмечается выраженная бароклинная компонента.

4. ОЦЕНКА НЕСТАЦИОНАРНОСТИ СТАТИСТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ МЕЖДУ ТЕЧЕНИЯМИ И КАСАТЕЛЬНЫМ ТРЕНИЕМ ВЕТРА ВО ВРЕМЯ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ

Для оценки особенностей взаимосвязи между изменениями ветра $\vec{W}(t)$ и колебаниями течений $\vec{V}(t)$ был проведен взаимный корреляционный анализ. Для этого по данным ежечасных значений ветра, полученным в рамках проекта HIRLAM, для точек постановки автономных станций рассчитывались синхронные с течениями ряды значений тангенциального напряжения ветра $\vec{\tau} = c\rho_0\vec{W}|\vec{W}|$ (где c – безразмерный коэффициент, ρ_0 – плотность воздуха).

Учитывая, что $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ – векторные процессы, согласно (Белышев, Клеванцов, Рожков, 1983), рассчитывались 2 инварианта взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ с учетом нестационарности процессов по формуле (3.5).

При исследовании корреляции между $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ нами, прежде всего, ставилась задача оценить воздействие силы касательного трения ветра на генерацию возмущений течений в диапазоне периодов прохождения над Балтикой атмосферных циклонов (около 2 - 3 суток). В связи с этим, из рядов ежечасных значений $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ с помощью фильтра Баттерворта исключалась низкочастотная составляющая с периодом более 3 суток. Период квазистационарности для расчета $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ и $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ принимался равным 72 часам, а интервал скольжения – 24 часам.

Результаты взаимного корреляционного анализа между $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ представлены на рисунках 4.1 и 4.2.

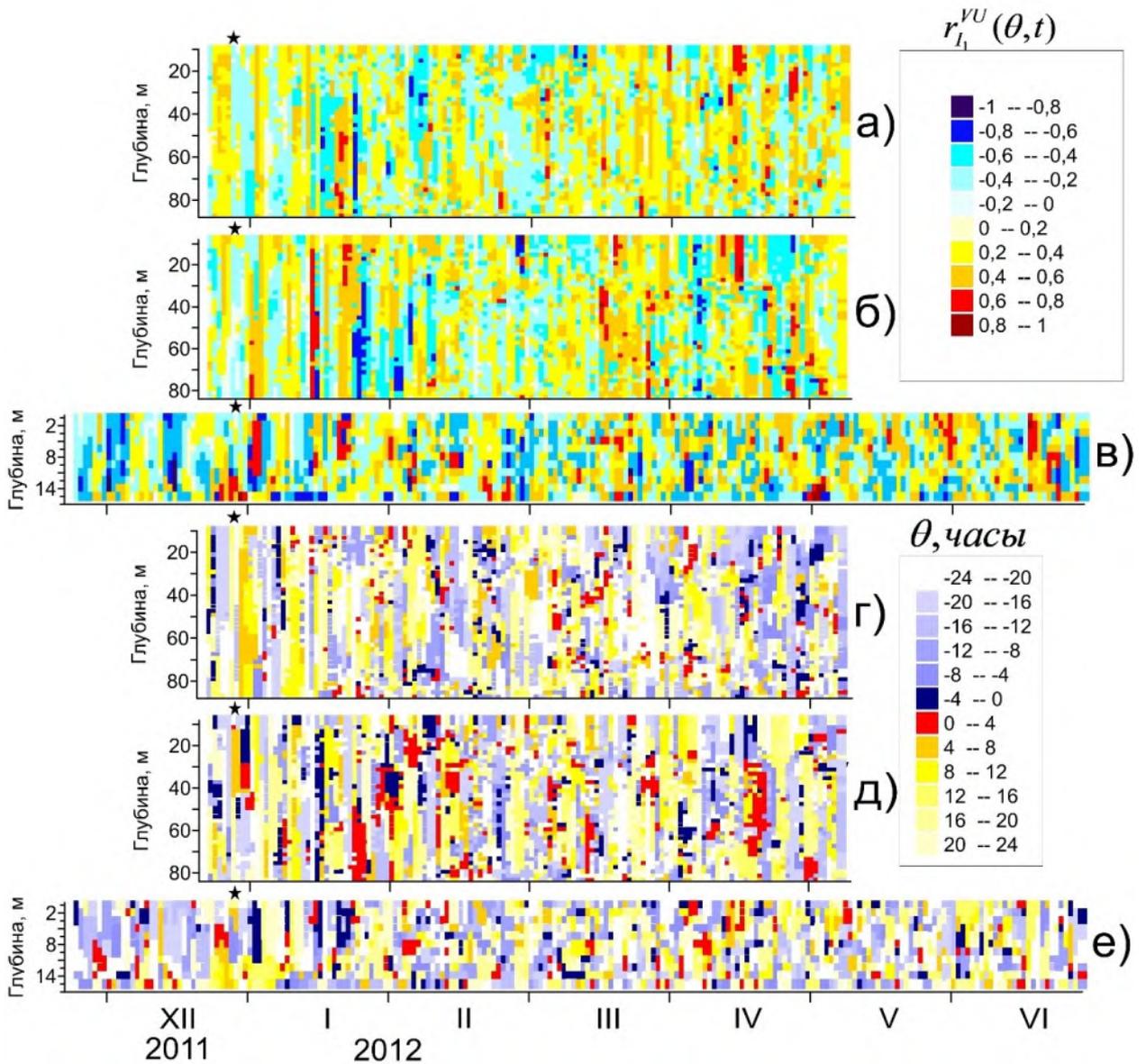


Рисунок 4.1. Максимальные значения инварианта $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ между касательным трением ветра и течениями, оцененные для районов Финского залива, где работали автономные станции 21 (а), 20 (б) и СПО ГОИН (в), а также временные сдвиги θ , на которых наблюдались $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ для станции 21 (г), 20 (д), и СПО ГОИН (е). Звездочкой отмечен период опасных подъёмов уровня моря.

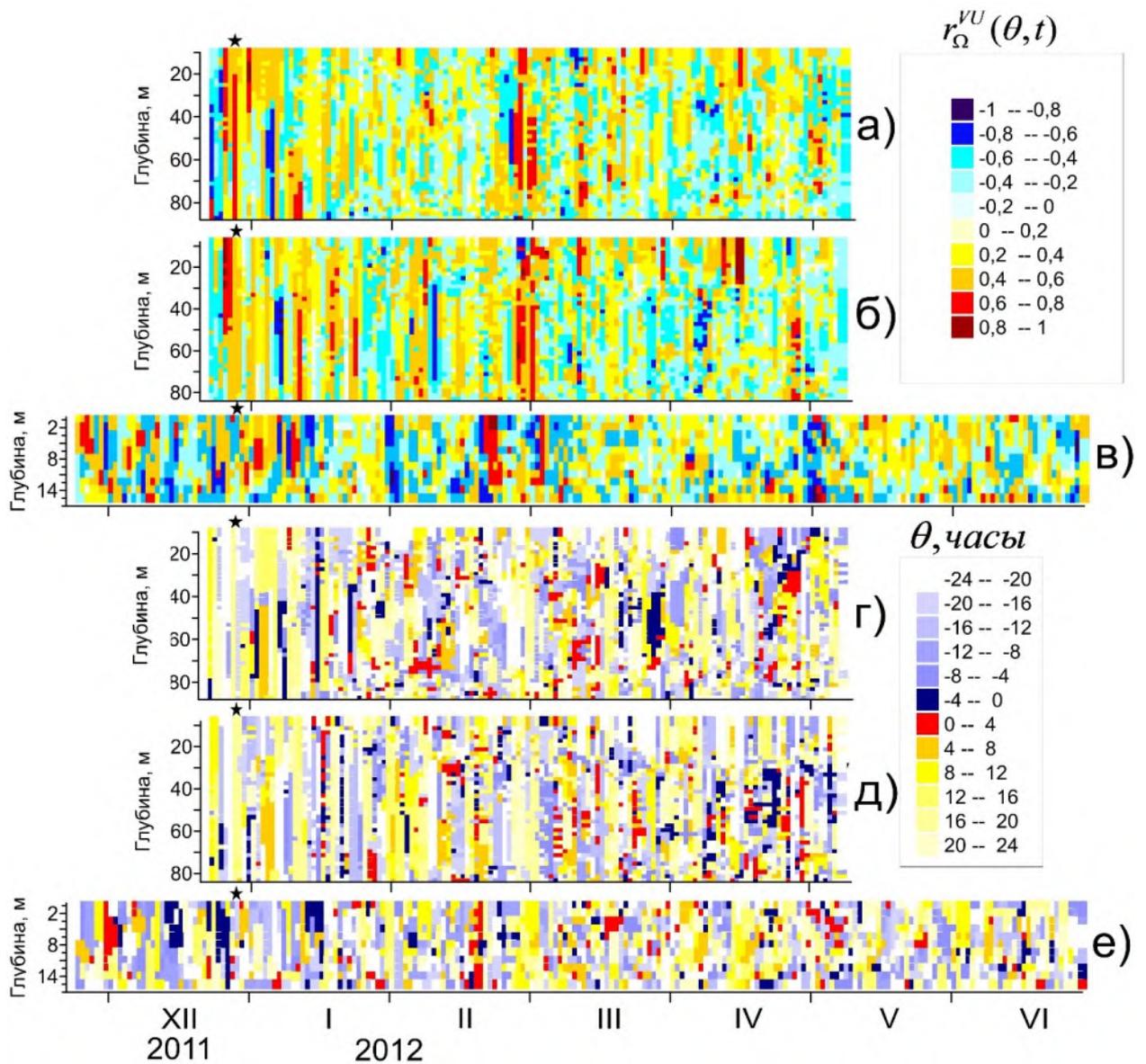


Рисунок 4.2. Максимальные значения инварианта $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ между касательным трением ветра и течениями, оцененные для районов Финского залива, где работали автономные станции 21 (а), 20 (б) и СПО ГОИН (в), а также временные сдвиги θ , на которых наблюдались $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ для станции 21 (г), 20 (д), и СПО ГОИН (е). Звездочкой отмечен период опасных подъёмов уровня моря.

Обращает на себя внимание, что для западного (станция 21) и центрального (станция 20) районов Финского залива во время опасных подъёмов уровня моря (26-28 декабря 2011 г.) между коллинеарными изменениями $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ не отмечается взаимосвязи: $r_{I_1}^{VU}(\theta, t) < 0.5$ (рисунок 4.1). На востоке Финского залива высокие значения корреляции между коллинеарными изменениями $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$, достигающие $0.61 \div 0.80$, наблюдаются в придонном слое на отрицательных сдвигах

$\theta = -24$ часа, свидетельствующих о существенном запаздывании колебаний возмущающей силы $\vec{\tau}(t)$ относительно флюктуаций $\vec{V}(t)$. В январе-июне 2012 г. высокие значения (>0.6) инварианта $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ отмечаются лишь эпизодически (в течение 3-9 суток), при существенных временных сдвигах ($\theta = \pm 15 \div 24$ часа) и, чаще всего, только в отдельных слоях моря. При этом высокая корреляция между коллинеарными изменениями $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ может быть как прямой, так и обратной. Можно отметить, также, что в одних случаях высокой корреляции между коллинеарными изменениями $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ колебания ветра опережают флюктуации течений (положительные значения θ), а в других, наоборот, колебания ветра запаздывают относительно флюктуаций течений (отрицательные значения θ).

В отличие от коллинеарных изменений в период опасных подъёмов уровня моря наблюдается высокая взаимосвязь между ортогональными колебаниями $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ (рисунок 4.2). В это время оценки инварианта $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ для станции 20 достигают значений $+0.71$ при $\theta = -24$ часа; для станции 21 $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t) = +0.63$ при $\theta = +16$ часов; для станции СПО ГОИН высокая корреляция ($r_{\Omega}^{VU}(\theta, t) = +0.66$ при $\theta = -7$ часов) отмечается только на самом верхнем горизонте 0.5 м. В целом, для всего периода измерений течений, высокие значения инварианта $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ наблюдаются чаще, чем для инварианта $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$, но с такой же выраженной степенью нестационарности, и охватывают большие по глубине слои, чем у инварианта $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$.

Таким образом, результаты взаимного корреляционного анализа выявляют очень сложный характер статистической связи между $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$. В западной (станция 21) и центральной (станция 20) частях Финского залива во время распространения низкочастотных волн, которые влияют на формирование опасных подъёмов уровня моря, передача энергии от касательного трения ветра в движущемся глубоком атмосферном циклоне к водным массам осуществляется через ортогональные колебания $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$, а на востоке залива на генерацию

волнообразных возмущений течений значительное влияние оказывают, как коллинеарные так и ортогональные изменения $\vec{\tau}(t)$. Высокие значения оценок инвариантов $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ и $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ в этот период свидетельствуют о том, что низкочастотные волны, влияющие на опасные подъёмы уровня, являются вынужденными. Анализ результатов взаимного корреляционного анализа между $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ за всё время измерений течений не выявляет каких-либо закономерностей между периодами высокой корреляции и изменениями направлений и скоростей ветровых потоков: высокие значения инвариантов $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ и $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ отмечаются как при сильных, так и слабых ветрах разнообразных направлений. По-видимому, на корреляцию между $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ значительное влияние оказывают скорости движения атмосферных циклонов и антициклонов.

5. МЕХАНИЗМЫ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ

Межгодовые изменения количества штормовых нагонов в различных районах Балтийского моря (в том числе и в Финском заливе) оценивались в работе Т. Вольски и др. (Wolski и др., 2014) за период 1960 – 2010 гг. по критерию ≥ 70 см, относительно европейской системы вертикальных отсчетов (EVRS). Результаты показали наличие, практически во всех случаях, положительных линейных трендов в межгодовых изменениях количества штормовых нагонов, свидетельствующих, что на различных побережьях Балтийского моря в рассматриваемый автором 50-летний период их число неуклонно растет. В работе Johansson (Johansson и др., 2001) оценивались тренды, рассчитанных за каждый год, среднеквадратических отклонений и максимумов уровня моря на 13 станциях побережья Финляндии по рядам значений уровня с интервалом 4 часа. Наибольшая продолжительность рядов уровня на этих станциях составила 111 лет (с 1888 по 1999 год). Результаты показали, что в Финском заливе на станциях Ханко и Хамина в прошлом веке наблюдались значимые положительные линейные тренды в изменениях стандартных отклонений и максимумов колебаний уровня моря. 15-летнее скользящее среднее рядов этих характеристик показало, что наибольшее их увеличение отмечалось в 1960-х -1970-х годах прошлого века, а затем наметилась тенденция к уменьшению значений стандартных отклонений и максимумов колебаний уровня моря. Tytkowski and Hojan (Tytkowski, Hojan, 2018) с помощью квантильного анализа исследовали межгодовые изменения экстремальных событий в гидрометеорологических процессах у польского побережья Балтики, в том числе и в колебаниях уровня моря. Их результаты показали, что в период с 1965 по 2014 год наблюдается значимый положительный тренд в изменениях количества дней с экстремальными подъемами уровня моря. Результаты выделения штормовых нагонов в Финском заливе по предложенному критерию 3σ ,

представленные в главе 2, свидетельствуют, что в последние десятилетия отмечается тенденция уменьшения количества штормовых нагонов, дисперсии и максимумов уровня моря. Исторические данные о произошедших в Санкт-Петербурге наводнениях свидетельствуют, что их число в конце XX и начале XXI веков возросло. Результаты, представленные на рисунке 2.1, показывают, что за последние 30 лет количество наводнений в устье Невы увеличилось в 1.6 раза по сравнению с предыдущим тридцатилетием. Разные тенденции в оценках межгодовой изменчивости количества штормовых нагонов в Балтийском море, связаны, по-видимому, с не синхронными периодами наблюдений, задействованными в анализе. Однако механизмы межгодовой изменчивости частоты опасных подъёмов уровня моря на востоке Финского залива остаётся всё ещё непонятным.

А. Е. Антоновым (Антонов, 2001) исследовалась зависимость межгодовых изменений числа и интенсивности невских наводнений от различных индексов атмосферной циркуляции, солнечной активности, планетарно-космических и региональных гидрометеорологических процессов. Разработанные автором на основе этих предикторов долгосрочные прогнозы невских наводнений не подтверждаются временем.

Одна из гипотез увеличения частоты наводнений в последние десятилетия может быть связана с долгопериодными изменениями характеристик атмосферных циклонов. Действительно, наши знания о механизмах генерации наводнений в устье Невы дают веские основания предполагать, что межгодовая изменчивость анемобарических сил в циклонах, их численности, траекторий и скоростей движения должны, по-видимому, влиять и на изменения частоты опасных подъёмов уровня моря на востоке Финского залива.

Характеристики атмосферных циклонов над Балтикой исследовались за период 1948–2002 гг. в работе (Sepp, Jaagus, 2011). Авторами было показано, что в долгопериодных изменениях количества глубоких циклонов (давление в центре <1000 гПа) наблюдается положительный значимый линейный тренд. Наибольшее количество глубоких циклонов отмечалось в 1973 г. (32), а наименьшее – в 1996 (6)

и 1953 (8) гг. В изменениях атмосферного давления в центрах глубоких циклонов наблюдался значимый отрицательный линейный тренд, свидетельствующий о том, что их глубина за период с 1948 по 2002 гг. увеличилась в среднем на 2.2 гПа.

В работе С. М. Гордеевой и В. Н. Малинина (Гордеева, Малинин, 2012) оценивалось количество циклонов, траектории которых проходили через район, ограниченный 59° - 66° с.ш. и 21° – 30° в.д. за период с 1958 по 2008 г. Результаты показали, что в межгодовой изменчивости циклонов проявляется нелинейный тренд: до середины 1980-х годов число циклонов росло, а затем стало уменьшаться. Значения коэффициентов корреляции между числом невских наводнений и количеством циклонов оказались низкими ($0.28 \div 0.32$). Квантильный анализ не выявил заметных межгодовых изменений в траекториях движения всех циклонов, проходящих через выбранный авторами район. Однако для «наводненческих» циклонов на меридиане Гринвича отмечалось заметное (около 1000 км) смещение к северу медианы траекторий между периодами 1958 - 1975 и 1976 – 2008 гг., в то время как на меридиане Санкт-Петербурга это смещение было незначительным по сравнению с размерами атмосферных циклонов. К недостаткам данной работы следует отнести недостаточно правильный выбор района, в котором оценивались характеристики циклонов, так как согласно историческим сведениям траектории движения «наводненческих циклонов» могут проходить как севернее, так и южнее выбранного авторами района (Макринова, 1954).

Вторая гипотеза увеличения частоты опасных подъёмов уровня моря на востоке Финского залива может быть связана с теоретической идентификацией волн невских наводнений, как бароклинных топографических волн (Захарчук, Тихонова, 2011). Такая идентификация не исключает гипотезы о влиянии межгодовых изменений бароклинных условий Балтийского моря на частоту генерации опасных подъёмов уровня на востоке Финского залива. В работе также рассматривается влияние сезонных колебаний уровня Балтийского моря на формирование опасных подъёмов уровня на востоке Финского залива.

5.1. Влияние характеристик атмосферных циклонов на межгодовую изменчивость штормовых нагонов

Если исследованию механизмов приводящих к возникновению опасных подъемов уровня на востоке Финского залива посвящено много научных трудов, то причинам и физическим механизмам, вызывающим их межгодовую изменчивость, уделялось меньше внимания и этот вопрос остается недостаточно изученным.

В этой главе на основе статистического анализа современных гидрометеорологических данных оценивается зависимость межгодовых изменений частоты опасных подъёмов уровня моря на востоке Финского залива от разнообразных гидрометеорологических факторов.

Одна из основных причин возникновения штормовых нагонов, вызывающих опасные подъемы уровня моря на востоке Финского залива, связывается с воздействием анемобарических сил в проходящих над Балтийским морем глубоких циклонах (Антонов, 2001; Гордеева, Малинин, 2012; Sepp, Jaagus, 2011). В связи с этим исследовалась гипотеза, согласно которой, увеличение частоты опасных подъёмов уровня моря на востоке Финского залива в последние десятилетия обуславливается межгодовой изменчивостью характеристик атмосферных циклонов (их глубины, траекторий движения, скорости ветра в циклоне).

Для исследования особенностей пространственно-временных изменений метеорологических характеристик в периоды штормовых нагонов использовались срочные (4 раза в сутки) данные инструментальных измерений ветра на гидрометеорологических станциях (ГМС) Выборг (с 1966 по 2017 гг.), Озерки (с 1977 по 2018 гг.) и атмосферного давления на станции Кронштадт, которые были предоставлены Северо-Западным управлением Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (СЗ УГМС Росгидромета) (<http://www.meteo.nw.ru>), а также данные характеристик ветра и атмосферного

давления из реанализа ERA (Hersbach и др., 2020). Выборка данных с ресурса ERA5 (<https://cds.climate.copernicus.eu>) производилась с временным интервалом 1 час и пространственным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

Данные атмосферного давления реанализа ERA5 сравнивались с измерениями атмосферного давления на 10 прибрежных станций шведского побережья Балтийского моря, полученными с ресурса Шведского института метеорологии и гидрологии (<https://www.smhi.se>) и на одной станции восточной части Финского залива (Кронштадт). Сравнение показало очень хорошее согласие: величины коэффициентов корреляции между сравниваемыми рядами варьировали от 0.98 до 1.00, что свидетельствует о достаточно высокой линейной связи между модельными и наблюдаемыми на станциях изменениями атм. давления; оценки абсолютной ошибки были не велики и менялись от 0.30 до 0.73 гПа; значения относительной ошибки варьировали в пределах 0.33 – 0.83%; оценки критерия точности показали, что от 98 до 100 % значений в рядах атмосферного давления реанализа ERA-5 не выходят за пределы $<0.674\sigma$, где σ - ср. кв. отклонение рядов инструментальных измерений атмосферного давления.

Оценивание наиболее вероятных направлений и скоростей ветра во время штормовых нагонов производилось путём расчета двухмерных плотностей распределения вероятностей векторов скорости ветра по методике, описанной в работе (Рожков, 1984). Оценки распределений ветра выполнялись для ближайших к гидрометеорологическим станциям точек сеточной области реанализа ERA5 на временных отрезках, когда подъёмы уровня превышали значения 3σ . Для сравнения были оценены также двухмерные плотности вероятности векторов ветра по инструментальным измерениям на ГМС Выборг.

Рисунок 5.1 иллюстрирует, что для рассматриваемых районов северного побережья Финского залива и в районе его вершины преобладает одномодовая структура плотностей вероятности векторов ветра, свидетельствующая, что штормовые нагоны здесь происходят при ветрах западных румбов, дующих с наиболее вероятной скоростью 9-12 м/с, причем вероятность таких ветров увеличивается при движении с запада на восток. У южного побережья залива

структура ветра во время штормовых нагонов меняется: в распределениях вероятностей векторов скорости ветра появляются другие моды. В отличие от северного побережья, в Таллине и Силламяэ штормовые нагоны с подъёмами уровня больше 3σ происходят чаще всего при западных и юго-западных ветрах с меньшими значениями наиболее вероятной скорости ветра в 5 м/с. Кроме этого, здесь, а также у станции Шепелево, выделяются по направлениям менее выраженные моды северо-восточных и юго-восточных (у Силламяэ) ветров. В районе станции Шепелево, кроме моды юго-западных ветров со скоростями 11 м/с выделяется равнозначная ей мода скоростей ветра в 7 м/с, имеющих такие же направления. Видно также, что вероятность значений ветра у южного побережья увеличивается с востока на запад.

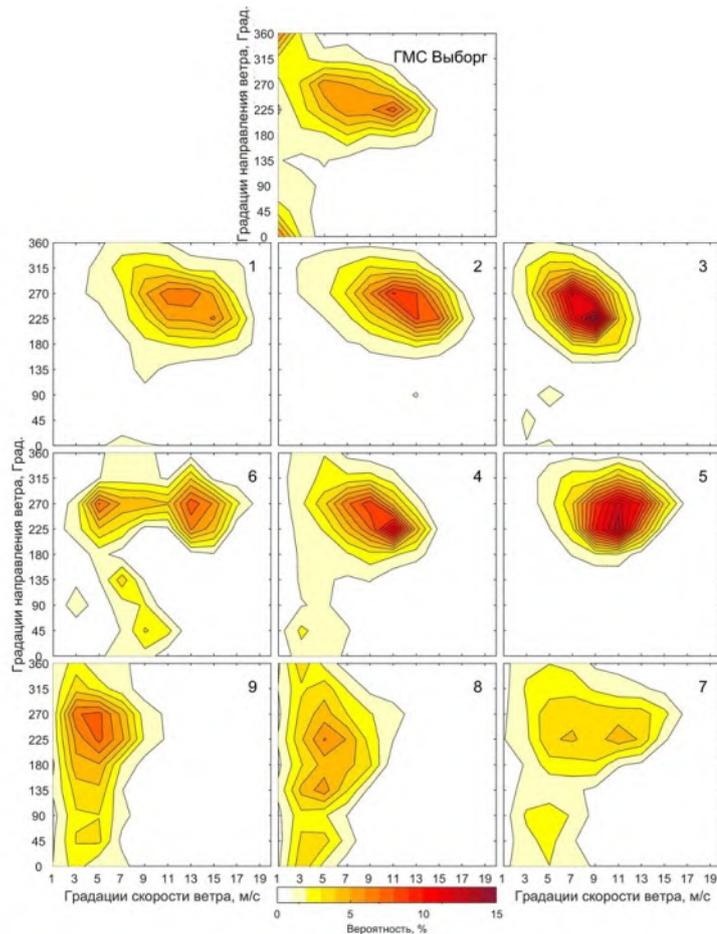


Рисунок 5.1. Двухмерные плотности распределения вероятностей векторов скорости ветра, рассчитанные для периодов штормовых нагонов уровня моря, превышающих 3σ , по инструментальным измерениям на ГМС Выборг и по данным реанализа ERA-5.

По данным реанализа ERA5 оценивались также распределения вероятностей атмосферного давления во время штормовых нагонов уровня моря, превышающих значение 3σ . На рисунке 5.2 представлены распределения вероятностей значений атмосферного давления во время штормовых нагонов с подъёмом уровня моря $>3\sigma$. У северного побережья и в вершине залива (Кронштадт) наиболее вероятные значения атмосферного давления во время штормовых нагонов равны 995 гПа. При движении к югу наиболее вероятные значения атмосферного давления увеличиваются до 1010 гПа (район Гогланда). У южного побережья Финского залива наибольшую вероятность имеют значения атмосферного давления в 1005 – 1015 гПа (рисунок 5.2). Результаты, приведённые на рисунке 5.2 свидетельствуют, что атмосферное давление над Финским заливом во время штормовых нагонов не является очень низким. Это связано с тем, что траектории движения центров циклонов, вызывающих штормовые нагоны, проходят севернее Финского залива (Гордеева, Малинин, 2014; Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2014; Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2015).

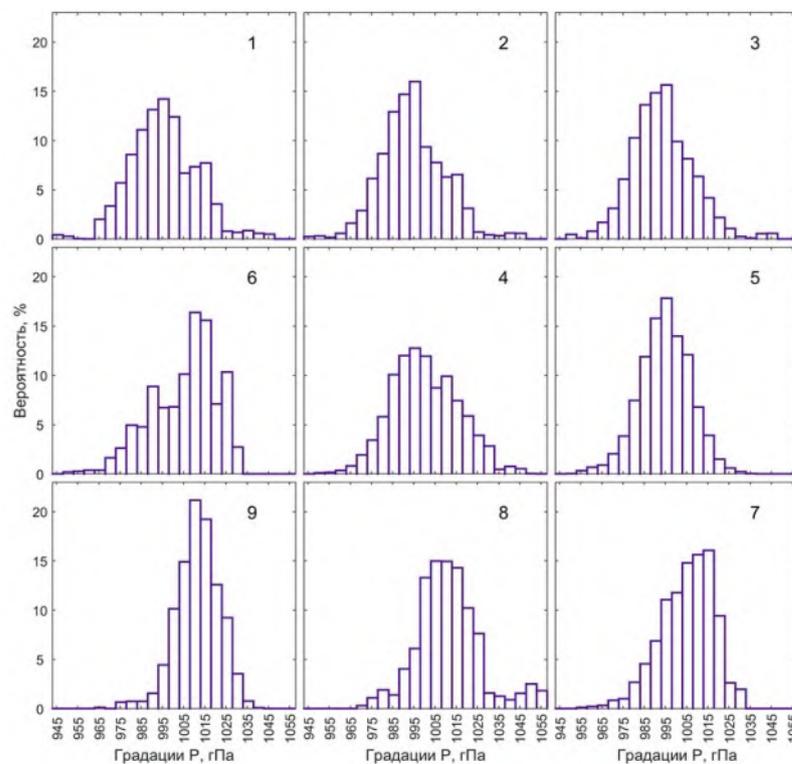


Рисунок 5.2. Распределения вероятностей значений атмосферного давления во время штормовых нагонов с подъёмом уровня моря $>3\sigma$.

Для интерпретации выявленных особенностей в изменениях штормовых нагонов были проанализированы современные тенденции метеорологических процессов. На рисунке 5.3 показаны межгодовые изменения оценок линейного инварианта тензора дисперсии горизонтального градиента атмосферного давления $I_1(0)$ как одной из характеристик показателя интенсивности циклогенеза в атмосфере.

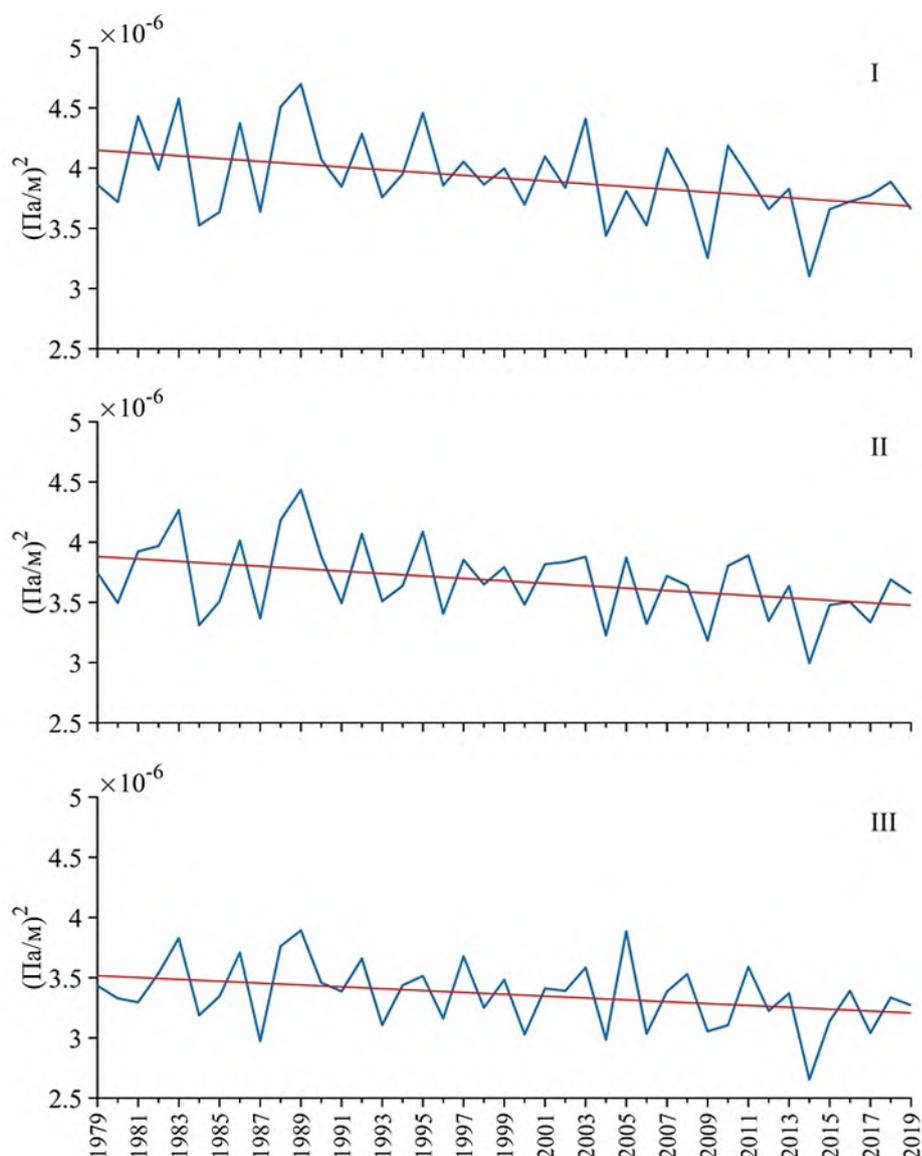


Рисунок 5.3. Изменение линейного инварианта тензора дисперсии горизонтального градиента атмосферного давления $I_1(0)$ в атмосферных циклонах над тремя районами Финского залива: западным (I), центральным (II) и восточным (III) (местоположения районов даны на рисунке 2.2). Красной линией обозначен линейный тренд.

Для оценки интенсивности атмосферных циклонов проводился расчет дисперсии горизонтального градиента атмосферного давления $I_1(t)_{\text{Grad}P_a}$ в циклонах. Для этого, в начале, по данным реанализа ERA5 (Hersbach и др., 2020) полученным с ресурса (<https://cds.climate.copernicus.eu>) для региона, ограниченного координатами 30° - 87.5° с.ш., 80° з.д. - 60° в.д., выбирались ежечасные поля значений атмосферного давления на уровне моря (P_a). Согласно методике, изложенной в работах (Бардин М.Ю., 2005; Голицын и др., 2007), циклоны выделялись для каждого срока в поле атмосферного давления, как области пониженного давления, ограниченные замкнутыми изобарами, путем исключения среднего по полю значения \bar{P}_a . Для отрицательных неоднородностей рассчитывался горизонтальный градиент давления ($\text{Grad}P_a$). Так как $\text{Grad}P_a$ – векторная величина, для оценки ее интенсивности рассчитывался линейный инвариант тензора дисперсии $\text{Grad}P_a$ (Рожков, 1984):

$$I_1(t)_{\text{Grad}P_a} = D_u(t) + D_v(t) \quad (5.1)$$

где D_u, D_v – дисперсии составляющих $\text{Grad}P_a$ на параллель и меридиан, t - время. Оценки $I_1(t)_{\text{Grad}P_a}$ производились с учетом нестационарности процесса: период квазистационарности для расчета $I_1(t)_{\text{Grad}P_a}$ принимался равным 1 году.

Во всех трёх районах Финского залива отмечаются отрицательные значимые линейные тренды в оценках $I_1(0)$, свидетельствующие о снижении интенсивности атмосферных циклонов над Финским заливом в конце XX и начале XXI веков (рисунок 5.3).

О снижении циклонической активности над Финским заливом свидетельствуют результаты анализа инструментальных измерений ветра на станциях Озерки и Выборг во второй половине XX и начале XXI веков. На рисунке 5.4 показаны случаи ветра западных румбов, имевшего скорости ≥ 11 м/с отмечавшихся на этих станциях с сентября по февраль и максимальные за год значения ветра. Результаты свидетельствуют, что во временном ходе различных характеристик ветра отмечаются выраженные отрицательные значимые тренды.

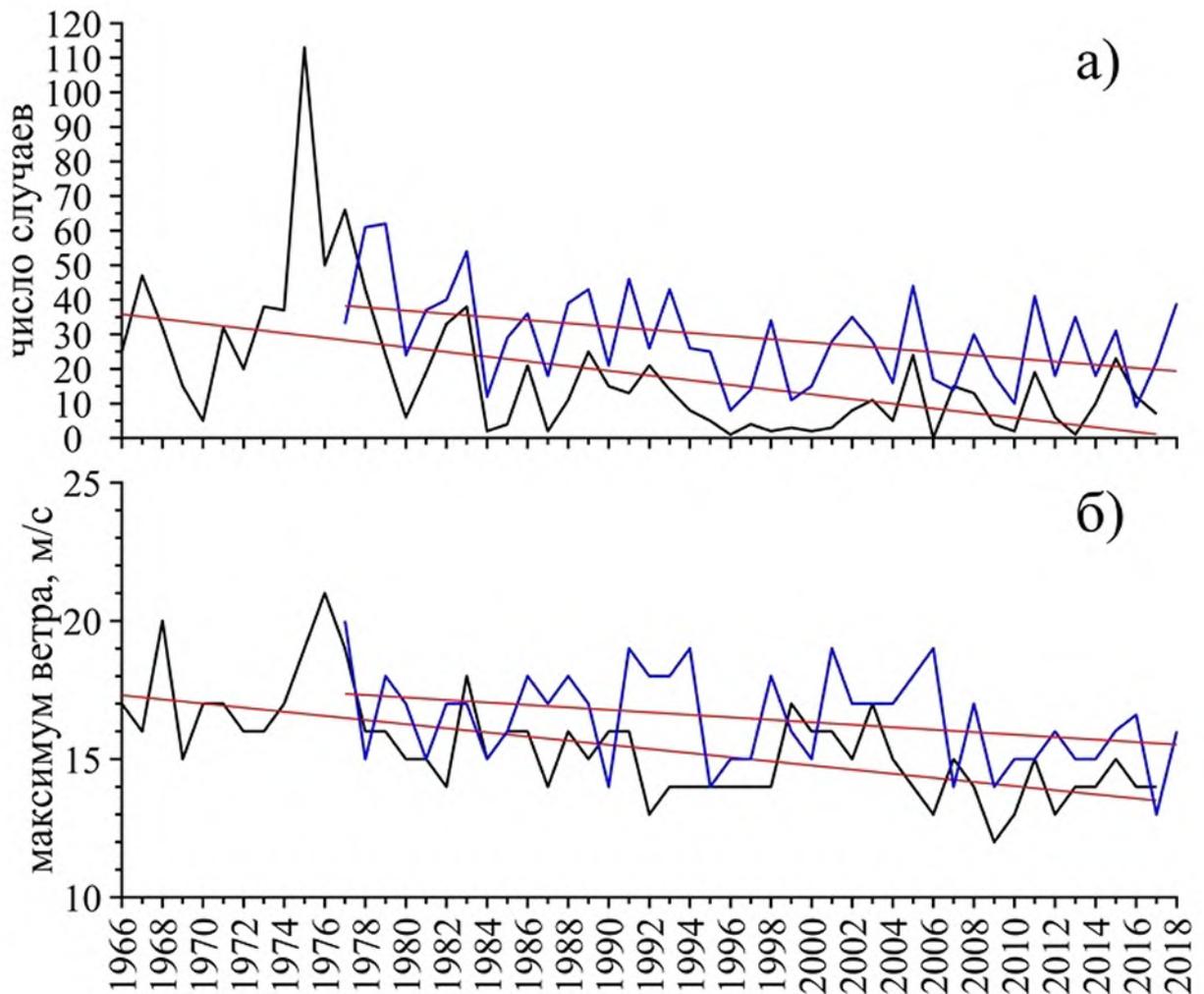


Рисунок 5.4. Межгодовые изменения количества случаев, когда ветер на ГМС станциях Озерки (синяя линия) и Выборг (черная линия) имел направления ЮЗ-СЗ (225° - 315°) и скорости ≥ 11 м/с в период с августа по март включительно (а), а также значений максимальной скорости ветра за каждый год на этих станциях (б). Прямыми красными линиями показаны значимые линейные тренды.

Для исследования межгодовых изменений количества атмосферных циклонов, их глубины, скоростей перемещения и траекторий движения их центра использовался архив характеристик циклонической активности в Северном полушарии с 1958 по 2008 год с временным интервалом 6 часов (Northern Hemisphere Cyclone Locations and Characteristics from NCEP/NCAR Reanalysis Data). Алгоритм расчета параметров циклонов, представленных в данном архиве, описан в работе (Serreze и др., 1997). Для работы был выбран тот же район, что и при работе с реанализом ERA-5. Из всего массива данных выбирались только те циклоны,

центры которых попадали в заданный район и давление в центре которых было менее 1005 мб.

Рисунок 5.5 и 5.6 иллюстрирует изменение квантилей оценок глубины атмосферных циклонов, имеющих давление в центре ≤ 1005 гПа. Видно, что в оценках медианы $MeD_{Zn}(t)$ наблюдается значимый отрицательный линейный тренд, в то время как в оценках минимумов атмосферного давления, отрицательный линейный тренд не значим. Анализ квадратичных трендов показал, что до середины 1980-х глубина атмосферных циклонов увеличивалась, а затем начала уменьшаться.

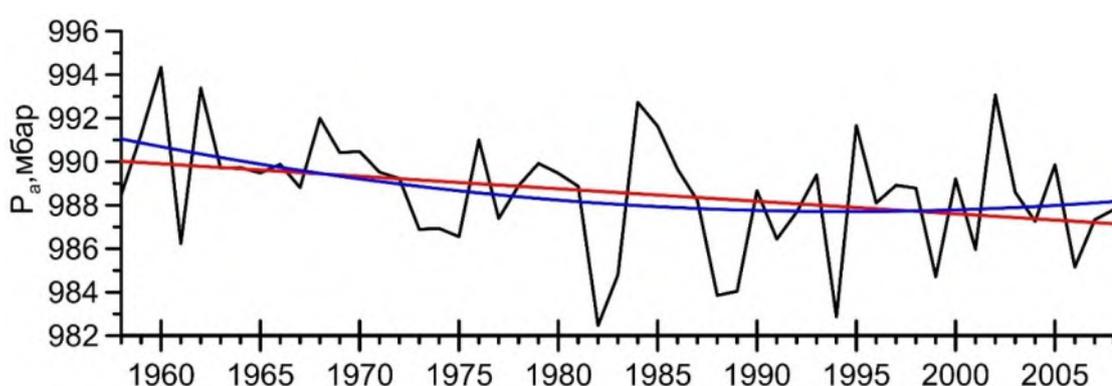


Рисунок 5.5. Изменение во времени медианы $MeD_{Zn}(t)$ оценок атмосферного давления в центре циклонов ≤ 1005 мб (черная линия), значимый линейный тренд (красная линия), значимый квадратичный тренд (синяя линия).

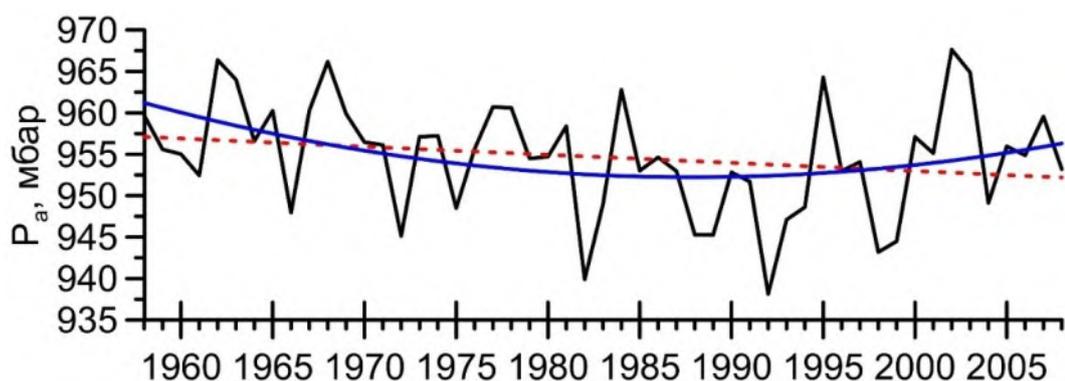


Рисунок 5.6. Изменение во времени минимумов $MinD_{Zn}(t)$ оценок атмосферного давления в центре циклонов ≤ 1005 мб (черная линия), не значимый линейный тренд (красная линия пунктир), значимый квадратичный тренд (синяя линия).

При описании физических механизмов формирования наводнений в устье Невы большое значение придаётся скоростям движения атмосферных циклонов. При совпадении их скорости со скоростью распространения свободной длинной волны в поле уровня моря происходит резонанс, что приводит к особенно значительному увеличению её амплитуды (Лабзовский, 1971). На рисунке 5.7 и 5.8 представлены результаты квантильного анализа оценок скорости движения атмосферных циклонов. Видно, что максимальные скорости перемещения циклонов достигают 36.5 м/с, а медианные варьируют от 11.2 до 11.7 м/с. Долгопериодные тенденции в изменчивости этой характеристики не выявляют значительных изменений: линейные и квадратичные тренды в оценках скорости движения циклонов не являются значимыми.

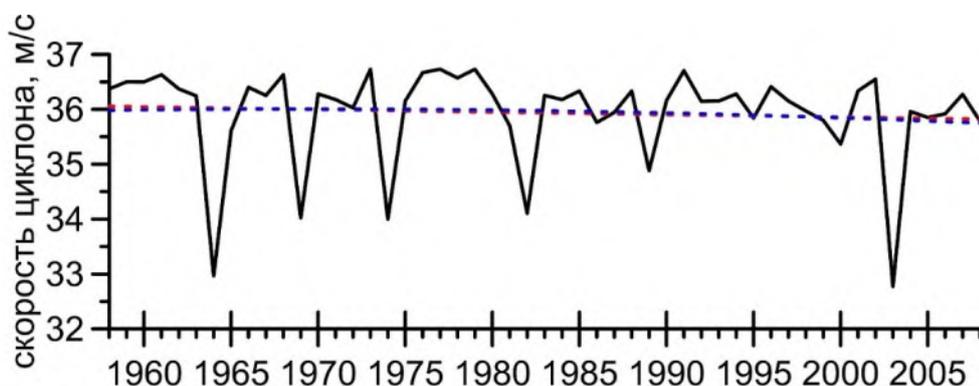


Рисунок 5.7. Изменение во времени максимумов скорости движения атмосферных циклонов $\text{Max}V_{Zn}(t)$ (черная линия), не значимый линейный тренд (красная линия, пунктир), не значимый квадратичный тренд (синяя линия, пунктир).

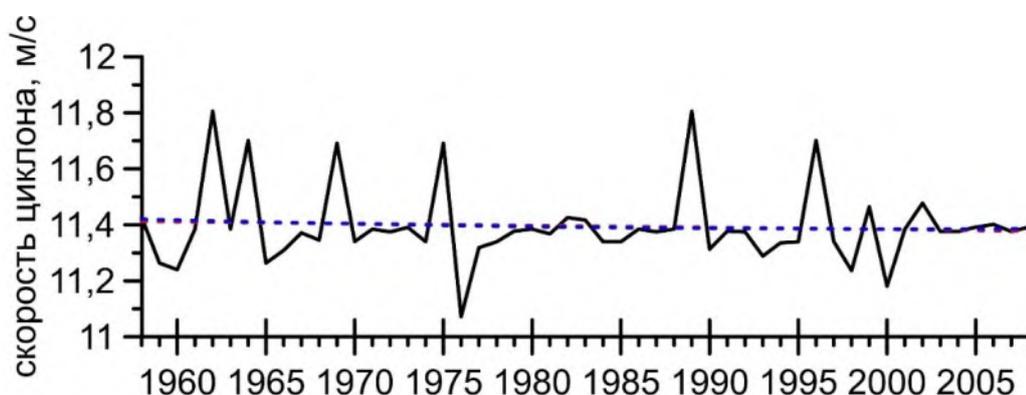


Рисунок 5.8. Изменение во времени медианы скорости движения атмосферных циклонов $\text{Me}V_{Zn}(t)$ (черная линия), не значимый линейный тренд (красная линия, пунктир), не значимый квадратичный тренд (синяя линия, пунктир).

В работе (Захарчук, Тихонова, 2011) на основе фурье-анализа измерений уровня на материковых и островных станциях в Финском заливе было показано, что в периоды формирования опасных подъёмов уровня моря, скорости распространения волн наводнений варьируют от 4.5 до 11.2 м/с. В связи с этим, представляется полезным оценить количество случаев, когда возможен резонанс между анемобарическими силами в перемещающихся над Балтикой циклонами и свободными длинными волнами в поле уровня моря. Такой резонанс возможен, когда скорости движения атмосферных циклонов близки к фазовым скоростям распространения волн наводнений (Захарчук, Тихонова, 2011; Лабзовский, 1971). На рисунке 5.9 представлен график изменения во времени количества случаев $NV_{Rez}(t)$ в осенне-зимние периоды, когда атмосферные циклоны двигались со скоростями 4.5 – 11.2 м/с. В этих оценках отмечается слабый положительный линейный тренд, который не является значимым, в то время как значимый квадратичный тренд показывает, что до начала 1990-х количество случаев увеличивалось, а после этого периода наметилась тенденция к их уменьшению.

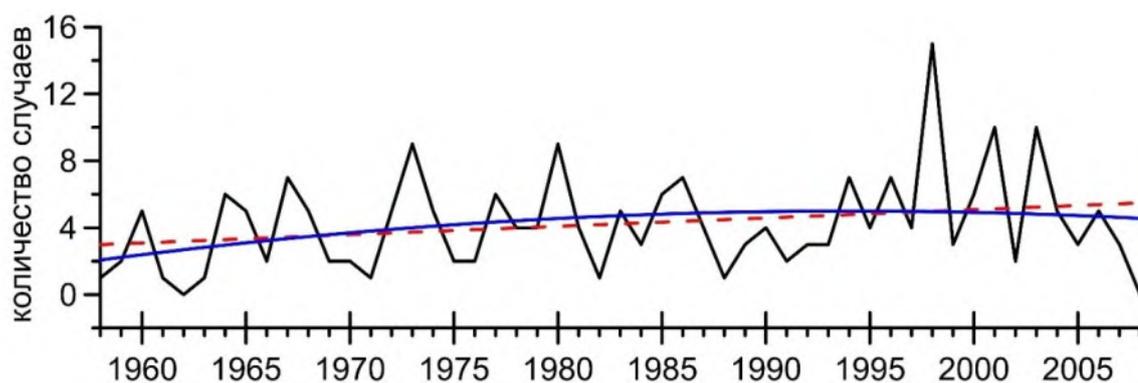


Рисунок 5.9. Количество случаев $NV_{Rez}(t)$ в сентябре-феврале, когда атмосферные циклоны двигались со скоростями 4.5 – 11.2 м/с. Не значимый линейный тренд (красная линия, пунктир), значимый квадратичный тренд (синяя линия).

На рисунке 5.10 представлен результат квантильного анализа положений центров атмосферных циклонов. Этот анализ не выявил значительных изменений в траекториях их движения над Балтийским морем. В межгодовых изменениях медианы местоположения центров циклонов $MeC_{Zn}(t)$ отмечаются 2-4 летние колебания и слабо выраженный положительный линейный тренд, который не является значимым.

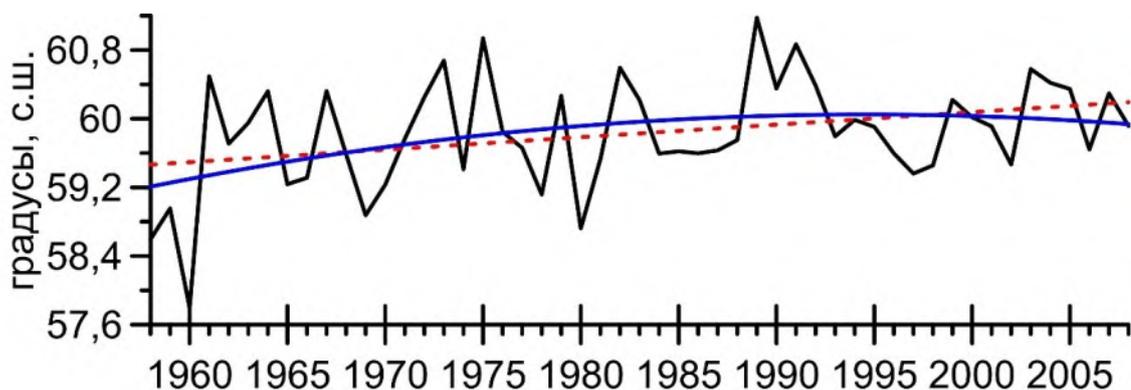


Рисунок 5.10. Изменение во времени медианы траекторий движения центра атмосферных циклонов $MeV_{Zn}(t)$ (черная линия), не значимый линейный тренд (красная линия, пунктир), значимый квадратичный тренд (синяя линия).

Для дальнейшего исследования взаимосвязи характеристик атмосферных циклонов с межгодовой изменчивостью численности невских наводнений между ними был проведён взаимный корреляционный анализ. В таблице 5.1 представлены коэффициенты максимальной корреляции между количеством наводнений в устье Невы и выбранными метеорологическими предикторами. Они показывают, что не отмечается взаимосвязи между частотой опасных подъёмов уровня моря на востоке Финского залива и различными характеристиками атмосферных циклонов.

Таблица 5.1. Результаты взаимного корреляционного анализа между изменениями количества наводнений в устье Невы $\eta(t)$ и различными метеорологическими предикторами.

№	$\eta(t)$ × метеорологический предиктор	Максимальный коэффициент корреляции
1	$\eta(t) \times I_1(t)_{\text{GradPa}}$	0.004
2	$\eta(t) \times MeC_{Zn}(t)$	0.341
3	$\eta(t) \times MeD_{Zn}(t)$	0.317
4	$\eta(t) \times MinD_{Zn}(t)$	0.314
5	$\eta(t) \times N_{990}(t)$	0.390
6	$\eta(t) \times MaxV_{Zn}(t)$	0.061
7	$\eta(t) \times MeV_{Zn}(t)$	0.170
8	$\eta(t) \times NV_{Rez}(t)$	0.025
9	$\eta(t) \times MaxW(t)$	0.055
10	$\eta(t) \times N_W(t)$	0.335

Примечания - $I_1(t)_{\text{GradPa}}$ - линейный инвариант градиента атм. давления, $MeC_{Zn}(t)$ - медиана оценок положений центров циклонов; $MeD_{Zn}(t)$ - медиана оценок глубины циклонов; $MinD_{Zn}(t)$ - оценки минимумов атм. давления в центрах циклонов; $N_{990}(t)$ - количество циклонов с давлением в центре менее 990 мб; $MaxV_{Zn}(t)$ - изменчивость максимумов в скоростях движения циклонов; $MeV_{Zn}(t)$ - изменения медианы скорости движения циклонов; $NV_{Rez}(t)$ - количество случаев движения циклонов со скоростями от 4.5 до 11.2 м/с; $MaxW(t)$ - изменения максимумов скорости западных и ю-з. ветров; $N_W(t)$ - количество случаев, когда скорость западных и ю-з. ветров была ≥ 11 м/с.

Таким образом, результаты статистического анализа метеорологической информации не подтверждают гипотезы о влиянии межгодовой изменчивости разнообразных характеристик атмосферных циклонов на увеличение частоты наводнений в устье Невы в последние десятилетия. Если бы рост количества опасных подъёмов уровня на востоке Финского залива был связан только с оцененными нами метеорологическими параметрами, мы наблюдали бы подобную тенденцию и в их изменчивости. Однако проведённый нами анализ метеорологических характеристик показывает отсутствие значимых линейных трендов в изменениях глубины циклонов, их количества, траекторий и скоростей их движения, числе случаев сильных ветров западных и юго-западных

направлений, а также наличие значимого отрицательного тренда в межгодовой изменчивости максимумов этих ветров.

Опровержением только «метеорологической» природы отмечающихся долгопериодных тенденций в изменениях количества невских наводнений служат и представленные в таблице 5.1 результаты взаимного корреляционного анализа между количеством наводнений и различными характеристиками динамики циклонов, оцененными для региона Балтийского моря, которые свидетельствуют об отсутствии связи между указанными процессами.

Полученные выше результаты свидетельствуют о том, что только лишь интенсивности анемобарических сил в глубоких циклонах и изменчивости других их параметров недостаточно для возбуждения опасных подъёмов уровня моря. Возможно, здесь также большое значение имеют условия морской среды, в которых генерируются и эволюционируют волны невских наводнений.

5.2. О влиянии изменений бароклинности Балтийского моря на межгодовую изменчивость опасных подъемов уровня моря

В ряде работ (Захарчук, Сухачев, 2013; Захарчук, Тихонова, 2011) на основе теоретических и эмпирических исследований было показано, что волны невских наводнений идентифицируются как бароклинные топографические волны. Поэтому, можно предположить, что межгодовая изменчивость бароклинных условий Балтийского моря оказывает заметное влияние на частоту опасных подъёмов уровня на востоке Финского залива. Силы тангенциального напряжения ветра и горизонтального градиента атмосферного давления в глубоких циклонах выводят термодинамическую систему Балтики из равновесного состояния на частоте её собственных колебаний, формируя возмущение уровня моря, релаксация которого в низкочастотном диапазоне частот происходит в виде бароклинных топографических волн, распространяющихся на восток в Финский залив. Однако для аномального роста их амплитуды, влияющего в конечном итоге на опасный подъём уровня в Невской губе, необходимы благоприятные бароклинные условия бассейна.

Для проверки предположения о влиянии межгодовых изменений бароклинных условий Балтийского моря на частоту генерации опасных подъёмов уровня использовались данные реанализа гидрофизических полей Балтийского моря, полученные в рамках проекта «MyOcean», и включающие массивы среднемесячных значений температуры, солёности, горизонтальных составляющих скоростей течений с вертикальным разрешением 5 м и пространственным разрешением 5.6 км за 1990 – 2009 гг, полученные путём ассимиляции судовых и спутниковых данных в трехмерной бароклиной гидродинамической модели океана Hiromb-BOOS-Model (HBM-V1) (MyOcean Products. <http://www.myocean.eu>).

По данным реанализа MyOcean в узлах сеточной области для каждого слоя и горизонта оценивались, соответственно, среднегодовые значения вертикальных ($\Delta\rho_z$) и горизонтальных ($\text{Grad}\rho_{xy}$) градиентов плотности морской воды за период 1990 – 2009 гг. Далее проводился взаимный корреляционный анализ между рядами градиентов плотности морской воды $\Delta\rho_z(t)$, $\text{Grad}\rho_{xy}(t)$ и количеством наводнений $\eta(t)$ с использованием следующих методических подходов. Оценка нормированной взаимной корреляционной функции между $\Delta\rho(t)$ и $\eta(t)$ производилось по известной формуле:

$$r_{\Delta\rho,\eta}(\tau) = \frac{K_{\Delta\rho,\eta}(\tau)}{\sqrt{K_{\Delta\rho}(0)K_{\eta}(0)}} \quad (5.2)$$

где $K_{\Delta\rho}(0)$, $K_{\eta}(0)$ – дисперсии двух скалярных процессов $\Delta\rho(t)$ и $\eta(t)$, а $K_{\Delta\rho,\eta}(\tau) = \frac{1}{T-\tau} \int_0^{T-\tau} \Delta\rho(t)\eta(t+\tau) dt$ - их взаимная ковариационная функция, T – длина реализации, τ - временной сдвиг.

Рисунок 5.11 иллюстрирует результаты взаимного корреляционного анализа между количеством наводнений в устье Невы и изменениями бароклинных условий Балтийского моря. На северо-востоке открытой Балтики при входе в Финский залив выделяется район, где коэффициенты корреляции между $\eta(t)$ и $\Delta\rho(t)$ приближаются к 0.60 (рисунок 5.11а), свидетельствуя о том, что рост числа невских наводнений связан с усилением стратификации. Схема квазипостоянной циркуляции вод Балтийского моря, представленная в работе (Терзиев, Рожков, Смирнова, 1992) показывает, что именно в этом районе встречаются распреснённые материковым стоком воды Финского залива и более солёные трансформированные североморские воды, поступающие из юго-западной части Балтийского моря. Этот результат с учетом предыдущих наших исследований (Захарчук, Сухачев, 2013; Захарчук, Тихонова, 2011) свидетельствует, что в выделенном районе складываются наиболее благоприятные условия стратификации для генерации бароклинных топографических волн, формирующих опасные подъёмы уровня на востоке Финского залива.

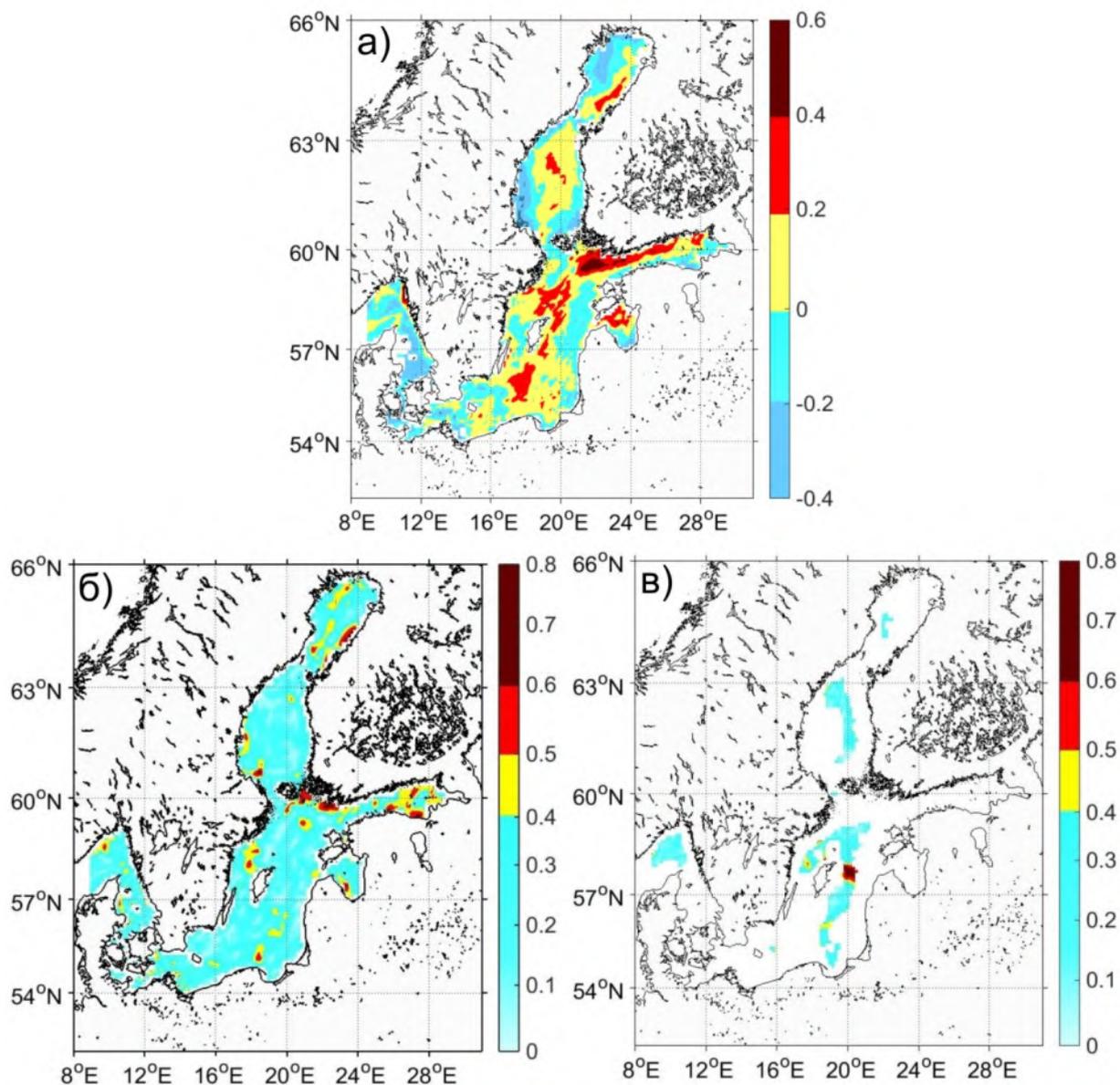


Рисунок 5.11. Максимальные значения коэффициентов корреляции между количеством невских наводнений $\eta(t)$ и вертикальным градиентом плотности морской воды в слое 5-10 м (а); между $\eta(t)$ и горизонтальным градиентом плотности морской воды ($\text{Grad}\rho$) в поверхностном слое (б) и на горизонте 85 м (в).

Для нескольких локальных акваторий Балтийского моря наблюдаются высокие значения коэффициентов корреляции между $\text{Grad}\rho(t)$ и $\eta(t)$, достигающие 0.66 – 0.73 (рисунок 5.11б,в). Такими акваториями в центральной Балтике и Финском заливе оказались район Готландской впадины, акватория, прилегающая к юго-западному побережью Финляндии, а также район Нарвского залива.

Не вызывает сомнения, что наблюдающееся в последние десятилетия глобальное потепление климата влияет и на изменение бароклинных условий

Балтийского моря, которые стали, по-видимому, более благоприятными для генерации бароклинных топографических волн, формирующих наводнения на востоке Финского залива. Подтверждением этой гипотезы может служить рисунок 5.12, на котором изображены изменения во времени оценок разностей температуры, солёности и плотности между поверхностным и придонным слоями на трёх станциях в Финском заливе. Эти многолетние ряды термохалинных характеристик были получены на основе данных судовых измерений, пропуски в которых заполнялись значениями температуры и солёности из архива реанализа океанологических полей MyOcean.

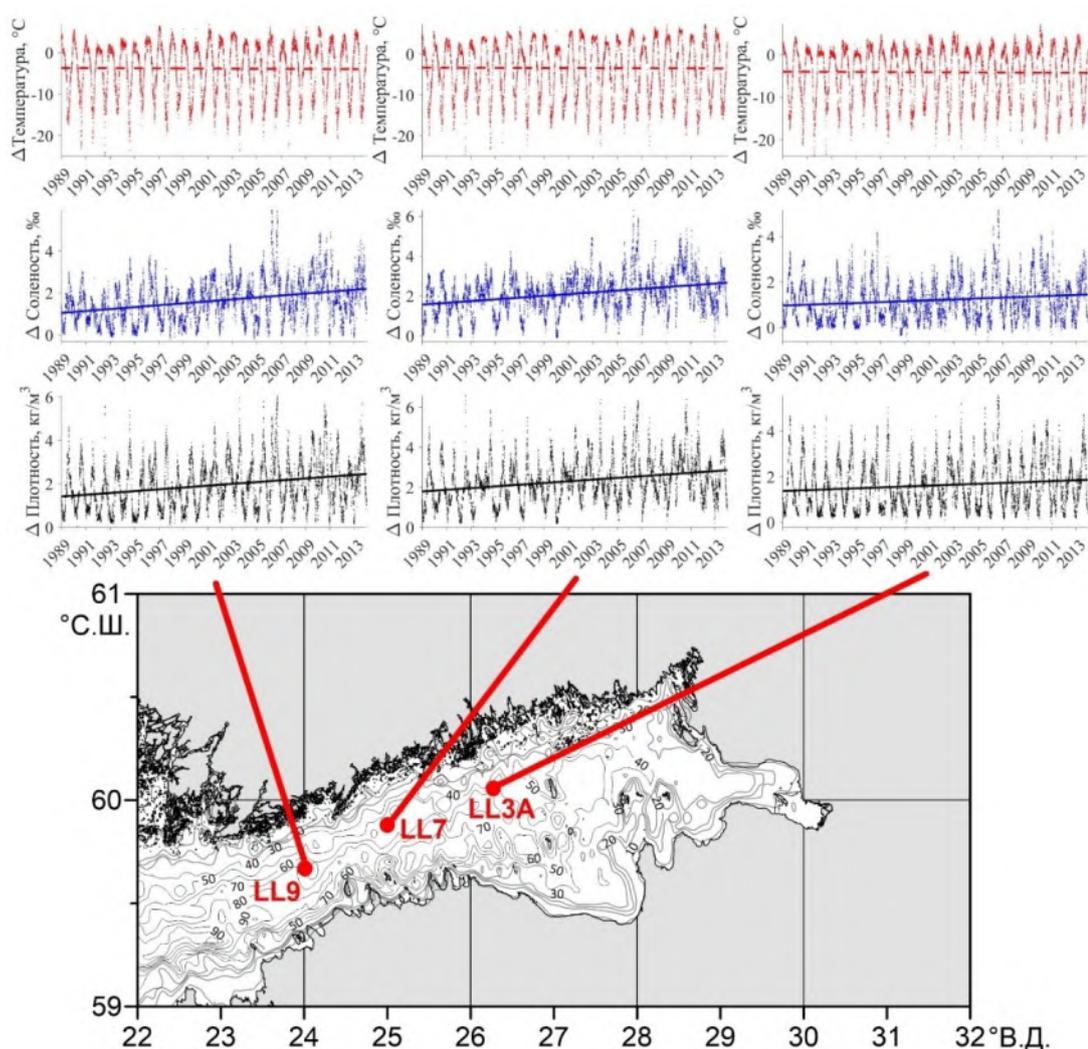


Рисунок 5.12. Изменения во времени оценок разностей температур (красный цвет), солёности (синий цвет) и плотности (черный цвет) между поверхностным и придонным слоями на трёх станциях в Финском заливе (LL9, LL7 и LL3A). Прямыми линиями обозначены значимые линейные тренды, пунктиром – не значимые.

Результаты, представленные на рисунке 5.12, показывают, что в последние десятилетия в Финском заливе происходит усиление стратификации, которое связано прежде всего с неодинаковым уменьшением солёности в поверхностном и придонном слоях. У поверхности солёность уменьшается быстрее, чем у дна, из-за чего в оценках её разности хорошо выражен положительный тренд, в то время как увеличение температуры в поверхностном и придонном слоях происходит с одинаковой интенсивностью, на что указывает отсутствие значимого линейного тренда в оценках разности температуры. Таким образом, согласно теоретическим исследованиям (Захарчук, Тихонова, 2011), условия для генерации бароклинных топографических волн, которые вносят значительный вклад в формирование опасных подъёмов уровня в Финском заливе, становятся более благоприятными. По-видимому, из-за этого количество невских наводнений в последнее тридцатилетие заметно выросло.

5.3. Влияние межгодовой изменчивости сезонных колебаний уровня моря на штормовые нагоны

Исследования показывают, что вклад сезонных колебаний Балтийского моря в опасные подъёмы уровня на востоке Финского залива в отдельные годы может достигать 26% (Захарчук, Тихонова, 2011).

Для исследования межгодовых изменений уровня Балтийского моря использовался массив комбинированных альтиметрических данных нескольких спутников: Jason-3, Sentinel-3A, HY-2A, Saral/AltiKa, Cryosat-2, Jason-2, Jason-1, T/P, ENVISAT, GFO, ERS1/2, включающий поля аномалий уровня моря (SLA) с пространственным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ и дискретностью 1 сутки (E.U. Copernicus Marine Service Information <http://marine.copernicus.eu>), полученные методом оптимальной интерполяции за период 1993 – 2018 гг. (Bretherton, Davis, Fandry, 1976; Pujol и др., 2016). При создании массива в исходные альтиметрические данные была введена поправка на орбитальную ошибку, коррекции на инструментальные ошибки, поправка на влияние тропосферы и ионосферы на запаздывание зондирующего и отраженного импульса альтиметра (Traon le, Nadal, Ducet, 1998). Кроме этого, из альтиметрических данных были исключены колебания, связанные со статическим эффектом атмосферного давления, воздействия ветровых волн, океанских и земных приливов. Альтиметрические данные проверялись на наличие пропусков. Наибольшее количество пропусков, варьирующее от 2 до 25%, связано с наличием припайного и дрейфующего льда в зимний период и приходится на северную часть Ботнического залива, а также на центральную и восточную части Финского залива.

Для оценки межгодовой изменчивости сезонных колебаний уровня Балтийского моря был проведен скользящий гармонический анализ (Plag, Tsimplis, 1999) ежесуточных альтиметрических данных. Для годовой гармоника S_a период квазистационарности (отрезок ряда для расчетов) принимался равным 1 год, и

скользящий Фурье анализ проводился без перекрытия (т.е. за каждый последующий год). Для других гармоник скользящий Фурье анализ проводился с перекрытием. Для выделения нестационарной полугодовой компоненты S_{sa} период квазистационарности принимался равным 1 год, и скольжение проводилось с перекрытием через каждые полгода; для выделения треть-годовой гармоники S_{ta} период квазистационарности принимался равным 8 месяцев, и скольжение проводилось через каждые 4 месяца; для выделения четверть-годовой гармоники S_{qa} период квазистационарности принимался равным 6 месяцев, и скольжение проводилось через каждые 3 месяца. По оцененным амплитудам и фазам для каждого периода квазистационарности предвычислялись ряды компонент сезонных колебаний, которые затем склеивались в ряд, описывающий межгодовые изменения каждой компоненты сезонных колебаний. Значимость линейного тренда в межгодовых изменениях амплитуд гармоник S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} оценивалась с помощью критерия Стьюдента (Малинин, 2008).

На рисунке 5.13 представлены примеры составляющих сезонных колебаний уровня моря S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} в Финском заливе и открытой Балтике, рассчитанных по данным спутниковой альтиметрии с учетом нестационарности процесса с помощью скользящего гармонического анализа, а на рисунке 5.14 составляющие сезонных колебаний уровня моря и их суперпозиция в Кронштадте по данным инструментальных измерений.

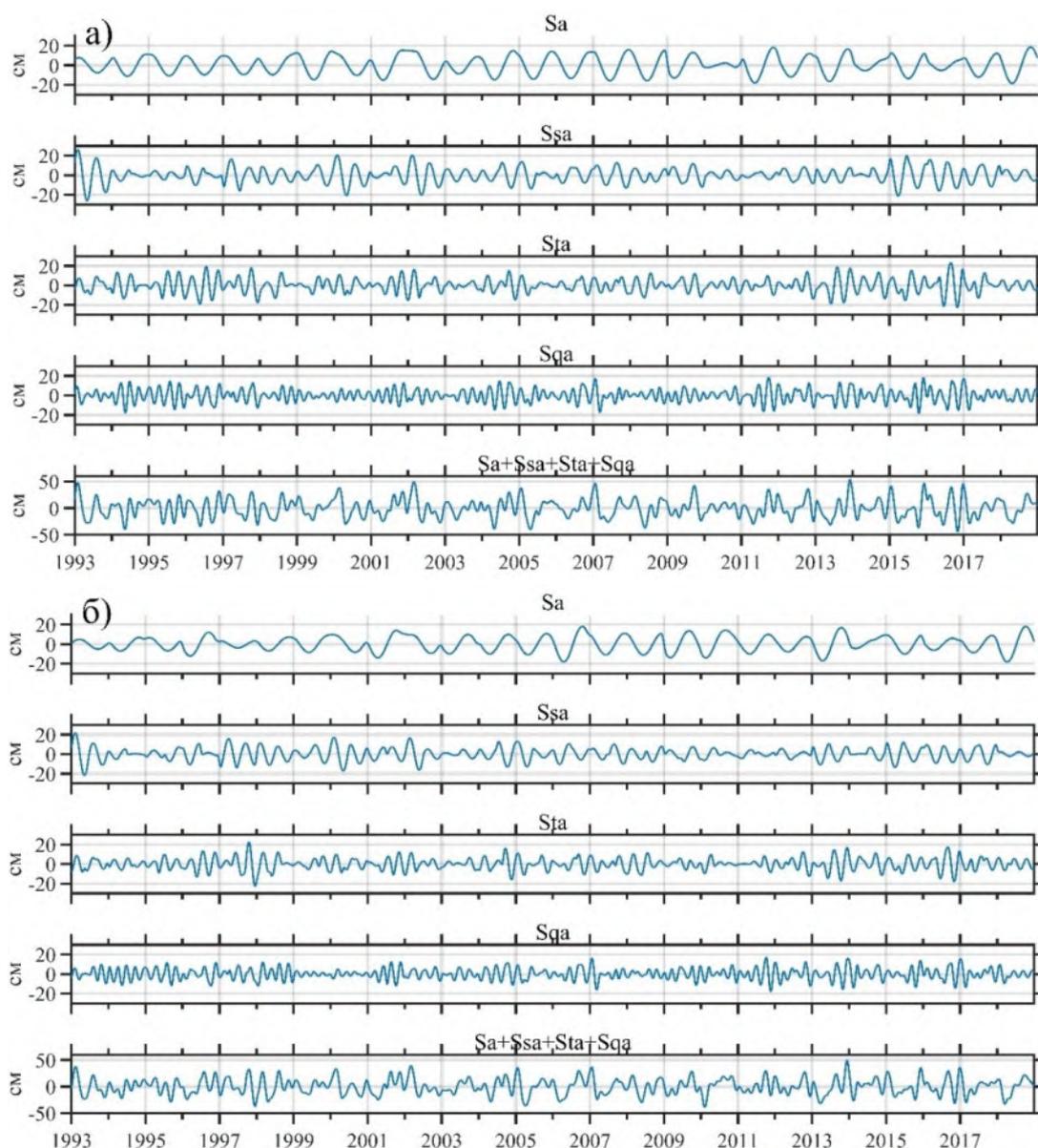


Рисунок 5.13. Примеры составляющих сезонных колебаний уровня S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} и их суперпозиции $S_a+S_{sa}+S_{ta}+S_{qa}$, оцененных с учетом нестационарности процесса, в Финском заливе (а) в точке с координатами 59.9° с.ш., 27.9° в.д. и в открытой Балтике (б) в точке 57.1° с.ш., 19.9° в.д., рассчитанные по спутниковым альтиметрическим данным.

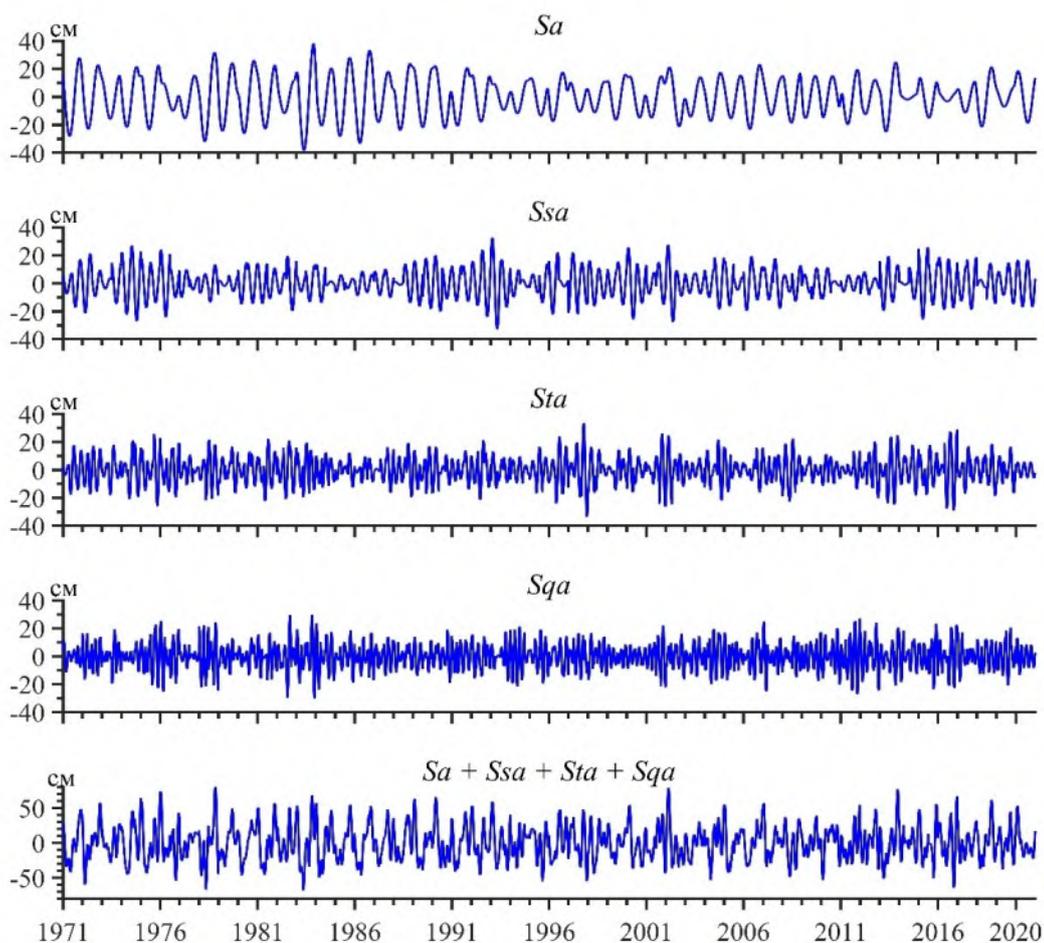


Рисунок 5.14. Составляющие сезонных колебаний уровня Sa , Ssa , Sta , Sqa и их суперпозиция $Sa+Ssa+Sta+Sqa$, оцененные с учетом нестационарности процесса на гмс Кронштадт

Отмечается значительная межгодовая изменчивость амплитуд у всех 4-х компонент. В отдельные годы амплитуды составляющих сезонных колебаний достигают 20-40 см и более, в то время как в другие годы они уменьшаются до нескольких сантиметров. На ст. Кронштадт (рисунок 5.14) самая большая амплитуда гармоники Sa отмечалась в 1983 г. В этот год произошло самое большое за всю историю Санкт-Петербурга количество наводнений (10 случаев). Во временном ходе амплитуд, составляющих Sa , Ssa , Sta , Sqa хорошо прослеживается амплитудная модуляция с периодами огибающих волн, приблизительно, от 2 до 10 лет. На модуляцию сезонных колебаний уровня Балтийского моря также обращалось внимание в работе (Barbosa, Donner, 2016). Ряды суперпозиции

гармоник $S_a+S_{sa}+S_{ta}+S_{qa}$, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии, свидетельствуют, что в открытых районах центральной части Финского залива подъёмы уровня моря в сезонных колебаниях в отдельные годы достигают 50 см, и их величины больше, по сравнению с открытой Балтикой (рисунок 5.13). На самом востоке Финского залива (Кронштадт) результаты скользящего гармонического анализа мареографных измерений уровня моря показывают ещё большие значения превышений уровня в сезонных колебаниях, достигающие 83 см (рисунок 5.14). Учитывая эти результаты, и, то, что максимумы сезонных колебаний уровня в Финском заливе отмечаются всегда осенью и зимой (Терзиев, Рожков, Смирнова, 1992; Cheng, Xu, Li, 2018; Männikus, Soomere, Viška, 2020; Zakharchuk и др., 2022), можно с уверенностью сказать, что сезонные колебания оказывают значительное влияние на формирование опасных подъёмов уровня моря во время штормовых нагонов в Финском заливе.

На рисунке 5.15 представлены величины линейных трендов межгодовых изменений у амплитуд гармоник S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} сезонных колебаний уровня за период 1993-2018 гг. Можно видеть, что на всей акватории Балтийского моря не отмечается значимых трендов в межгодовых изменениях амплитуд гармоник S_{ta} , S_{qa} . Для гармоники S_a для многих регионов Балтики выделяется значимый положительный тренд с величинами от +1.3 мм/год на юго-западе моря до + 2.2 мм/год в северной части Ботнического залива. Для гармоники S_{sa} значимый отрицательный тренд отмечается только для центральной и южной части открытой Балтики, в Датских проливах и Каттегате. Его величины варьируют от -0.3 мм/год в Каттегате до -1.0 мм/год в открытой Балтике. Результаты, представленные на рисунке 5.15, свидетельствуют, что в период 1993-2018 гг. в Финском заливе не отмечалось значимых трендов в изменениях составляющих сезонных колебаний.

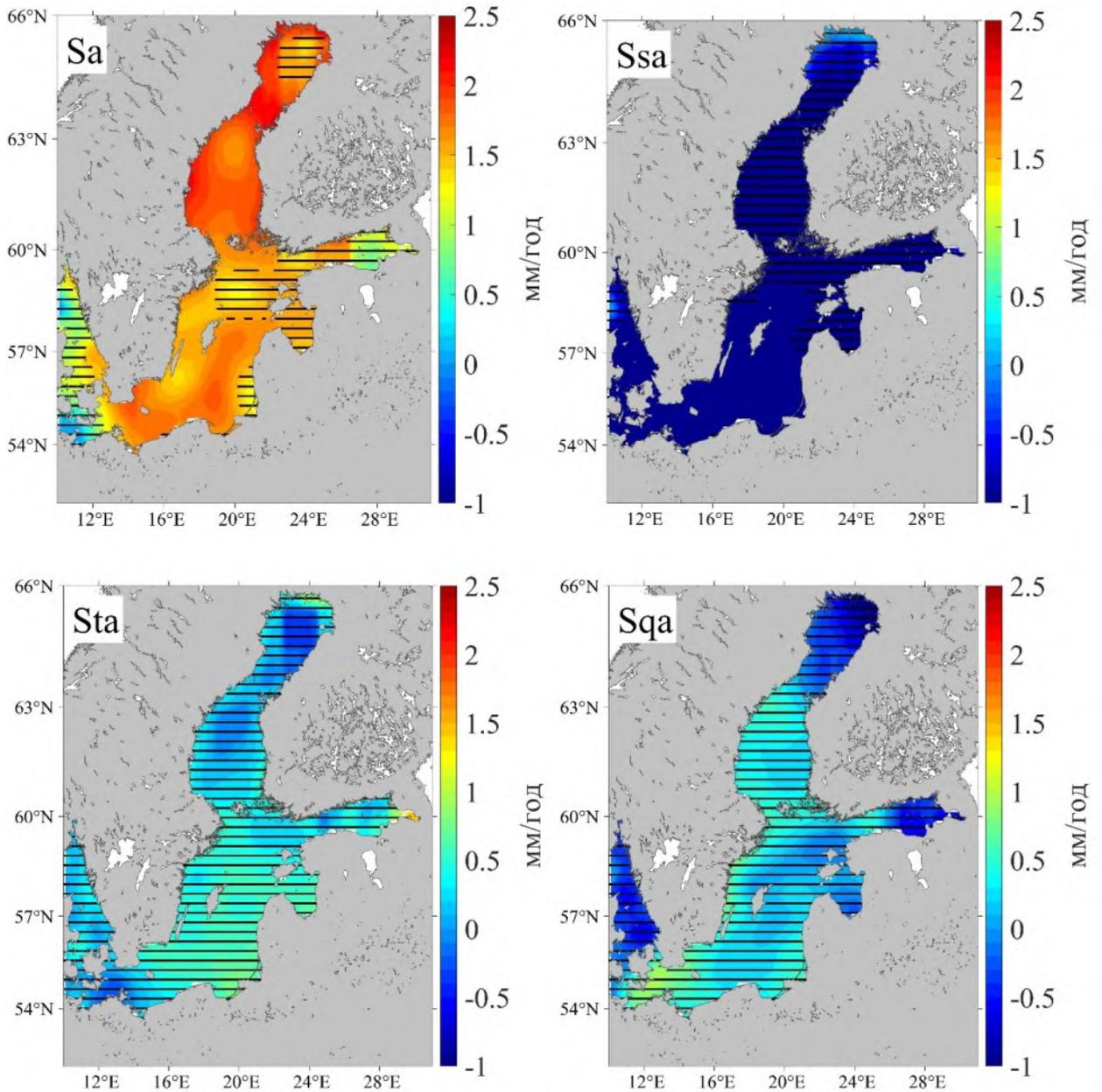


Рисунок 5.15. Величины линейного тренда межгодовых изменений амплитуд различных составляющих сезонных колебаний уровня Балтийского моря за период 1993-2018 гг. Заштрихованы регионы, где оценки тренда были не значимы.

На рисунке 5.16 представлен предвычисленный ежесуточный ряд сезонных колебаний уровня моря в Кронштадте за 1971-2019 годы, на который нанесены даты наводнений в Санкт-Петербурге. Оценки показали, что в 95% случаев опасные подъемы уровня моря в Невской губе отмечались при положительной аномалии сезонных колебаний уровня моря. Таким образом, полученные результаты, свидетельствуют, что межгодовая изменчивость сезонных колебаний

уровня моря оказывает значительное влияние на формирование опасных подъемов уровня на востоке Финского залива.

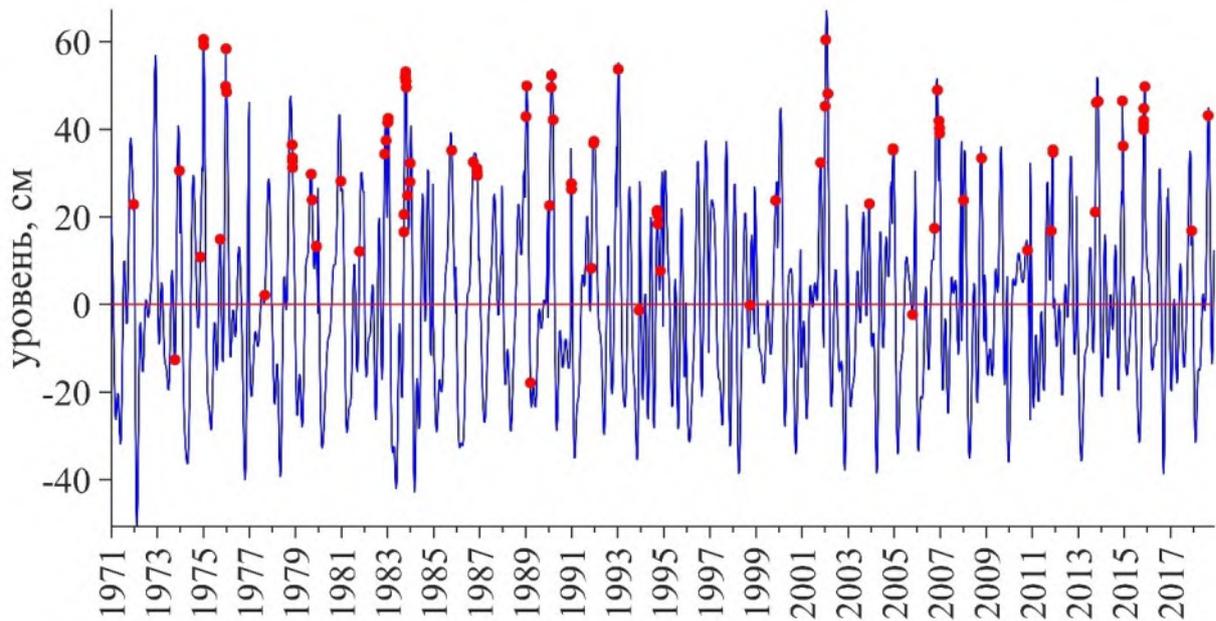


Рисунок 5.16. Предвычисленный ряд сезонных колебаний уровня моря в Кронштадте (синяя линия) и даты наводнений в Санкт-Петербурге (красные точки). Красная линия – нулевое значение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Статистический анализ штормовых нагонов и метеорологической информации в районе Финского залива в последние десятилетия XX и первые десятилетия XXI века позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Предложенный критерий выделения штормовых нагонов позволяет учитывать пространственную изменчивость их характеристик.

2. Результаты оценки штормовых нагонов в Финском заливе показывают, что в зависимости от года и местоположения станции, количество штормовых нагонов, превышающих значение 3σ , меняется в Финском заливе в широких пределах: от 0 - 1 случаев в год до 16 – 52 случаев. Оценки штормовых нагонов по самым длинным рядам уровня (≥ 30 лет) свидетельствуют, что, за исключением Выборга, на остальных станциях отмечается отрицательный тренд в изменении количества штормовых нагонов, который, однако, не является значимым. Средние периоды штормовых нагонов варьируются от 6.7 до 9.0 часов, а максимальные достигают 26 – 96 часов. Результаты анализа метеорологической информации, представленные в работе, свидетельствуют о снижении интенсивности циклогенеза в атмосфере над Балтийским морем в последние десятилетия. По-видимому, в интенсивности атмосферного циклогенеза над Балтикой существуют долгопериодные цикличности, связанные с изменениями климата и крупномасштабного взаимодействия в системе океан-атмосфера в регионе Северной Атлантики (Терзиев, Рожков, Смирнова, 1992), которые находят отражение в межгодовых изменениях характеристик штормовых нагонов в Балтийском море.

3. Анализ вертикальных профилей температуры и солености в Финском заливе, полученных по судовым измерениям в периоды формирования наводнений в Невской губе (рисунок 3.2 и 3.4), показывают, что, несмотря на штормовой ветер, осенне-зимнюю конвекцию и интенсивное ветро-волновое перемешивание в заливе сохраняется выраженная стратификация. По-видимому, в таких условиях

при усилении процессов турбулентной вязкости и диффузии субстанции происходит значительное усиление процессов адвекции тепла и соли в Финский залив из открытой Балтики, что способствует поддержанию устойчивой стратификации. При этом в последние десятилетия наблюдается усиление стратификации вод, связанное с повышением температуры воздуха, увеличением атмосферных осадков, уменьшением интенсивности ветра над морем, распреснением верхнего квазиоднородного слоя и увеличением солёности глубинных и придонных вод (Leppäranta, Myrberg, 2009).

4. Бароклиный характер низкочастотных волн, формирующих опасные подъёмы уровня моря на востоке Финского залива, подтверждается анализом инструментальных измерений течений на автономных станциях, работавших в трёх районах залива. Результаты этого анализа показывают, что в штормовых условиях во время опасных подъёмов уровня моря не происходит баротропизации течений, наоборот, в этот период отмечается увеличение их бароклиной компоненты (рисунок 3.8). Вертикальная структура выделенных нами бароклиных течений, такая же, как и у внутренних волн 1-й вертикальной моды: в поверхностном и придонном слоях отмечаются максимумы течений, в глубинном слое - один минимум (узел волны), и с глубиной бароклиные течения меняют свои направления на обратные. На станциях 21 и 20 узел вертикальной бароклиной моды наблюдается в слое 40-50 м, а для станции СПО ГОИН на глубинах 5-7 м. Максимальные скорости бароклиных течений достигают 30 - 38 см/с в поверхностном слое и 15 - 25 см/с в придонном слое. Результаты взаимного корреляционного анализа между уровнем моря и бароклиными течениями, показывают, что во время формирования наводнений в устье Невы отмечается тесная связь между колебаниями уровня моря и бароклиными колебаниями течений.

5. Во всех трёх районах Финского залива во время формирования опасных подъёмов уровня моря при увеличении глубины не отмечается разворота мгновенных и средних за 5 суток векторов скорости течений по спирали Экмана, что свидетельствует о незначительном вкладе чисто дрейфовых течений в фоновый

перенос. Такая особенность может быть связана с тем, что, из-за сложной морфометрии береговой линии Финского залива, больших изменений его донной топографии, выраженной стратификации моря и значительной пространственно-временной изменчивости скорости и направления ветра сравнительно устойчивые дрейфовые течения, по-видимому, не успевают сформироваться. Из-за этого в штормовых условиях, приводящих к наводнениям в Невской губе, отклик водных масс на воздействие анемобарических сил в движущемся над Балтикой глубоком атмосферном циклоне является не локальным, когда в каждой точке моря генерируются экмановские ветровые течения, а глобальным, когда под действием возмущающих сил генерируются вынужденные низкочастотные волны, которые в ряде случаев идентифицируются как бароклинные топографические волны (Захарчук, Тихонова, 2011). Распространяясь по Финскому заливу, эти волны вызывают опасные подъёмы уровня моря в его восточной части.

6. Результаты взаимного корреляционного анализа выявляют очень сложный характер статистической связи между касательным трением ветра $\vec{\tau}(t)$ и течениями $\vec{V}(t)$ во время штормовых нагонов, вызывающих опасные подъёмы уровня моря. В западной (станция 21) и центральной (станция 20) частях Финского залива во время распространения низкочастотных волн, которые влияют на формирование опасных подъёмов уровня моря, передача энергии от касательного трения ветра в движущемся глубоком атмосферном циклоне к водным массам осуществляется через ортогональные колебания $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$, а на востоке залива на генерацию волнообразных возмущений течений значительное влияние оказывают, как коллинеарные так и ортогональные изменения $\vec{\tau}(t)$. Высокие значения оценок инвариантов $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ и $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ в этот период свидетельствуют о том, что низкочастотные волны, влияющие на опасные подъёмы уровня, являются вынужденными. Анализ результатов взаимного корреляционного анализа между $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ за всё время измерений течений не выявляет каких-либо закономерностей между периодами высокой корреляции и изменениями

направлений и скоростей ветровых потоков: высокие значения инвариантов $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ и $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ отмечаются как при сильных, так и слабых ветрах разнообразных направлений. По-видимому, на корреляцию между $\vec{\tau}(t)$ и $\vec{V}(t)$ значительное влияние оказывают скорости движения атмосферных циклонов и антициклонов.

7. Результаты статистического анализа метеорологической информации, полученные на основе использованных нами методических подходов, не подтверждают гипотезы о влиянии межгодовой изменчивости разнообразных характеристик атмосферных циклонов на увеличение частоты штормовых нагонов, вызывающих наводнения в устье Невы в последние десятилетия. Если бы рост количества опасных подъёмов уровня на востоке Финского залива был связан только с оцененными нами метеорологическими параметрами, мы наблюдали бы подобную тенденцию и в их изменчивости. Однако проведённый нами анализ метеорологических характеристик показывает отсутствие значимых линейных трендов в изменениях глубины циклонов, их количества, траекторий и скоростей их движения, числе случаев сильных ветров западных и юго-западных направлений, а также наличие значимого отрицательного тренда в межгодовой изменчивости максимумов этих ветров.

Опровержением только «метеорологической» природы отмечающихся долгопериодных тенденций в изменениях количества невских наводнений служат и представленные в таблице 5.1 результаты взаимного корреляционного анализа между количеством наводнений и различными характеристиками динамики циклонов, оцененными для региона Балтийского моря, которые свидетельствуют об отсутствии связи между указанными процессами.

8. В противоположность результатам взаимного корреляционного анализа количества наводнений и характеристик атмосферных циклонов, для ряда районов Балтийского моря отмечается высокая корреляция между числом опасных подъёмов уровня на востоке Финского залива и изменениями бароклинных условий моря (рисунок 5.11). Такими акваториями в центральной Балтике и

Финском заливе оказались район Готландской впадины, акватория, прилегающая к юго-западному побережью Финляндии, а также район Нарвского залива. По-видимому, именно в этих районах складываются наиболее благоприятные условия среды для генерации бароклиных топографических волн, формирующих опасные подьёмы уровня на востоке Финского залива. Эти результаты свидетельствуют о том, что только лишь интенсивности анемобарических сил в глубоких циклонах и изменчивости других их параметров недостаточно для возбуждения опасных подьёмов уровня моря. Кроме этих факторов также большое значение имеют условия морской среды, в которых генерируются и эволюционируют волны невских наводнений. Межгодовая изменчивость бароклиных условий Балтийского моря оказывает заметное влияние на частоту опасных подьёмов уровня на востоке Финского залива. Силы тангенциального напряжения ветра и горизонтального градиента атмосферного давления в глубоких циклонах выводят термодинамическую систему Балтики из равновесного состояния на частоте её собственных колебаний, формируя возмущение уровня моря, релаксация которого в низкочастотном диапазоне частот происходит в виде бароклиных топографических волн, распространяющихся на восток в Финский залив. Однако для аномального роста их амплитуды, влияющего в конечном итоге на опасный подьём уровня в Невской губе, необходимы благоприятные бароклиные условия бассейна. Не вызывает сомнения, что наблюдающееся в последние десятилетия в результате глобального потепления климата увеличение температуры Балтийского моря, влияет и на изменение бароклиных условий его бассейна, которые стали, по-видимому, более благоприятными для генерации бароклиных топографических волн, формирующих наводнения на востоке Финского залива. Эта гипотеза требует дополнительных, более подробных исследований с привлечением численного гидродинамического моделирования.

9. Результаты гармонического анализа спутниковых альтиметрических данных и инструментальных наблюдений за уровнем Балтийского моря показали заметную межгодовую изменчивость сезонных колебаний. В отдельные годы превышение уровня над его средним значением за счет сезонных колебаний может

достигать 80 см. По результатам анализа сезонных колебаний уровня на станции Горный институт выявлено что в более чем в 95 % случаев невисские наводнения происходят на фоне положительных аномалий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверкиев, А.С., Клеванный, К.А., 2007. Определение траекторий и скоростей циклонов, приводящих к максимальным подъемам воды в Финском заливе. Метеорология и гидрология 8, 55–63.
2. Аверкиев, А.С., Клеванный, К.А., 2009. Расчет экстримальных уровней воды в восточной части Финского залива. Метеорология и гидрология 11, 59–68.
3. Антонов, А.Е., 2001. Климатология экстраординарных невских наводнений и их прогнозирование. Гидрометеиздат, Санкт-Петербург.
4. Бардин, М.Ю., Полонский, А.Б., 2005. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период. Изв. РАН 41, 3–13.
5. Белоненко, Т.В., Захарчук, Е.А., Фукс, В.Р., 2004. Градиентно-вихревые волны в океане. Издательство Санкт-Петербургского Государственного университета, Санкт-Петербург.
6. Бельшев, А.П., Клеванцов, Ю.П., Рожков, В.А., 1983. Вероятностный анализ морских течений. Гидрометеиздат, Ленинград.
7. Берг, В.А., 1935. О механизме наводнений в вершине Финского залива. Исследование морей СССР 21.
8. Берх, В.Н., 1826. Подробное историческое известие о всех наводнениях бывших в Санкт-Петербурге. Записки Государственного Адмиралтейского департамента XI.
9. Боуден, К.Ф., 1988. Физическая океанография прибрежных вод. Мир, Москва.
10. Визе, В.Ю., 1925. Колебания уровня воды в Финском заливе во время наводнения в Ленинграде 23 сент 1924 г. Изв. Центр гидромет бюро 4.
11. Голицын, Г.С., Мохов, И.И., Акперов, М.Г., Бардин, М.Ю., Володин, Е.М., 2007. Оценки гидрометеорологических рисков и функций распределения интенсивности атмосферных вихрей по данным реанализа и моделям климата. Гидрометеобезопасность. Гражданская защита.
12. Гордеева, С.М., Малинин, В.Н., 2012. О типизации траекторий циклонов, приводящих к невским наводнениям. Общество. Среда. Развитие 2 (23), 187–193.
13. Гордеева, С.М., Малинин, В.Н., 2014. Изменчивость морского уровня Финского залива. РГГМУ, Санкт-Петербург.
14. Грузинов, В.М., 1973. Океанология. Термины и определения. ГОСТ 18451-73. Государственный комитет стандартов Совета Министров СССР. Москва.
15. Грушевский, М.С., 1954. Воздействие ветра на распространение длинной волны малой амплитуды. Труды ГГИ 23, 64–73.

16. Деменицкая, Р.М., 1974. Океанографическая энциклопедия. Гидрометеиздат, Ленинград.
17. Дианский, Н.А., 2013. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. Физматлит, Москва.
18. Дианский, Н.А., Залесный, В.Б., Мошонкин, С.Н., Русаков, А.С., 2006. Моделирование муссонной циркуляции Индийского океана с высоким пространственным разрешением. Океанология 46, 421–442.
19. Дубов, В.П., 1937. Сейши Балтийского моря и связь их с наводнениями в Ленинграде. Труды ГГИ 5.
20. Захарчук, Е.А., Сухачев, В.Н., 2013. К вопросу об идентификации волн невских наводнений. Метеорология и гидрология 3, 66–73.
21. Захарчук, Е.А., Сухачев, В.Н., Тихонова, Н.А., 2014. О влиянии межгодовой изменчивости характеристик атмосферных циклонов на частоту опасных подъёмов уровня моря на востоке Финского залива. Проблемы Арктики и Антарктики 3 (101), 27–36.
22. Захарчук, Е.А., Сухачев, В.Н., Тихонова, Н.А., 2015. О причинах увеличения частоты невских наводнений в последние десятилетия. Метеорология и гидрология 1, 86–95.
23. Захарчук, Е.А., Сухачев, В.Н., Тихонова, Н.А., 2017. Механизмы опасных подъёмов уровня моря в Финском заливе. Петербург-XXI Век, Санкт-Петербург.
24. Захарчук, Е.А., Сухачев, В.Н., Тихонова, Н.А., 2020. О пространственной структуре и распространении волн невских наводнений. Метеорология и гидрология 4, 42–53.
25. Захарчук, Е.А., Сухачев, В.Н., Тихонова, Н.А., 2021. Штормовые нагоны в Финском заливе Балтийского моря. Вестник Санкт-Петербургского государственного университета. Науки о Земле 66, 781–805.
26. Захарчук, Е.А., Тихонова, Н.А., 2007. Собственные низкочастотные колебания Балтийского моря. Труды ГОИН 210, 96–107.
27. Захарчук, Е.А., Тихонова, Н.А., 2011. О пространственно-временной структуре и механизмах формирования невских наводнений. Метеорология и гидрология 8, 54–64.
28. Иванов, Г.С., 1946. К вопросу о прогнозах Ленинградский наводнений. Морские гидрометеорологические прогнозы V.
29. Ивано-Францкевич, Г.Н., 1953. Вертикальная устойчивость водных слоев, как важная океанологическая характеристика. Труды ИО РАН СССР VII.
30. Ильина, Л., Грахов, А., 1978. Бесценное богатство. Гидрометеиздат, Ленинград.
31. Исанин, Н., 1986. Морской энциклопедический справочник: в двух томах. Том 2. Судостроение, Ленинград.

32. Клеванный, К.А., Колесов, А.М., Мостаманди, М.-С.В., 2015. Прогноз наводнений в Санкт-Петербурге и восточной части Финского залива в условиях работы комплекса защитных сооружений. Метеорология и гидрология 2, 61–70.
33. Кондратович, К.В., 1993. О климатических трендах невских наводнений. В: Докл. На II Съезде Союза Научных Инженерных Сообществ. Спб.
34. Крафт, 1780. Заметки о наводнениях. Изд. акад. наук.
35. Куликов, Е.А., Медведев, И.П., 2013. Изменчивость уровня Балтийского моря и наводнения в Финском заливе. Океанология 53, 161–174.
36. Лабзовский, Н.А., 1971. Непериодические колебания уровня моря. Гидрометеиздат, Ленинград.
37. Ле Блон, П., Майсек, Л., 1981. Волны в океане. В 2-х томах. Мир, Москва.
38. Макринова, О.В., 1954. Природа ленинградских наводнений. Труды ГГИ 23, 5–36.
39. Малинин, В.Н., 2008. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. РГГМУ, Санкт-Петербург.
40. Михайлов, Ю.Д., 1964. Особенности изменения уровня и течений в Финском заливе при штормовых нагонах в устье р. Невы в декабре 1961 г. Труды ГОИН 130–134.
41. Михайлов, Ю.Д., 1966. Связь между течением и уровнем в Финском заливе во время наводнений в Ленинграде. Труды ГОИН 79, 80–105.
42. Нежиховский, Р.А., 1981. Река Нева и Невская губа. Гидрометеиздат, Ленинград.
43. Педлоски, ДЖ., 1984. Геофизическая гидродинамика. Пер. с англ. Мир, Москва.
44. Померанец, К.С., 1999. О статистике наводнений в Петербурге. Метеорология и гидрология 8, 105–110.
45. Пясковский, Р.В., Померанец, К.С., 1982. Наводнения - математическая модель и предсказания. Ленинград.
46. Рожков, В.А. (ред.), 1984. Методическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скоростей течений и ветра. Гидрометеиздат, Ленинград.
47. Рожков, В.А., 2002. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристикам случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Книга II. Гидрометеиздат, Санкт-Петербург.
48. Рыкачев, М.А., 1898. О наводнениях в СПб и о возможности их предсказывать на основании метеорологических наблюдений. Записки по гидрографии XIX.
49. Сводный научно-технический отчет по теме 176 «Метод прогноза Ленинградских наводнений, 1966. . Ленинград.

50. Скорняков, В.М., 1948. К вопросу о сгонно-нагонных колебаниях уровня и сейшах в Балтийском море. *Метеорология и гидрология* 2, 53–64.
51. Советов, С.А., 1933. Механизм Ленинградский нагонных наводнений. Сборник “Защита Ленинграда от нагонных наводнений.”
52. Сухачев, В.Н., Захарчук, Е.А., Клеванцов, Ю.П., Тихонова, Н.А., 2014. Изменчивость гидрологических характеристик в восточной части Финского залива по данным измерений на автоматической донной станции СПО ГОИН. *Проблемы Арктики и Антарктики* 3 (101), 97–108.
53. Тареев, Б.А., 1974. Динамика бароклиных возмущений в океане. МГУ, Москва.
54. Терзиев, Ф.С., Рожков, В.А., Смирнова, А.И., 1992. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Гидрометеиздат, Санкт-Петербург.
55. Туранов, И.М., 1976. Морской гидрометеорологический ежегодник. Балтийское море. 1959. Том 1. Ленинград.
56. Фукс, В.Р., 2005. Градиентно-вихревые волны в Балтийском море. *Метеорология и гидрология* 9, 63–68.
57. Шуберт, Ф., 1877. Причины наводнения в Санкт-Петербурге. Русская старина XX.
58. Barbosa, S.M., Donner, R. v., 2016. Long-term changes in the seasonality of Baltic sea level. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 68.
59. Bretherton, F.P., Davis, R.E., Fandry, C.B., 1976. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts* 23.
60. Cheng, Y., Xu, Q., Li, X., 2018. Spatio-temporal variability of annual sea level cycle in the Baltic Sea. *Remote Sens (Basel)* 10.
61. Dutton, A., Carlson, A.E., Long, A.J., Milne, G.A., Clark, P.U., DeConto, R., Horton, B.P., Rahmstorf, S., Raymo, M.E., 2015. Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science* (1979).
62. Ekman, V.W., 1905. On the influence of the Earth's rotation on the ocean currents. *Arkiv for Mat. Astr. och phys* B2.
63. Gönner, G., Dube, S., Murty, T.S., Siefert, W., 2001. Global storm surges: theory, observations and applications. *Kuste* 581–623.
64. Hersbach, H., Bell, B., Berrisfo, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., Thépaut, J.N., 2020. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 146.

65. Horsburgh, K., Haigh, I.D., Williams, J., de Dominicis, M., Wolf, J., Inayatillah, A., Byrne, D., 2021. “Grey swan” storm surges pose a greater coastal flood hazard than climate change. *Ocean Dyn* 71.
66. International Glossary of Hydrology, 1992.
67. Johansson, M., Boman, H., Kahma, K.K., Launiainen, J., 2001. Trends in sea level variability in the Baltic Sea. *Boreal Environment Research* 6, 159–179.
68. le Traon, P.Y., Nadal, F., Ducet, N., 1998. An improved mapping method of multisatellite altimeter data. *J Atmos Ocean Technol* 15.
69. Leppäranta, M., Myrberg, K., 2009. *Physical Oceanography of the Baltic Sea*, Physical Oceanography of the Baltic Sea.
70. Liblik, T., Laanemets, J., Raudsepp, U., Elken, J., Suhhova, I., 2013. Estuarine circulation reversals and related rapid changes in winter near-Bottom oxygen conditions in the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Ocean Science* 9.
71. Madsen, K.S., Høyer, J.L., Suursaar, Ü., She, J., Knudsen, P., 2019. Sea Level Trends and Variability of the Baltic Sea From 2D Statistical Reconstruction and Altimetry. *Front Earth Sci (Lausanne)* 7.
72. Majewski, A., Dziadziuszko, Z., Wiśniewska, A., 1983. *Monografia powodzi sztormowych 1951-1975*. Wyd. Kom. Łącz, Warszawa.
73. Männikus, R., Soomere, T., Viška, M., 2020. Variations in the mean, seasonal and extreme water level on the Latvian coast, the eastern Baltic Sea, during 1961–2018. *Estuar Coast Shelf Sci* 245.
74. Neuman, G., 1941. *Archiv der Deutschen Seewarte und des Marineobservatoriums* 614.
75. Pedlosky, J., 1979. Finite-Amplitude Baroclinic Waves in a Continuous Model of the Atmosphere. *J Atmos Sci* 36.
76. Plag, H.P., Tsimplis, M.N., 1999. Temporal variability of the seasonal sea-level cycle in the North Sea and Baltic Sea in relation to climate variability. In: *Global and Planetary Change*.
77. Pugh, D., Woodworth, P., 2014. *Sea-Level Science*, Sea-Level Science.
78. Pujol, M.I., Faugère, Y., Taburet, G., Dupuy, S., Pelloquin, C., Ablain, M., Picot, N., 2016. DUACS DT2014: The new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years. *Ocean Science* 12.
79. Rhines, P., 1970. Edge-, bottom-, and Rossby waves in a rotating stratified fluid. *Geophysical Fluid Dynamics* 1.
80. Sepp, M., Jaagus, J., 2011. Changes in the activity and tracks of Arctic cyclones. *Clim Change* 105.
81. Serreze, M.C., Carse, F., Barry, R.G., Rogers, J.C., 1997. Icelandic low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *J Clim* 10.
82. Sztobryn, M., Stigge, H.J., Wielbińska, D., Weidig, B., Stanisławczyk, I., Kańska, A., Krzysztofik, K., Kowalska, B., Letkiewicz, B., Mykita, M., 2005. *Storm Surges*

- in the Southern Baltic Sea (Western and Central Parts). *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie* 39.
83. Tytkowski, J., Hojan, M., 2018. Threshold values of extreme hydrometeorological events on the Polish Baltic coast. *Water (Switzerland)* 10.
84. Vitousek, S., Barnard, P.L., Fletcher, C.H., Frazer, N., Erikson, L., Storlazzi, C.D., 2017. Doubling of coastal flooding frequency within decades due to sea-level rise. *Sci Rep* 7.
85. Wolski, T., Wiśniewski, B., Giza, A., Kowalewska-Kalkowska, H., Boman, H., Grabbi-Kaiv, S., Hammarklint, T., Holfort, J., Lydeikaite, Ž., 2014. Extreme sea levels at selected stations on the Baltic Sea coast. In: *Oceanologia*.
86. Zakharchuk, E.A., Sukhachev, V.N., Tikhonova, N.A., Kouraev, A., Zakharova, E., 2022. Seasonal fluctuations in Baltic sea level determined from satellite altimetry. *Cont Shelf Res* 249.
87. Zalesny, V.B., Diansky, N.A., Fomin, V. v., Moshonkin, S.N., Demyshev, S.G., 2012. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov. *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling* 27.

ПРИЛОЖЕНИЕ А СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ

Рисунок В.1. Последствия наводнения 2011 года. Дорога Большая Ижора – Лебяжье (Слева) фото Сухачева В.Н., Парк Сестрорецкие Дубки (справа), фото Иванова П. (https://ru.wikipedia.org).	3
Рисунок 1.1. Здание Кронштадтского футштока.	17
Рисунок 1.2. Величины подъемов уровня моря в Балтийской системе во время наводнений. Красным цветом отмечены значения уровня моря, зафиксированные на дамбе, после ввода КЗС в эксплуатацию.	18
Рисунок 1.3. Отметки уровня воды в Петропавловской крепости при катастрофических наводнениях в Санкт-Петербурге.	19
Рисунок 2.1. Распределение случаев Невских наводнений по годам.	27
Рисунок 2.2. Батиметрия Финского залива и местоположение станций мареографных измерений уровня моря (красные треугольники), инструментальных измерений ветра (синие ромбы), а также точек сеточной области реанализа ERA5 (зелёные кружки). Арабскими цифрами показаны ближайшие к мареографным станциям точки реанализа ERA5, которые использовались для оценок ветра и атмосферного давления. Римскими цифрами обозначены три района, где по данным реанализа ERA5 оценивалась интенсивность циклогенеза.	30
Рисунок 2.3. Межгодовые изменения количества случаев штормовых нагонов, выделенных по критерию $>3\sigma$ на станциях в Финском заливе. Цифры над столбиками – количество штормовых нагонов. Для самых длинных рядов прямой линией показан линейный тренд.	35
Рисунок 2.4. Межгодовые изменения количества случаев штормовых нагонов по критерию $>5\sigma$ на отдельных станциях в Финском заливе.	37
Рисунок 2.5. Дисперсия (D) остаточных (после фильтрации) положительных превышений уровня у колебаний с периодами <5 суток. Прямой красной линией обозначены значимый (сплошная линия) и незначимый (пунктир) линейные тренды. Синие линии - значимый (сплошная линия) и незначимый (пунктир) квадратичные тренды.	39
Рисунок 2.6. Межгодовые изменения оценок максимальных за год значений уровня моря. Прямая красная пунктирная линия - линейный тренд. Синие линии - значимый (сплошная линия) и незначимый (пунктир) квадратичные тренды.	40
Рисунок 3.1. Карта судовых измерений температуры и солености морской воды в период наблюдавшихся в Санкт-Петербурге опасных подъемов уровня моря, красным цветом – данные с ресурса Copernicus	

Marine Service (http://marine.copernicus.eu), зеленым из базы <i>das</i> . Буквами обозначены гидрологические станции, представленные на рисунке 3.2.	44
Рисунок 3.2. Вертикальные профили температуры (красная линия), солености (синяя линия) и плотности (черная линия) морской воды в Финском заливе, выполненные в периоды формирования наводнений в Невской губе. Критерий устойчивости водных масс (зелёные цифры) и горизонт наибольшей устойчивости водных масс (зеленый пунктир). а – 19.10.1998, б - 10.01.2007, в - 10.01.2007, г - 12.01.2007, д - 12.01.2007, е – 07.12.2015. Расположение станций показано на рисунке 3.1.	45
Рисунок 3.3. Батиметрия Финского залива и разрез (АВ), вдоль которого производилась оценка плотности по данным реанализа <i>muosean</i>	47
Рисунок 3.4. Вертикальное распределение плотности воды вдоль разреза Финского залива (АВ) во время штормовых нагонов, вызвавших наводнения в Санкт-Петербурге. (4 октября 1994 года, 19 октября 1998 года, 10 января 2007 года и 7 декабря 2015 года).	48
Рисунок 3.5. Местоположение автономных станций, оборудованных ADCP (флажки), пунктов мареографных измерений уровня моря (черные кружки).	51
Рисунок 3.6. Временной ход ежечасных значений векторов скорости ветра в районе работы автономной станции 20 (а); изменения уровня моря на станциях Таллинн (1), Кунда (2) и Шепелево (3) (б); изменения ежечасных значений вертикальных профилей скорости течений и их статистических характеристик на автономных станциях 21 (в), 20 (г) и СПО ГОИН (д), а также изменения температуры (4) и солености (5) на глубине 19 м станции СПО ГОИН (е).....	53
Рисунок 3.7. Ежеминутные измерения скорости (сплошная линия) и направления (пунктир) ветра на мысе Каменный в районе ГМС «Шепелево» в период формирования опасного подъёма уровня моря.....	56
Рисунок 3.8. Бароклинные компоненты течений на автономных станциях 21 (а), 20 (б) и СПО ГОИН (в) в период распространения по Финскому заливу волн наводнений.	58
Рисунок 3.9. (а) Изменение во времени максимальных значений коэффициентов взаимной корреляции $R_{\zeta v}(\theta, t)$ между баротропной компонентой течений на станции 21 и уровнем моря в Палдиски (красная линия), баротропной компонентой течений на станции 20 и уровнем моря в Таллинне (синяя линия), баротропной компонентой течений на станции СПО ГОИН и уровнем моря в Кронштадте (черная линия); (б, в, г) максимальные значения коэффициентов взаимной корреляции $R_{\zeta v}(\theta, t)$ между бароклинической компонентой течений на станции 21 и уровнем моря в Палдиски (б), бароклинической компонентой течений на станции 20 и уровнем моря в Таллинне (в), бароклинической	

компонентой течений на станции СПО ГОИН и уровнем моря в Шепелево (г), черная звезда – дата наводнения в Санкт-Петербурге.	60
Рисунок 3.10. Изменение во времени вертикальных профилей течений в Финском заливе, рассчитанных с помощью гидродинамической модели INMOM для точки работы донной станция 21 (рисунок 3.5) в период формирования опасных подъёмов уровня моря в декабре 2011 г.: (а) - полная задача, (б) - баротропная задача, (в) - разность между полной и баротропной задачами.	65
Рисунок 3.11. Изменение во времени вертикальных профилей течений в Финском заливе, рассчитанных с помощью гидродинамической модели INMOM для точки работы донной станция 20 (рисунок 3.5) в период формирования опасных подъёмов уровня моря в декабре 2011 г.: (а) - полная задача, (б) - баротропная задача, (в) - разность между полной и баротропной задачами.	66
Рисунок 3.12. Изменение во времени вертикальных профилей течений в Финском заливе, рассчитанных с помощью гидродинамической модели INMOM для точки работы донной станции СПО ГОИН (рисунок 3.5) в период формирования опасных подъёмов уровня моря в декабре 2011 г.: (а) - полная задача, (б) - баротропная задача, (в) - разность между полной и баротропной задачами.	67
Рисунок 4.1. Максимальные значения инварианта $rI1VU(\theta, t)$ взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ между касательным трением ветра и течениями, оцененные для районов Финского залива, где работали автономные станции 21 (а), 20 (б) и СПО ГОИН (в), а также временные сдвиги θ , на которых наблюдались $rI1VU(\theta, t)$ для станции 21 (г), 20 (д), и СПО ГОИН (е). Звездочкой отмечен период опасных подъёмов уровня моря.	70
Рисунок 4.2. Максимальные значения инварианта $r\Omega VU(\theta, t)$ взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ между касательным трением ветра и течениями, оцененные для районов Финского залива, где работали автономные станции 21 (а), 20 (б) и СПО ГОИН (в), а также временные сдвиги θ , на которых наблюдались $r\Omega VU(\theta, t)$ для станции 21 (г), 20 (д), и СПО ГОИН (е). Звездочкой отмечен период опасных подъёмов уровня моря.	71
Рисунок 5.1. Двухмерные плотности распределения вероятностей векторов скорости ветра, рассчитанные для периодов штормовых нагонов уровня моря, превышающих 3σ , по инструментальным измерениям на ГМС Выборг и по данным реанализа ERA-5.	79
Рисунок 5.2. Распределения вероятностей значений атмосферного давления во время штормовых нагонов с подъёмом уровня моря $>3\sigma$	80

Рисунок 5.3. Изменение линейного инварианта тензора дисперсии горизонтального градиента атмосферного давления $I_1(0)$ в атмосферных циклонах над тремя районами Финского залива: западным (I), центральным (II) и восточным (III) (местоположения районов даны на рисунке 2.2). Красной линией обозначен линейный тренд.	81
Рисунок 5.4. Межгодовые изменения количества случаев, когда ветер на ГМС станциях Озерки (синяя линия) и Выборг (черная линия) имел направления ЮЗ-СЗ ($225^\circ - 315^\circ$) и скорости ≥ 11 м/с в период с августа по март включительно (а), а также значений максимальной скорости ветра за каждый год на этих станциях (б). Прямыми красными линиями показаны значимые линейные тренды.	83
Рисунок 5.5. Изменение во времени медианы $MeD_{Zn}(t)$ оценок атмосферного давления в центре циклонов ≤ 1005 мб (черная линия), значимый линейный тренд (красная линия), значимый квадратичный тренд (синяя линия).	84
Рисунок 5.6. Изменение во времени минимумов $MinD_{Zn}(t)$ оценок атмосферного давления в центре циклонов ≤ 1005 мб (черная линия), не значимый линейный тренд (красная линия пунктир), значимый квадратичный тренд (синяя линия).	84
Рисунок 5.7. Изменение во времени максимумов скорости движения атмосферных циклонов $MaxV_{Zn}(t)$ (черная линия), не значимый линейный тренд (красная линия, пунктир), не значимый квадратичный тренд (синяя линия, пунктир).	85
Рисунок 5.8. Изменение во времени медианы скорости движения атмосферных циклонов $MeV_{Zn}(t)$ (черная линия), не значимый линейный тренд (красная линия, пунктир), не значимый квадратичный тренд (синяя линия, пунктир).	85
Рисунок 5.9. Количество случаев $NV_{Rez}(t)$ в сентябре-феврале, когда атмосферные циклоны двигались со скоростями 4.5 – 11.2 м/с. Не значимый линейный тренд (красная линия, пунктир), значимый квадратичный тренд (синяя линия).	86
Рисунок 5.10. Изменение во времени медианы траекторий движения центра атмосферных циклонов $MeV_{Zn}(t)$ (черная линия), не значимый линейный тренд (красная линия, пунктир), значимый квадратичный тренд (синяя линия).	87
Рисунок 5.11. Максимальные значения коэффициентов корреляции между количеством невских наводнений $\eta(t)$ и вертикальным градиентом плотности морской воды в слое 5-10 м (а); между $\eta(t)$ и горизонтальным градиентом плотности морской воды ($Grad\rho$) в поверхностном слое (б) и на горизонте 85 м (в).	92

Рисунок 5.12. Изменения во времени оценок разностей температур (красный цвет), солёности (синий цвет) и плотности (черный цвет) между поверхностным и придонным слоями на трёх станциях в Финском заливе (LL9, LL7 и LL3A). Прямыми линиями обозначены значимые линейные тренды, пунктиром – не значимые.	93
Рисунок 5.13. Примеры составляющих сезонных колебаний уровня S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} и их суперпозиции $S_a+S_{sa}+S_{ta}+S_{qa}$, оцененных с учетом нестационарности процесса, в Финском заливе (а) в точке с координатами 59.9° с.ш., 27.9° в.д. и в открытой Балтике (б) в точке 57.1° с.ш., 19.9° в.д., рассчитанные по спутниковым альтиметрическим данным.	97
Рисунок 5.14. Составляющие сезонных колебаний уровня S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} и их суперпозиция $S_a+S_{sa}+S_{ta}+S_{qa}$, оцененные с учетом нестационарности процесса на гмс Кронштадт	98
Рисунок 5.15. Величины линейного тренда межгодовых изменений амплитуд различных составляющих сезонных колебаний уровня Балтийского моря за период 1993-2018 гг. Заштрихованы регионы, где оценки тренда были не значимы.	100
Рисунок 5.16. Предвычисленный ряд сезонных колебаний уровня моря в Кронштадте (синяя линия) и даты наводнений в Санкт-Петербурге (красные точки). Красная линия – нулевое значение.....	101

ПРИЛОЖЕНИЕ Б СПИСОК ТАБЛИЦ

Таблица 1.1. Оценки скорости распространения волны на разных участках побережья Балтики, сформировавшей катастрофическое наводнение в Ленинграде 23 сентября 1924 года (Макринова, 1954).....	21
Таблица 2.1. Повторяемость невских наводнений в 1703 -2008 гг.	28
Таблица 2.2. Описание рядов мареографных измерений уровня моря в Финском заливе. Данные Ханко, Хельсинки, Хамина,Таллин, Силламяэ - Copernicus Marine Service (http://marine.copernicus.eu), а данные Выборг, Кронштадт, Шепелево, Гогланд получены от Северо-Западного управления Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (СЗ УГМС Росгидромета) (http://www.meteo.nw.ru).	31
Таблица 2.3. Статистические характеристики рядов уровня моря: D - дисперсия, σ - ср. кв. отклонение, ζ_{\max} - максимальный и ζ_{\min} - минимальный уровень моря.	32
Таблица 2.4. Оценки продолжительности (в часах) штормовых нагонов с подъёмами уровня $>3\sigma$: минимальная (T_{\min}), средняя (T), максимальная (T_{\max}).	36
Таблица 3.1. Результаты взаимного корреляционного анализа между течениями, измеренными с помощью ADCP и рассчитанными по модели.....	64
Таблица 5.1. Результаты взаимного корреляционного анализа между изменениями количества наводнений в устье Невы $\eta(t)$ и различными метеорологическими предикторами.	88

N.N. ZUBOV'S STATE OCEANOGRAPHIC INSTITUTE

Manuscript

Sukhachev Vladimir

STORM SURGES IN THE GULF OF FINLAND OF THE BALTIC SEA

1.6.17. Oceanology

DISSERTATION

Dissertation is submitted for the degree of the candidate of geographical sciences

Translation from Russian

Supervisor:

D. Sc. in Geographical Sciences,

Zakharchuk E.A.

Saint Petersburg

2023

CONTENT

Introduction.....	122
1. Existing ideas about the mechanisms of storm surges in the Gulf of Finland of the Baltic Sea	131
2. Isolation of storm surges and description of their statistical characteristics	142
3. Features of the variability of the thermohaline structure and currents of the Gulf of Finland during storm surges	156
3.1. Thermohaline structure of water masses	156
3.2. Variability of flows according to ADCP data and results of numerical experiments with a hydrodynamic model	163
4. Estimation of the nonstationarity of the statistical relationship between currents and tangential friction of the wind during storm surges.....	182
5. Mechanisms of interannual variability of storm surges.....	187
5.1. Influence of atmospheric cyclone characteristics on interannual variability of storm surges	190
5.2. On the influence of changes in the baroclinity of the Baltic Sea on the interannual variability of dangerous sea level rises.....	203
5.3. Effect of interannual variability of seasonal variations in sea level on storm surges	208
Conclusion	215
References.....	220
Appendix A List of illustrations	226
Appendix B List of tables.....	230

INTRODUCTION

Relevance of the work

Storm surges of sea level are dangerous hydrometeorological phenomena, which in some cases lead to floods, sometimes catastrophic. In the Gulf of Finland, the eastern part of the Gulf of Finland is experiencing the greatest damage from dangerous level rises caused by storm surges. Despite the commissioning in 2011 of the St. Petersburg Flood Protection Complex (FPC), the problem of dangerous level rises remains urgent for the districts of St. Petersburg and the Leningrad Region located to the west of the FPC. Here, during storm surges, coastal areas are subject to flooding, the coastline, the beaches of the Kurortny district of St. Petersburg, sections of highways are eroded, damage is caused to economic facilities built in the coastal strip (Figure I.1). According to Klevanny's estimates, based on numerical experiments with a hydrodynamic model, after the closure of the FPC alignments, an additional rise in sea level to the west of the dam ranges from 3 to 10%. (Klevanny, Kolesov, Mostamandi, 2015)



Figure I. 1. The aftermath of the 2011 flood. Bolshaya Izhora-Lebyazhye road (left) photo by V.N. Sukhachev, Sestroretsky Dubki Park (right), photo by P. Ivanov (<https://ru.wikipedia.org>).

Of great concern are the possible consequences for the Baltic of global sea level rise. The results of the analysis of satellite altimetry information show that the average increase in sea level for the period 1993 - 2021 is 3.51 mm/year (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/news>). Estimates of linear trends in changes in the

level of the Baltic Sea, made on the basis of the analysis of satellite altimetry information for the period 1993-2015, indicate that the sea level in the Baltic Sea is growing faster than in the World Ocean: on average, its growth in the sea area is 4.0 mm/year, and for the Gulf of Finland - up to 5.5 mm/year (Madsen et al., 2019). These estimates indicate an increase in the likelihood of storm surge events in the Gulf of Finland. The results of the latest paleoclimatic studies published in the work (Dutton et al., 2015) show that 125 thousand years ago the air temperature was the same as now, but the sea level then exceeded the present by about 6 m. The authors suggest that the melting of the Earth's ice sheets is late relative to global warming, and over time, if the present warming continues, the ice sheet of our planet will begin to melt more actively and sea level can rise to 6 m, as well as 125 thousand years ago. It is clear that such a scenario will be accompanied by the flooding of huge areas of the Baltic states. Prognostic estimates of Finnish researchers show that in the future in southern Finland, eustatic sea level rise will exceed the impact of the opposite process of land rise (Leppäranta and Myrberg, 2009).

A group of American researchers, using the theory of extreme values to the available information about the rate of sea level rise and floods, predicted that by 2050 the sea level near most coastal areas will increase by 10-20 cm, and the frequency of floods will increase by 2 times (Vitousek et al., 2017).

The noticeable increase in the number of storm surges in the open Baltic and the Gulf of Finland (Wolski et al., 2014), which has been observed in recent decades, does not yet find a representative scientific explanation for its causes. The currently established ideas about the main mechanism of floods at the mouth of the Neva, associated with the combined effect of a storm surge and a long gravitational wave, the amplitude of which increases sharply as a result of resonance with anemobaric forces, look limited against the background of modern theoretical studies of the dynamics of low-frequency waves, and, in particular, gradient-vortex waves.

In the 2nd half of the twentieth century, special field experiments were carried out in the east of the Gulf of Finland to study the variability of hydrological characteristics during dangerous sea level rises (Mikhailov, 1964; Mikhailov, 1966). The analysis of the data obtained in the framework of these experiments made it possible to draw conclusions

about the homogeneity of the vertical structure of currents during dangerous sea level rises and about the justification of using the system of "shallow water" equations for the hydrodynamic forecast of Neva floods. However, the assessment of the vertical structure of currents in the eastern part of the Gulf of Finland was carried out by Y.D. Mikhailov according to their measurements on only 2 horizons, and the upper meter at buoy stations was placed on the horizon 14 m from the sea surface. It is clear that such a rough resolution of measurements of flows vertically does not make it possible to accurately assess their vertical structure.

In recent decades, measurements of oceanological characteristics have been made with the help of new, more representative instrument complexes, a variety of satellite information, data from reanalyses of meteorological and hydrophysical fields have become available to a wide range of users; Methods of statistical analysis of hydrometeorological information, numerical hydrodynamic modeling of marine areas have been significantly developed, which makes it possible to study and identify the processes that determine storm surges in the Gulf of Finland at a new, more representative level.

The main purpose of the dissertation is to evaluate the statistical characteristics of storm surges in the Gulf of Finland of the Baltic Sea, the features of the variability of the thermohaline structure and currents during their formation, as well as to investigate the causes and mechanisms of interannual changes in storm surges in modern climatic conditions.

To achieve the goal, the following tasks are solved:

1. To substantiate the criterion for the allocation of storm surges in the series of tide gauge measurements of sea level.
2. To identify, on the basis of the proposed criterion, storm surges in the series of sea level and evaluate their statistical characteristics.
3. To investigate changes in the thermohaline structure and currents in the Gulf of Finland during the formation of dangerous sea level rises caused by storm surges.

4. To assess the features of the statistical relationship between dynamic processes in the Gulf of Finland and the variability of the tangential friction of the wind during storm surges.
5. To investigate the influence of various hydrometeorological processes on the interannual variability of storm surges in the Gulf of Finland.

Scientific novelty of the work

1. A criterion for the allocation of storm surges is proposed, taking into account the spatial variability of their intensity, with the help of which storm surges in the Gulf of Finland are identified and their statistical characteristics are evaluated.
2. Based on the analysis of data from oceanographic stations and reanalysis of hydrophysical fields, the features of the temporal variability of the thermohaline structure of the waters of the Gulf of Finland during the formation of storm surges causing dangerous sea level rises are investigated.
3. Using the analysis of ADCP data and the results of numerical hydrodynamic modeling, the comparative contribution of the barotropic and baroclinic components to changes in total currents during storm surges in the Gulf of Finland was estimated.
4. The features of the nonstationarity of the statistical relationship between the tangential friction of the wind and the characteristics of water dynamics during storm surges causing dangerous sea level rises are investigated.
5. A significant contribution of seasonal level fluctuations to the interannual variability of the number of storm surges in the Gulf of Finland was revealed: in 95% of cases, the events of the Neva floods in the period from 1971 to 2018 occurred during a positive anomaly of seasonal changes in sea level.
6. It is shown that the observed decrease in the number and intensity of storm surges in the Gulf of Finland in the late twentieth and early twentieth centuries is in most cases associated with a decrease in cyclonic activity in the atmosphere.

Provisions to be defended:

1. Estimates of the interannual variability of the statistical characteristics of storm surges in the Gulf of Finland, identified using the proposed criterion.
2. The main regularities of the variability of the thermohaline structure and currents during the formation of storm surges that cause dangerous sea level rises in the Gulf of Finland.
3. Estimates of the nonstationarity of the statistical relationship between the characteristics of water dynamics and the tangential friction of the wind during storm surges.
4. The main mechanisms of interannual variability of the characteristics of storm surges in the Gulf of Finland in the late twentieth and early twentieth centuries.

Practical significance

The results of the work were included in the materials of the reports on the topics of the R&D plan of Roshydromet:

1.5.4.3. "Study of the regime and climatic characteristics of the waters of the World Ocean, seas and sea mouths of the rivers of Russia, including the polar regions of the Earth" (2011-2013).

1.5.1.2 "Develop models and create technologies for diagnosing and predicting currents and levels in the seas of Russia with details in offshore zones" (2014-2016).

1.5.3.5. "Assessment of hydrometeorological and ice conditions of the seas of Russia and development of annual and quarterly reviews of the current state of the seas of Russia" (2014-2016).

1.5.3.8 "On the assessment of the variability of hydrometeorological characteristics of the Baltic Sea for the period from 1979 to 2013" (2014-2016).

1.5.2.1 Overview of conditions and trends in the development of hydrometeorological processes in the Baltic Sea in 2018, including hydrological hazards (2017-2019).

1.5.2.3 "Assessment of the characteristics of anomalous hydrological processes in the Baltic Sea using statistical analysis of contact, satellite information and results of numerical hydrometeorological modeling" (2017-2019)

4.6.7 "Identification and forecast of negative trends in modern changes in hydrological processes caused by a changing climate and increasing anthropogenic impact (on the example of the Baltic Sea)" (2020-present)

4.6.8 "Development of recommendations for the development of the flood protection system in St. Petersburg" (2020-present)

The results can be used:

- in the work of federal and regional executive authorities to plan and implement measures to ensure the achievement of sustainable development goals in the coastal waters of the Gulf of Finland and the Baltic Sea;

- in the work of territorial and strategic planning bodies to assess possible changes in the natural environment and climate in the Gulf of Finland region in order to plan adaptation measures to climate change and implement the National Adaptation Action Plan.

- in the design and construction of hydraulic structures, transportation of goods in the waters of the Gulf of Finland, as well as to provide state bodies and the population of St. Petersburg and the Leningrad Region with information on the state of hydrometeorological conditions in the Gulf of Finland region of the Baltic Sea.

- in the work of structural subdivisions of the Directorate of the Complex of Flood Protection Structures of St. Petersburg (FPC)

Approbation and publication of results

The results of the work were reported at Russian and international conferences, final sessions of the Federal State Budgetary Institution "SOI" and the Secondary Vocational Education of the Federal State Budgetary Institution "SOI", at working seminars, meetings of the Academic Council of the State Oceanographic Institute and at the certification of graduate students. The results were presented in the form of oral and poster presentations.

The scientific results of the work are published in 1 monograph, 18 articles in periodicals, including 10 works in publications indexed in WOS and Scopus, as well as in materials and abstracts of reports of Russian and international conferences:

List of publications in refereed scientific journals (WoS and Scopus)

1. E.A. Zakharchuk, V.N. Sukhachev. On the issue of identifying the waves of the Neva floods - *Meteorology and Hydrology*, 2013, No. 3, pp. 66-74.
2. E. A. Zakharchuk, A. S. Kudryavtsev, V. N. Sukhachev. On the resonance-wave mechanism of the Great Baltic Floods – *Meteorology and Hydrology*, 2014, No. 2, pp. 56-68.
3. E. A. Zakharchuk, V. N. Sukhachev, N. A. Tikhonova. On the possible reasons for the increase in the frequency of the Neva floods in recent decades - *Meteorology and Hydrology*, 2015, No. 1, pp. 86-95.
4. E. A. Zakharchuk, V. N. Sukhachev, N. A. Tikhonova Statistical structure of synoptic-scale currents in the area of the continental slope of the Laptev Sea and features of their generation under the influence of anemobaric forces, *Oceanology*, 2016, vol. 56, no. 5, pp. 1-18.
5. N.A. Tikhonova, V.N. Sukhachev Wave interpretation of the great Baltic floods, *Meteorology and Hydrology*, 2017, No. 4, pp. 67-79.
6. E.A. Zakharchuk, V.N. Sukhachev, "The use of satellite altimetry information to assess the features of the generation of perturbations of the synoptic scale under the influence of tangential friction of the wind in the system of the Baltic and North Seas"

- Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2018. T. 15. № 7. P. 163-174
7. Zakharchuk E.A., Tikhonova N.A., Sukhachev V.N. On the spatial structure and propagation of the waves of the Neva floods // Meteorology and hydrology. 2020. № 4. P. 42-53
 8. Zakharchuk E.A., Sukhachev V.N., Tikhonova N.A. Storm surges in the Gulf of Finland of the Baltic Sea Vestnik of St. Petersburg University. Earth Sciences. 2021. T. 66. № 4. S. 781-805.
 9. Zakharchuk, E.A., Sukhachev, V.N., Tikhonova, N.A., Kouraev, A., Zakharova, E. Seasonal fluctuations in Baltic sea level determined from satellite altimetry Continental Shelf Research 249,104863 2022
 10. E. A. Zakharchuk, V. N. Sukhachev, N. A. Tikhonova, E. N. Litina. Stationary and non-stationary description of seasonal variability of the Baltic Sea level according to tide gauge measurements. Marine Hydrophysical Journal, 2022, vol. 38, no. 6, pp. 655-678, DOI: 10.22449/0233-7584-2022-6-655-678

List of publications in refereed scientific journals (Higher Attestation Commission and RSCI):

1. Sukhachev V.N., Smirnov K.G., Zakharchuk E.A., Klevantsov Yu.P. Features of variability of hydrological characteristics of the eastern part of the Gulf of Finland based on measurements at the automatic bottom station of the SPO GOIN. /In: Our common Gulf of Finland. Collection of materials of the I scientific conference of St. Petersburg State University "Year of the Gulf of Finland - 2014". - St. Petersburg, St. Petersburg State University, 2012, pp. 244-247.
2. Zakharchuk E.A., Sukhachev V.N., Tikhonova N.A., Fuks V.R. On the mechanisms of formation of Neva floods. /In: Our common Gulf of Finland. Collection of materials of the I scientific conference of St. Petersburg State University "The Year of the Gulf of Finland - 2014". - St. Petersburg, St. Petersburg State University, 2012, pp. 81-85.
3. E. A. Zakharchuk, V. N. Sukhachev, N. A. Tikhonova On the influence of interannual variability of atmospheric cyclone characteristics on the frequency of dangerous sea

- level rises in the east of the Gulf of Finland – Problems of the Arctic and Antarctic, 2014, No. 3, pp. 27-36.
4. V.N. Sukhachev, E.A. Zakharchuk, Yu.P. Klevantsov, N.A. Tikhonova. Variability of hydrological characteristics in the eastern part of the Gulf of Finland according to data at the automatic bottom station of the SPO GOIN - Problems of the Arctic and Antarctic, 2014, No. 3, pp. 97-107.
 5. G.A. Grigorieva, Yu.P. Klevantsov, V.A. Rozhkov, V.N. Sukhachev. Spatial-temporal variability of fluctuations in the level of the Atlantic Ocean. Izv. RGS, 2015, T. 147 vyp. 4. S 8-24
 6. G.A. Grigorieva, Yu.P. Klevantsov, V.A. Rozhkov, V.N. Sukhachev. "Mesoscale vortices in the North Atlantic Ocean". Izv. RGS, 2015, T. 147 vyp. 6. S 28-46
 7. V.N. Sukhachev, E.A. Zakharchuk Variability of hydrometeorological characteristics during the periods of propagation of the waves of the Neva floods in the Gulf of Finland, Tr. Goin, Moscow 2016 iss. 217 p. 138-158
 8. Zakharchuk E.A., Litina E.N. , Klevantsov Yu.P. , Sukhachev V.N. , Tikhonova N.A. Nonstationarity of hydrometeorological processes of the Baltic Sea in a changing climate. Proceedings of GOIN. №218. 2017, pp. 6-62.

Monograph:

E.A. Zakharchuk, V.N. Sukhachev, N.A. Tikhonova "Mechanisms of dangerous sea level rises in the Gulf of Finland" ed. Petersburg-XXI century", 2017, 152 p.

1. EXISTING IDEAS ABOUT THE MECHANISMS OF STORM SURGES IN THE GULF OF FINLAND OF THE BALTIC SEA

The term storm surge has different definitions in the scientific literature. For example, K. Bowden defines a storm surge as a disturbance of sea level caused by meteorological causes relative to the surface curved by the tide (Bowden, 1988). In the International Hydrological Dictionary (International Glossary of Hydrology, 1992), storm surge is sea level rise caused by the passage of a center of low atmospheric pressure. Gönnert (Gönnert et al., 2001) considers storm surge as fluctuations in the water level in the coastal zone, lasting from a few minutes to several days, and resulting from the impact of atmospheric pressure systems on the sea surface. Pugh and Woodworth (Pugh and Woodworth, 2014) understand this phenomenon as level rises, which are caused by strong winds and low air pressure that occur during storms.

In the marine encyclopedic reference book, storm surge is defined as a rise in sea level off the coast as a result of the action of strong winds and the static effect of atmospheric pressure during the passage of a cyclone, and, further, it is specified that, depending on the configuration of the coastline, the prevailing depths in the coastal zone and the phase of the astronomical tide, the total rise in the level during a storm surge can reach 7 m or more, which leads to catastrophic flooding on the coast (Isanin, 1986).

Horsburgh (Horsburgh et al., 2021) defines storm surge as sea level rise caused by low atmospheric pressure and strong winds, which, combined with the Earth's rotation, move water toward the coastline.

These definitions do not fully take into account the multifactorial nature of the storm surge. The name of this dangerous natural phenomenon indicates that the process of a significant rise in sea level occurs during a storm. However, the duration of one storm in the northern Baltic ranges from 3.5 to 9 hours, and in the southern - from 3 to 10 hours (Terziev, Rozhkov, Smirnova, 1992), while, for example, the duration of storm surges off the coasts of Germany and Poland varies from 11 to 117 hours (Sztobryn et al., 2005). Such discrepancies in the duration of storms and storm surges are explained by the fact

that under the influence of tangential friction of the wind in a deep cyclone moving over the sea, not only intense wind currents are excited, which, with a surge wind direction, carry significant masses of water to the shore and, together with the static effect of atmospheric pressure, lead to a significant rise in the level in the coastal zone. Anemobaric forces in a cyclone also excite long waves, on the crest of which the wind surge of sea level is superimposed (Averkiev, Klevanny, 2007; Zakharchuk, Sukhachev, Tikhonova, 2020; Zakharchuk, Tikhonova, 2011; Labzovsky, 1971). During the formation of storm surges, long waves propagate from west to east of the Gulf of Finland at speeds from 4.5 to 11.2 m/s and have periods from 25 to 41 hours (Zakharchuk, Sukhachev, Tikhonova, 2020; Zakharchuk, Tikhonova, 2011). In the work of Zakharchuk and Tikhonova (Zakharchuk, Tikhonova, 2011), it was shown that not always the long waves that cause floods in the east of the Gulf of Finland had the characteristics of free barotropic gravitational waves; In a number of cases, they have been identified as topographic waves (Zakharchuk, Tikhonova, 2011). The results of numerical experiments on a three-dimensional hydrodynamic model of the Baltic Sea indicate that due to the significant closure of the sea and the rotation of the Earth, long waves that cause particularly dangerous sea level rises in the Gulf of Riga and the Gulf of Finland during storm surges are transformed into progressive-standing waves with a pronounced amphidromic system with a node in the area of the Gotland Trench and antinodes in the east of the Gulf of Finland, in the Gulf of Riga and in the southwest of the Baltic (Zakharchuk, Sukhachev, Tikhonova, 2020). In the Gulf of Finland, according to numerical experiments, the translational wave motion of water masses prevails during a storm surge (Zakharchuk, Sukhachev, Tikhonova, 2020). Moving to the top of the Gulf of Finland, the long wave is constantly increasing in height due to a decrease in the cross-sectional area of the bay. Laboratory experiments of M.S. Hrushevsky showed that a free wave propagating along the Gulf of Finland increases its height in the Neva Bay by 3 - 3.5 times (Hrushevsky, 1954). Numerical experiments on a hydrodynamic model show that a long wave, in the absence of disturbing forces, propagating through the Gulf of Finland, increases its height by only 40 - 50% (Averkiev, Klevanny, 2007). Another important factor influencing the dangerous level rises in the Gulf of Finland during storm

surges is the resonance between the anemobaric forces in the atmospheric cyclone and the natural oscillations of the Baltic Sea (Kulikov, Medvedev, 2013; Labzovsky, 1971). According to theoretical studies, any sea basin is characterized by a set of natural frequencies of barotropic and baroclinic oscillations, which are divided into two main classes (Le Blon, Mysek, 1981). Self-oscillations of the 1st class are long gravitational waves, which are longitudinal waves. Natural oscillations of the 2nd class are gradient-vortex waves, the most famous and studied representatives of which are Rossby waves and topographic waves (Le Blon, Mysek, 1981). These are predominantly horizontal-transverse wave motions, which are generated only at frequencies lying below the inertial frequency (Pedlosky, 1979).

When the velocity of atmospheric cyclones coincides with the phase velocity of free waves generated at the natural frequencies of the Baltic Sea, a resonance phenomenon occurs, which leads to a particularly strong increase in altitude by the wavelength and the associated rise in the level. According to N. A. Labzovsky's estimates (Labzovsky, 1971), the phenomenon of resonance in the Gulf of Finland is possible at atmospheric cyclone velocities of 15 - 21 m/s. According to the results of numerical hydrodynamic modeling, extreme level rises in the eastern part of the Gulf of Finland are formed at lower cyclone speeds (12 - 15 m/s) (Averkiev, Klevanny, 2007).

The results of numerical experiments on the hydrodynamic model show that the main force that excites dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland during storm surges is the force of tangential wind stress, the contribution of which is 69%. The influence of the force of the horizontal gradient of atmospheric pressure and its static effect does not exceed, respectively, 15% and 16% (Averkiev, Klevanny, 2007).

Thus, the process of storm surge formation is associated with the combined influence of several factors, the contributions of which to the total sea level rise during the storm surge may differ in each case.

In this paper, we will understand storm surges as significant rises in sea level in the coastal zone, caused by the total effect of the Earth's rotation, the forces of tangential friction of the wind, the gradient of atmospheric pressure and its static effect in a deep cyclone and the long wave, which is generated under the direct influence of anemobaric

forces or as a result of the resonance of these forces with the natural oscillations of the sea basin.

Sea level storm surges are dangerous hydrometeorological phenomena due to the fact that in some cases they lead to floods, sometimes catastrophic. Storm surges cause the greatest damage in the eastern part of the Gulf of Finland, where they cause dangerous sea level rises, during which significant damage is caused to coastal infrastructure.

Historically, it is customary to refer to dangerous level rises that cause flooding in St. Petersburg as exceeding 160 cm the level above zero of the Kronstadt footstock (Fig. 1.1), which is taken as the average long-term position of the water surface of the Baltic Sea at the Kronstadt hydrometeorological post (Kotlin Island). With such rises in sea level, the waters of the Neva River overflow their banks, and flooding of urban areas occurs in St. Petersburg. From the very beginning of construction of the city of St. Petersburg, its inhabitants faced the danger of flooding urban areas. Two months after the foundation of the city on August 19, 1703, the flood interrupted construction work, smashed part of the forest and building materials, turning the military camp, located on the border of the Petrograd and Vyborg sides, into an impassable swamp.

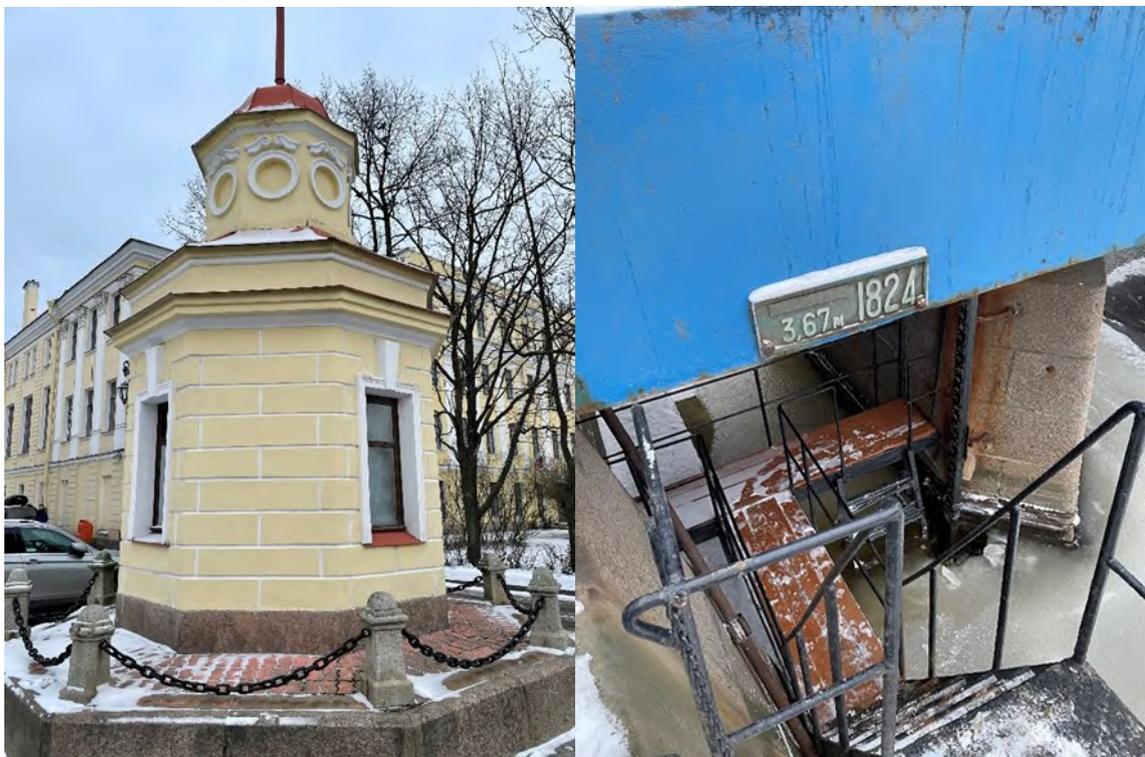


Figure 1.1 The building of the Kronstadt footstock.

In some cases, floods at the mouth of the Neva turned into a real natural disaster for its inhabitants with human casualties. Thus, the catastrophic flood of 1824, in which the water rose by 421 cm relative to the zero of the Kronstadt footstock, cost the city about 4000 human lives (Figures 1.2 and 1.3). During this flood, 324 buildings were destroyed, 3257 buildings were damaged and about 3600 heads of cattle died. Historical data show that earlier extreme sea level rises occurred at the mouth of the Neva, exceeding even the above (Kondratovich, 1993). So, in 1300 y., judging by the chronicles, the level rose above the ordinary by more than 500 cm (Ilyina, Grakhov, 1978).

The first reliable information about the Neva floods dates back to the beginning of the XVIII century, when episodic level measurements began to be made in the eastern part of the Gulf of Finland during the construction of St. Petersburg (1703 y.) and the Kronstadt fortress on Kotlin Island. At this time, the first footstock was installed in St. Petersburg - a permanent water measuring rail with divisions, designed to directly measure the water level, and in 1707 - a foot service was organized on the island of Kotlin. Sea level measurements were necessary for the safe navigation of the ships of the young Russian fleet in the shallow waters of the Gulf of Finland and the mouth of the Neva region, as well as for the construction of defensive structures on Kotlin Island. During this period, in the area of the Neva Bay and the Gulf of Finland, more than 30 water observation points operated at different times. Regular urgent (3 times a day) observations here have been started since 1806. At the end 1897 y. a level recorder was installed at the water measuring post near the city of Kronstadt and, starting from 1898 y., there are data on hourly sea level values for this item.

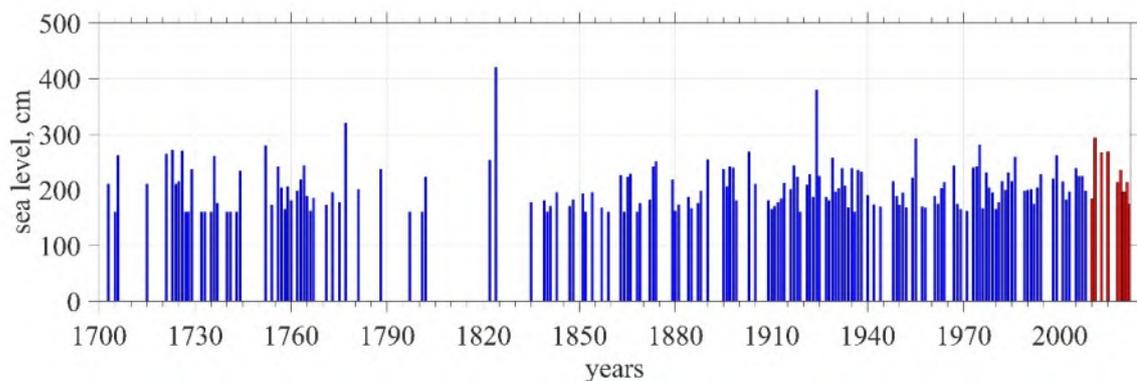


Figure 1.2. Magnitude of sea level rises in the Baltic system during floods. The red color indicates the sea level values recorded on the dam after the commissioning of the FPC.



Figure 1.3. Water level marks in the Peter and Paul Fortress during catastrophic floods in St. Petersburg.

The history of the study of the St. Petersburg floods remembers various interpretations of the mechanisms of their formation. At the end of the XVIII century, Academician Kraft (Kraft, 1780), on the basis of the materials of field observations collected by him, came to the conclusion that the main cause of floods is the western and southwestern winds that catch up with water from the sea into the Neva Bay. Kraft considered the second reason to be the effect of tidal forces on level fluctuations at the mouth of the Neva. Later, on the basis of theoretical and empirical studies of tides, it was shown, that their impact on the extraordinary level rises in the eastern part of the Gulf of Finland is negligible, due to the relatively small size of the sea, its considerable isolation and limited connection with the Atlantic Ocean.

In the XIX century, academicians Berch (Berch, 1826) and Schubert (Schubert, 1877) supported the opinion about the formation of floods by the flow of the Neva River, which, with strong westerly winds, cannot overcome their pressure and pour its waters into the Gulf of Finland. However, this assumption was refuted by subsequent

measurements of the level during floods, which showed the presence of its reverse slope (a decrease in the level during floods from the Neva Bay towards the Neva riverbed).

At the very end of the XIX and the first half of the XX century, the wave interpretation of the Neva floods, first proposed by M. A. Rykachev (Rykachev, 1898), and, later, developed in the works of V. Y. Viese (Visas, 1925); S. A. Sovetova (Soviets, 1933); V. A. Berg (Berg, 1935). The classical difference between waves and non-wave oscillations is explained by the presence of orbital motions of water particles with a corresponding propagation in space of the waveform, without mass transfer, which is not typical of other types of oscillatory movements. The emergence of the wave interpretation of floods was associated with the results of the analysis of instrumental measurements of sea level in various coastal points of the Baltic Sea, the network of which was constantly increasing. It was observed that before floods, the maximum disturbance of the level in the coastal zone moves from the south to the north of the open Baltic, and then enters the Gulf of Finland and spreads along it, significantly increasing in amplitude due to a decrease in its cross-sectional area, sometimes to dangerous and catastrophic sizes.

On the basis of such observations, a hypothesis was made about the progressive nature of the wave that forms floods at the mouth of the Neva. By the difference in the time of arrival of the maximum in neighboring points, the speed of propagation of the progressive wave in different parts of the coast was estimated. Table 1.1, taken from Makrinova's work (Makrinova, 1954), presents the velocities of wave propagation estimated by the above method in various parts of the Baltic Sea coast during the formation of a catastrophic flood in the Neva Bay in September 1924. It can be clearly seen that these speeds vary widely from 4 to 50 m/s. Since up to the 2nd half of XX centuries, among the various types of ocean long waves, only gravitational waves were known, the desire of researchers of those years to identify the waves of the Neva floods as long gravitational waves becomes understandable. Theoretical estimates of the phase velocities of long gravitational waves for the average depths of the open Baltic (59 m) and the Gulf of Finland (29 m), performed according to the well-known formula $C=(gH)^{1/2}$, where H is the depth of the sea, g is the acceleration of gravity, are 24 and 17 m/s, respectively, shows that in some parts of the coast the velocities of propagation of

the wave forming the flood are really close to the theoretical phase velocity of long gravitational waves, and in others they differ several times from that. Overestimated empirical estimates of the flood wave, relative to their theoretical values, were explained by the fact that in the western part of the Gulf of Finland, due to the greater depth at the southern coast than at the north, the wave front was located not across the bay, but at an angle, and the wave propagation along the southern coast was ahead of its propagation along the northern shore (Hrushevsky, 1954; Makrinova, 1954).

Table 1.1. Estimates of the speed of wave propagation in different parts of the Baltic coast, which formed a catastrophic flood in Leningrad on September 23, 1924 (Makrinova, 1954).

Station	Distance km	Wave Peak Transit Time		Wave velocity, m/s
		Date & Hours	Interval from Ystad, hours	
Ystad	0	22.09 20:00	0	16.7
Kungsholm	120	22.09 22:00	2	23.9
Landsort	550	23.09 03:00	7	19.4
Stockholm	620	23.09 04:00	8	4.4
Degerbi	700	23.09 09:00	10	9.2
Hanko	800	23.09 12:00	16	50.0
Tallinn	890	23.09 12:30	16:30	16.7
Helsinki	920	23.09 13:00	17	13.9
Leningrad	1220	23.09 19:15	23:15	

On the basis of the above observations and assessments, the interpretation of the waves of the Neva floods as progressive long gravitational waves has been established among many researchers for a whole century, up to the present day, without being questioned.

In parallel with this hypothesis, in the first half of the XX century, there was a point of view that the cause of the Neva floods could be standing fluctuations of water (seiches) in the open Baltic - Gulf of Finland system (Dubov, 1937; Ivanov, 1946). Seiches are called free damped fluctuations of sea level in closed or partially limited water bodies, occurring by inertia after the cessation of the perturbing forces in the form of standing gravitational waves with the frequencies of natural oscillations of the basin (Gruzinov, 1973; Demenitskaya, 1974; Labzovsky, 1971). The simplest type of seiché – when the water level rises at one edge of the pool, at the same time, dropping at the other edge. In

the middle of the basin there is a nodal line, along which there are no fluctuations in the level, and water particles move only horizontally. This type of seiché is called single-node. A two-node seicha is a seicha that has two nodal lines. Seiches are also multi-node - three, four or more nodes. A specific feature of the seiché is the simultaneity of the oscillation phase at all points of the basin with its abrupt change by 180° in the nodal zone.

References to seiches in the Baltic Sea were usually made on the grounds that when the water level rises in one section of the Baltic Sea or the Gulf of Finland in question, there is a low sea level at their opposite ends. However, this feature is not sufficient to identify level fluctuations as a seiche. In this regard, V. P. Dubov (Dubov, 1937) resorted to laboratory modeling of hydrodynamic processes developing in the Baltic Sea and the Gulf of Finland. He received four different systems of seiches - from one to four nodes, and had the following periods of oscillation: single-node seiché - 48 hours, two-node - 30 hours, three-node - 24 hours, four-node - 8 hours.

The results of Dubov's laboratory studies had a great influence on the direction of thought of a number of researchers engaged in the search and study of seichet oscillations in the Baltic Sea. Some of them even began to consider the seiches the main cause of the Neva floods (Ivanov, 1946; Skorniyakov, 1948).

The seiches of the Baltic Sea were also studied by the German scientist Neumann (Neuman, 1941). According to his studies of the amplitudes, the seiches in the eastern part of the Gulf of Finland are very small and usually do not exceed 10 cm and only in exceptional cases reach 40 cm.

In the works of a later period, based on the results of laboratory and numerical hydrodynamic modeling, the authors come to the conclusion that there is an insignificant influence of seiches on the formation of dangerous and catastrophic level rises at the mouth of the Neva (Hrushevsky, 1954; Labzovsky, 1971; Piaskovsky, Pomeranets, 1982).

At present, according to modern ideas based on empirical and theoretical studies, the Neva floods are a complex multifactorial process. It is believed that dangerous rises in the level in the Neva Bay, leading to floods, are formed as a result of a superposition

of sea level fluctuations of different time scales: mesoscale, synoptic, seasonal, perennial. The predominant contribution to the formation of the Neva floods is made by mesoscale fluctuations in sea level with characteristic periods of about one day (Antonov, 2001; Nezhikhovskiy, 1981; Summary scientific and technical report on topic 176 "Method of forecasting the Leningrad floods, 1966), caused by anemobaric forces in deep cyclones moving over the Baltic Sea (Averkiev, Klevanny, 2009; Hrushevskiy, 1954; Labzovskiy, 1971; Piaskovskiy, Pomeranets, 1982). Their contribution to total sea level rises during floods is estimated (Zakharchuk, Tikhonova, 2011) to be as high as 73%.

The article (Zakharchuk, Tikhonova, 2011) expressed doubts about the only possible identification of the waves of the Neva floods as long gravitational, since, according to theoretical concepts, these waves on the rotating Earth can be generated only for periods less than the inertial one (Pedloski, 1984). The period of inertial oscillations for the latitude of St. Petersburg is 13.86 hours, while the characteristic periods of the Neva floods are 24 - 30 hours, and the maximum - 70-75 hours (Antonov, 2001; Nezhikhovskiy, 1981; Summary scientific and technical report on topic 176 "Method of forecasting the Leningrad floods, 1966), that is, they are 2-5 times longer than the period of inertial oscillations. The only kind of gravitational waves that can be generated for periods longer than the inertial wave are Kelvin waves - long gravitational waves captured by the coast (Le Blond, Maisek, 1981; Pedloski, 1984). The capture of the wave energy of these waves in the oceans and seas is associated with the combined effect of the presence of a lateral boundary and the rotation of the Earth. However, according to the work (Pedloski, 1984), for the existence of Kelvin waves at low frequencies, for which $\sigma \ll f$ (where σ is the frequency of the wave, f is the Coriolis parameter, $f = 2\Omega \sin\theta$, Ω , is the angular velocity of the Earth's rotation, θ is the latitude of the place), the inequality must necessarily be met

$$kR_0 \ll 1, \quad (1)$$

where k is the wave number, R_0 is the outer radius of Rossby's deformation, $R_0 = \frac{\sqrt{gH}}{f}$.

That is, the wavelength should be much greater than R_0 . In the work (Zakharchuk, Tikhonova, 2011) on the basis of Fourier analysis of synchronous sea level measurements

at continental and island stations of the eastern part of the Gulf of Finland, it was shown that during periods of formation of dangerous sea level rises, flood wavelengths vary from 452 to 1400 km. Thus, for the Gulf of Finland, inequality (1) is not fulfilled - the wavelengths of the Neva floods are comparable to R_0 , which for the average depth of the bay is 29 m, equal to 839 km. Therefore, it is unlikely that the low-frequency waves that cause floods at the mouth of the Neva can be associated with the Kelvin wave.

Taking into account that the characteristic periods of flood waves are longer than the period of inertial oscillations estimated for the latitude of the Gulf of Finland, their characteristics were compared in the work (Zakharchuk, Tikhonova, 2011) with the theoretical dispersion relations of various types of gradient-vortex waves (Belonenko, Zakharchuk, Fuchs, 2004; Tareev, 1974; Fuchs, 2005). The comparison made it possible in some cases to identify the waves of the Neva floods as baroclinic topographic waves. Based on the results of numerical hydrodynamic modeling and analysis of meteorological information, it was shown that these waves are generated as a result of resonance between anemobaric forces in deep atmospheric cyclones and intrinsic low-frequency oscillations in the Gulf of Finland – open Baltic system, and are identified as free topographic waves (Belonenko, Zakharchuk, Fuchs, 2004). Such a resonance is carried out when the velocities of deep atmospheric cyclones become equal phase velocities of free topographic waves (Zakharchuk, Tikhonova, 2011). During resonance, stimulated topographic waves are generated, the amplitude of which increases especially strongly. Spreading to the east of the Gulf of Finland, these waves make, in many cases, a decisive contribution to the formation of floods in the Neva Bay.

The observed trend of increasing the number of floods in St. Petersburg, as well as the existing gaps in our knowledge about their nature, reveal the need to continue studying this dangerous natural phenomenon, to clarify the mechanisms of its occurrence and, on their basis, to develop new, more accurate predictive models.

2. ISOLATION OF STORM SURGES AND DESCRIPTION OF THEIR STATISTICAL CHARACTERISTICS

Storm surges cause the greatest damage in the Gulf of Finland to St. Petersburg and the Leningrad Region, causing, in many cases, floods. Until 1982, the criterion for the allocation of floods in Leningrad was considered to be a level of more than 150 cm relative to the ordinary, which was taken as the average long-term water level in the Neva in the area of the gauging station at the Gornii Institute. Currently, floods in St. Petersburg are usually attributed to rises above 160 cm relative to the zero of the Kronstadt footstock (or zero of the Baltic system of heights), for which the average long-term position of the water surface of the Baltic Sea at the gauging station in Kronstadt is taken. The statistical information accumulated at the St. Petersburg Center for Hydrometeorology and Environmental Monitoring of the North-West Department of the Hydrometeorological Service makes it possible to obtain information on the dates, magnitude and duration of dangerous sea level rises in St. Petersburg caused by storm surges. From Figure 2.1 and Table 2.1, it follows that from 1703 to 2011 in St. Petersburg there were 311 cases of floods. Of these, 234 are dangerous (160 – 210 cm), 71 are especially dangerous (211 – 300 cm) and 3 are catastrophic (more 301 cm). The maximum rise in the level at the mouth of the Neva was observed during the flood of November 19 (7), 1824 and amounted 421 cm to zero of the Baltic footstock. According to the calculations of the specialists of the Lenhydroproject Institute, the rise in the water level at the mouth of the Neva can reach 4.87 m. with a probability of 1 time in 1000 years, and 5.40 m. 1 time in 10000 years.

Of the 311 floods recorded, 237 or 76% occurred between September and December, that is, in autumn and early winter. In the winter months (January-March), 45 floods (15%) were noted, in spring and summer (April-August) - 26 cases (9%). This distribution of floods during the year is explained by seasonal changes in the intensity of cyclonic activity in the atmosphere, and in winter, in part, by the development of ice cover.

Figure 2.1 shows the distribution of the number of floods by year, from 1703 to 2011. From the results shown in Figure 2.1, it follows that in the XVIII century there were 75, in the XIX - 77, in the XX - 138 floods, and in the first half of the XX century - 57, and in the second - 81 floods. As can be seen, in the XX century, their frequency increased dramatically. For 11 years of the new millennium, 22 floods occurred before the commissioning of the FPC.

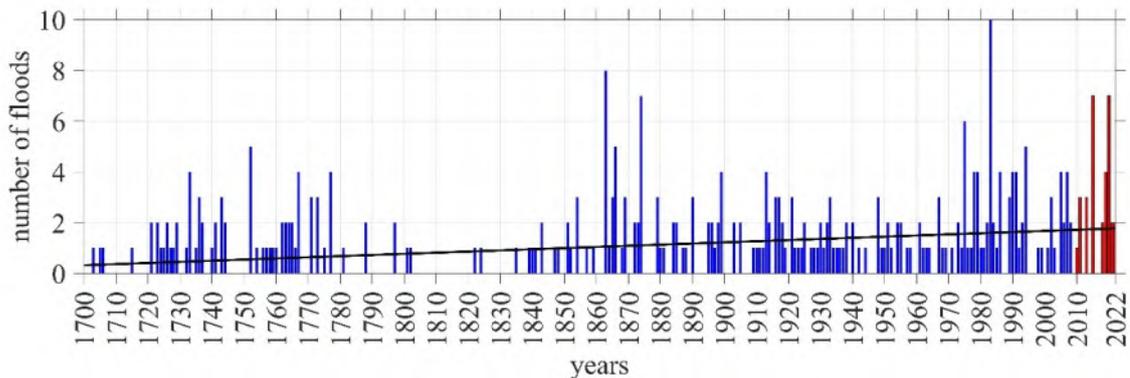


Figure 2.1. Distribution of cases of Neva floods by year.

The accumulated data on floods at the mouth of the Neva show that the rate of rise, the duration of standing at a high level (more 160 cm BS) and the rate of decline significantly depend on the height of the level rise during the flood: at a height of 150-200 cm, the average speed of ascent is 20 - 25 cm/h, the average rate of fall is 15 - 20 cm/h; At higher levels 200 cm, the lifting speed increases to 25-30 cm/h, and the drop rate to 20-25 cm/h (Antonov, 2001; Summary scientific and technical report on topic 176 "Method of forecasting the Leningrad floods, 1966). The highest rate of ascent was observed during the floods of October 15 1929 y. and October 1 1994 y. – about 100 cm/h. The highest observed rate of decline is 90 cm/h (Summary scientific and technical report on topic 176 "Method of forecasting the Leningrad floods, 1966). In most cases, the recession time is 1.1 to 1.3 times longer than the rise time (Nezhikhovskiy, 1981).

The average duration of standing at a high level (more 160 cm) at a flood height 190 cm is 2.5 hours, at a height 210 cm of 3.5 hours, 260 cm - 5.5 hours, and at a rise of 310 cm - 7.5 hours. During the flood on November 24-25 1903 y. with the height of the rise 269 cm, the water level above 160 cm was held for 13.5 hours. This is the case of the

longest high-level standing (Summary scientific and technical report on topic 176 "Method of forecasting the Leningrad floods, 1966).

The entire period of flooding from the beginning of a sharp rise in the water level to the end of its decline lasts an average of 24 hours for some sources (Antonov, 2001), and 30 hours for others (Nezhikhovsky, 1981; Summary scientific and technical report on topic 176 "Method of forecasting the Leningrad floods, 1966). The smallest flood period is 10 to 12 hours, and the longest is 70 to 75 hours (Summary scientific and technical report on topic 176 "Method of forecasting the Leningrad floods, 1966).

The frequency of flood recurrence throughout the year can vary considerably. The maximum number of floods - 10 cases - occurred in winter and autumn 1983y. More than 5 floods per year were reported in 1863y. (8 cases), in 1874 y. (7 cases), 1975 y. (6 cases). There are a number of years when floods were repeated from 2 to 5 times a year. There were no floods in the periods 1745-1751, 1808-1821, 1881-1894, 1900-1902, 1906-1908, 1945-1947, 1951-1953, 1959-1960, 1965-1966, 1987-1988, 1995-1997, 2000, 2004, 2009, 2012 and 2014.

Table 2.1. Frequency of the Neva floods in 1703 -2008

Flood class	Quantity	Months of the year												Altogether
		I	II	III	IV	In	WE	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Dangerous 160-210 cm	Number of cases	22	7	7	1	4	5	1	10	25	56	57	39	234
	%	9	3	3	<1	2	2	0	4	11	24	24	17	100
Especially dangerous 211-299 cm	Number of cases	8	1	0	0	1	0	0	4	10	19	21	7	71
	%	11	1	0	0	1	0	0	6	14	27	30	10	100
Catastrophic, above 301 cm	Number of cases	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	3
	%	0	0	0	0	0	0	0	0	67	0	33	0	100
Altogether	Number of cases	30	8	7	1	5	5	1	14	37	75	78	46	308
	%	10	3	2	<1	2	2	<1	4	12	24	25	15	100

Statistics show that dangerous rises in the level in the east of the Gulf of Finland occur at any time of the day and season of the year under a wide variety of weather conditions in this region. In 90% of cases, floods at the mouth of the Neva were observed in autumn and winter (September-February) with strong and stormy westerly or southwesterly winds. The greatest number of floods occurred at a wind speed of about 12

m/s, and catastrophic floods were accompanied by winds of 15-25 m/s (Makrinoва, 1954). But there were floods with a very weak local westerly wind in the area of the Neva Bay, in its complete absence and, even, with an east and northeast wind (Summary scientific and technical report on topic 176 "Method of forecasting the Leningrad floods, 1966). For example, Academician Kraft pointed to the flood in 1764, which occurred with complete calm in St. Petersburg (Kraft, 1780). On the eve of this flood, a storm raged in the open Baltic. In the work of O. V. Makrinoва (Makrinoва, 1954), it is indicated that cases of level rises in the Neva Bay above 160 cm with calm and even driving winds of the eastern rhumbs were noted many times.

For the entire Baltic Sea, different criteria were used to identify storm surges. For the coasts of Germany, a storm surge is generally considered to be a sea level increase of at least 100 cm above the average level (Wolski et al., 2014). The Polish Hydrometeorological Service classifies level rises exceeding 70 cm relative to mean sea level to this phenomenon (Majewski, Dziadziuszko, Wiśniewska, 1983). In the North-West Department of Hydrometeorology and Environmental Monitoring for the area of the eastern part of the Gulf of Finland, depending on the year and the place of observation of sea level, a very wide range of its values (from 50 to 135 cm) was used, above which the rise in the level was considered a storm surge (Turanov, 1976). The application of such criteria for the allocation of storm surges in the Baltic Sea is not sufficiently representative, since the variance of level fluctuations in the Baltic Sea, depending on the area, varies several times. If, for example, in Stockholm, an excess of 70 cm is a very rare extraordinary event that occurs once in many years, then for the eastern part of the Gulf of Finland such sea level exceedances are frequent events that occur in the absence of storm conditions.

In this work, to substantiate the criterion for the selection of storm surges in the Gulf of Finland and assess their characteristics, a series of hourly tide gauge measurements of sea level at 9 stations of the Gulf of Finland were used: Hanko, Helsinki, Hamina, Vyborg, Kronstadt, Hogland, Shepelevo, Sillamäe, Tallinn (Fig. 2.2).

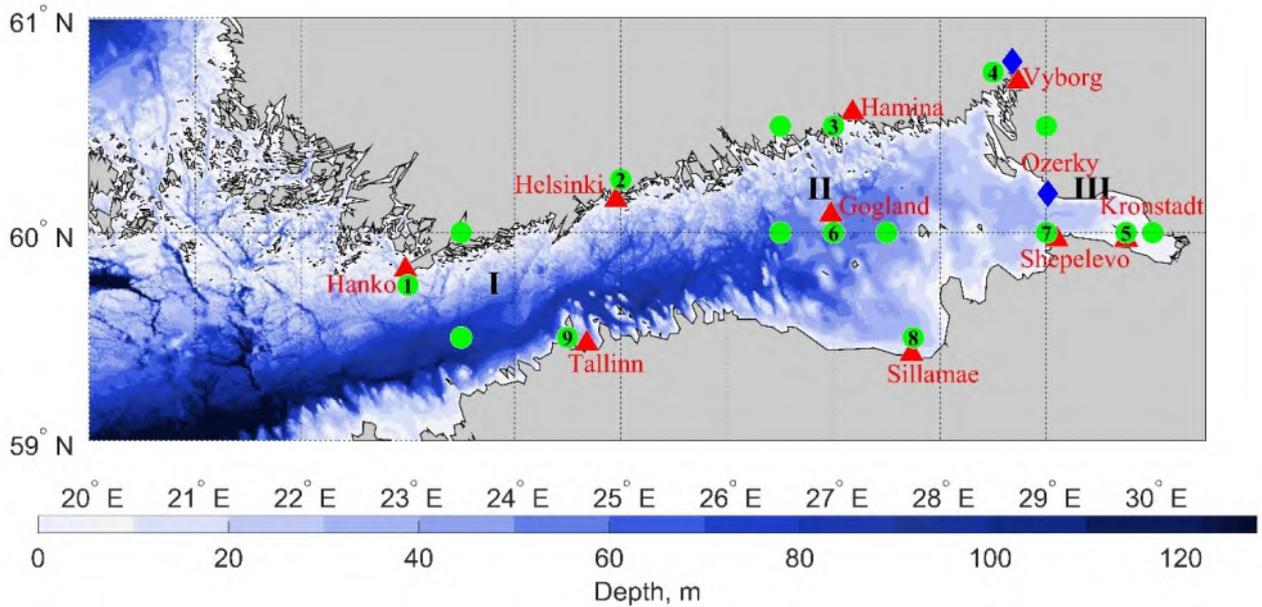


Figure 2.2. Bathymetry of the Gulf of Finland and the location of stations for tide gauge measurements of sea level (red triangles), instrumental wind measurements (blue diamonds), as well as points of the grid area of reanalysis ERA5 (green circles). The Arabic numerals show the ERA5 reanalysis points closest to the tide gauge stations, which were used to estimate wind and atmospheric pressure. Roman numerals indicate three areas where the intensity of cyclogenesis was estimated according to the ERA5 reanalysis.

Data for 3 Finnish stations (Hanko, Helsinki, Hamina) and 2 Estonian stations (Tallinn and Sillamäe) were obtained from the Copernicus Marine Service (<http://marine.copernicus.eu>), and level measurement data from 4 Russian stations (Vyborg, Kronstadt, Shepelevo, Gogland) were provided by the North-West Department of the Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring (SZ UGMS Roshydromet) (<http://www.meteo.nw.ru>).

Table 2.2 describes tide gauge measurements. The longest length of the hourly level series used is 48 years, and the smallest is 9 years. The number of passes in the rows varies from 0.09 to 5.47%.

Table 2.2. Description of series of tide gauge measurements of sea level in the Gulf of Finland. Data from Hanko, Helsinki, Hamina, Tallinn, Sillamäe - Copernicus Marine Service (<http://marine.copernicus.eu>), and the data of Vyborg, Kronstadt, Shepelevo, Gogland were obtained from the North-West Directorate of the Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring (SZ UGMS Roshydromet) (<http://www.meteo.nw.ru>).

Station	Period, years	Coordinates		Measurement interval	Number of measurements	Number of absences, %
		E.	N.			
Hanko	1971 - 2018	22.98	59.82	1 hour	420768	0.09
Helsinki	1971 - 2018	24.96	60.15	1 hour	420768	0.09
Hamina	1971 - 2018	27.20	60.56	1 hour	420768	0.09
Vyborg	1977 - 2018	28.73	60.70	1 hour	368160	0.64
Kronstadt	1971 - 2018	29.77	60.00	1 hour	420768	0.01
Shepelevo	1989 - 2018	29.15	59.99	1 hour	298032	2.30
Hogland	1977 - 1989	27.00	60.07	1 hour	113952	0.48
Tallinn	2006 - 2018	24.76	59.44	1 hour	113952	5.47
Sillamäe	2007 - 2015	27.74	59.47	1 hour	78888	4.01

Table 2.3 shows some of the statistical characteristics of the sea-level series. It can be seen that, depending on the area, the statistical characteristics of level fluctuations in the Gulf of Finland vary markedly. The greatest variance of level fluctuations is observed in Kronstadt, and it is almost 2 times greater than the variance of level fluctuations in Hanko. Also, in Kronstadt, the highest values of sea level maxima are observed, which are almost 2 times higher than the values of the level maximums in Tallinn and Hanko. Compared to the maximums, the spread of sea level minimums is smaller (1.6 times). The highest values of the minimums are observed in Vyborg, Kronstadt and Shepelevo, and the lowest in the west of the bay at the point of Hanko (Table 2.3).

Table 2.3. Statistical characteristics of the sea level series: D - variance, σ - average sq. deviation, ζ_{\max} - maximum and ζ_{\min} - minimum sea level.

Station	Period, years	D , cm ²	σ cm	ζ_{\max}	ζ_{\min}
Hanko	1971 - 2018	512	23	130	-79
Helsinki	1971 - 2018	599	24	150	-93
Hamina	1971 - 2018	752	27	194	-116
Vyborg	1977 - 2018	853	29	202	-128
Kronstadt	1971 - 2018	907	30	238	-126
Shepelevo	1989 - 2018	809	28	215	-128
Hogland	1977 - 1989	820	29	162	-95
Sillamäe	2007 – 2015	641	25	163	-102
Tallinn	2006 - 2018	584	24	120	-96

Taking into account the noticeable changes in the space of the statistical characteristics of level fluctuations in the Gulf of Finland, it is proposed to use the standard deviation of the level (σ) to select the criterion for distinguishing cases of storm surges. We will take for the cases of storm surges sea level rises exceeding the value of 3σ , and for the duration of storm surges (T_{ss}) - the period in hours when the level values were $>3\sigma$. At the same time, if the minimum between two adjacent level maximums exceeding 3σ lies above the value of 3σ , then these maximums will be attributed to one storm surge, and if lower, to different ones. The value of level 3σ is close to the criteria for the allocation of storm surges (80-100 cm), adopted at some marine stations of Roshydromet (Gornii Institute, Nevskaya Ustyevaya, Lisiy Nos, Ozerki), located in the eastern part of the Gulf of Finland (Turanov, 1976). However, the assessment of sea level 3σ is significantly higher than the criterion for the allocation of storm surges at other stations of Roshydromet in the Gulf of Finland (50 cm), such as Ust-Luga, Moshchny, Gogland, Primorsk (Turanov, 1976). In our opinion rises of 50 cm cannot be attributed to storm surge, since in the eastern part of the Gulf of Finland such elevations occur quite often with weak and moderate winds. Therefore, criterion $>3\sigma$ is more representative for determining level rises in stormy conditions. Estimates of two-dimensional densities of the probability distribution of wind characteristics in different regions of the Gulf of Finland (Figure 5.1) show that with sea level rises $>3\sigma$, the most likely southwest wind speeds here have values of about 12 m/s (Zakharchuk, Sukhachev, Tikhonova, 2021).

With such a wind in the Baltic, storm conditions are formed and restrictions are imposed on the operation of the production equipment of seaports, on the exit of small and medium-tonnage sea vessels to the sea and to the water area of ports (Terziev, Rozhkov, Smirnova, 1992). It should also be noted that with rises in the level of $>3\sigma$ in St. Petersburg, unfavorable conditions for navigation under city bridges begin to form (Makrinova, 1954).

Cases of severe storm surges stood out at level rises greater than 5σ . At such values, dangerous sea level rises occur in the east of the Gulf of Finland, which lead to floods. A score of $>5\sigma$ is close to the accepted criterion for the allocation of floods in St. Petersburg (more than 160 cm, relative to the zero of the Kronstadt footstock).

The study of interannual changes in the intensity of storm surges was carried out by estimating the variance of level exceedances (D) and the maximum sea level values for the year ζ_{\max} . For estimates D , fluctuations with periods of ≥ 5 days were excluded from the initial series of hourly sea level values. Oscillation filtering was carried out using the fast Fourier transform. For a number of sea level values, a number of Fourier coefficients were obtained for the corresponding periods (frequencies). The coefficients for periods of 5 or more days were reset to zero. Then, with the help of the inverse Fourier transform by coefficients, a series with already filtered fluctuations of the given periods was restored. For long series, such filtering has a clearer cut at frequencies, and better filtering than, for example, the Butterworth filter.

In the obtained residual series, only positive values of the level were sampled, which was then subjected to analysis of variance with the presentation of the results for each year.

Figure 2.3 shows the results of interannual changes in the number of storm surge cases estimated by criterion $>3\sigma$. Depending on the year and location of the station, the number of storm surges exceeding the value of 3σ varies widely in the Gulf of Finland: from 0 - 1 cases per year to 16 - 52 cases.

The maximum number of storm surges in the Gulf (from 19 to 52), identified by criterion $>3\sigma$, occurred in 1983. This year in St. Petersburg there was the largest number

of floods (10 cases) in the entire 320-year history of the city (Zakharchuk, Sukhachev, Tikhonova, 2015; Pomeranets, 1999). There are no large differences in the number of storm surges in the opposite northern and southern continental coasts of the bay (Helsinki and Tallinn, Hamina and Sillamäe). However, at the island station of Hogland, the number of storm surges in some years is almost 1.5 - 4.0 times less compared to the mainland station of Hamina located to the north of it. Estimates of storm surges for the longest series of the level (≥ 30 years) indicate that, with the exception of Vyborg, in all cases there is a negative trend, which, however, is not significant (Figure 2.3). There is no trend at the Vyborg station.

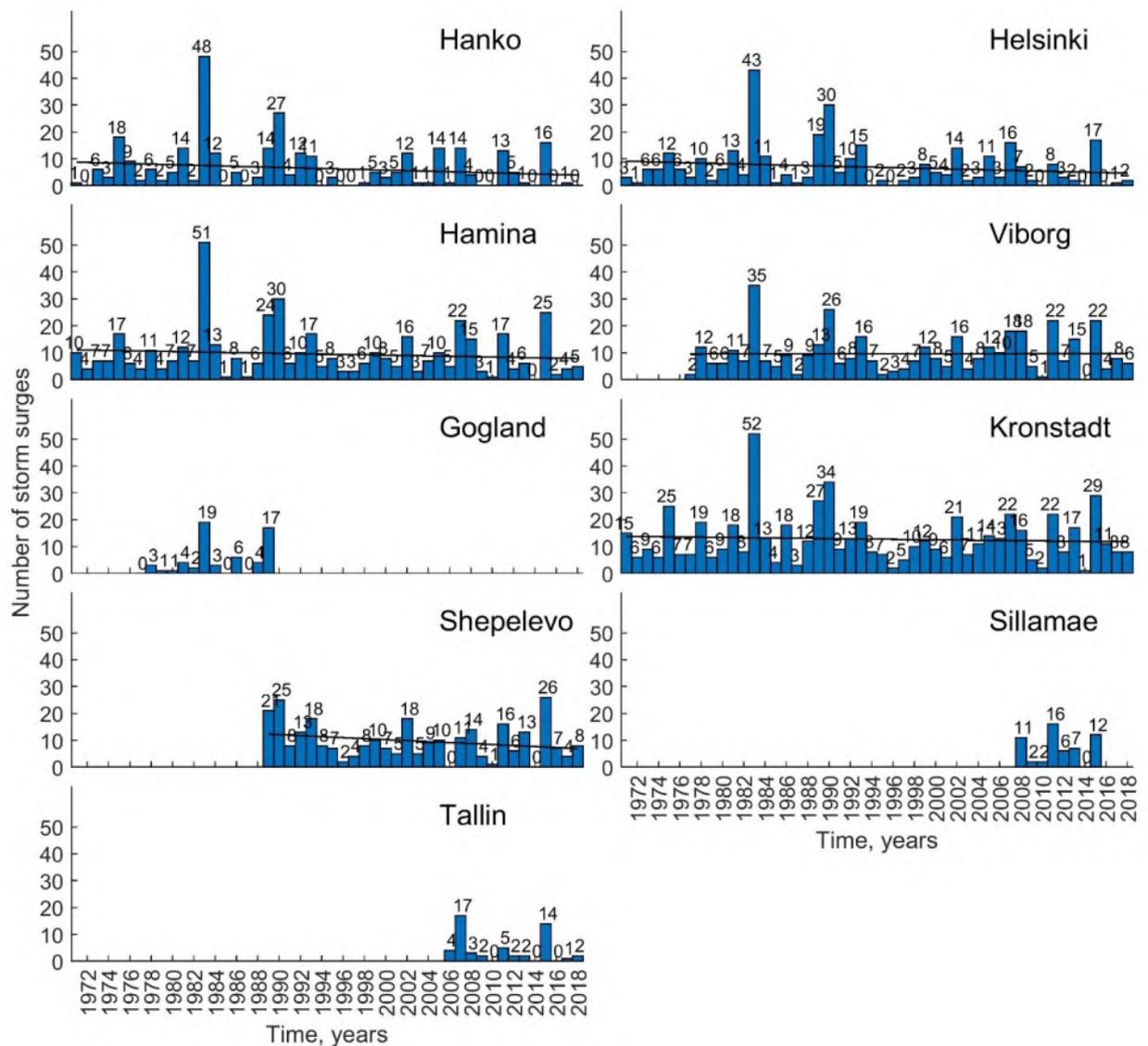


Figure 2.3. Interannual changes in the number of storm surge cases identified by criterion $>3\sigma$ at stations in the Gulf of Finland. The numbers above the columns are the number of storm surges. For the longest series, a straight line shows a linear trend.

Table 2.4 shows estimates of the duration of storm surges with rises in $>3\sigma$ levels. They vary depending on the area from their minimum values of 1 hour to maximum values of 26 - 96 hours. Average estimates of storm surge periods range from 6.7 to 9.0 hours.

Table 2.4. Estimates of the duration (in hours) of storm surges with level rises $>3\sigma$: minimum (T_{\min}), medium (T), maximum (T_{\max})

Station	T_{\min}	T	T_{\max}
Hanko	1.0	9.0	96
Helsinki	1.0	9.0	47
Hamina	1.0	7.3	47
Hogland	1.0	7.6	27
Vyborg	1.0	9.6	83
Kronstadt	1.0	6.9	57
Shepelevo	1.0	7.3	45
Sillamäe	1.0	7.1	35
Tallinn	1.0	6.7	26

The results of the assessment of storm surges according to criterion $>5\sigma$ indicate (Fig. 2.4) that at the Hanko point, such level rises are very rare (only 2 cases in 48 years). Apparently, such storm surges are also rare events at the Tallinn station, where over the past 13 years (from 2006 to 2018) there has not been a single case of a rise in the level exceeding the value of 5σ . Between 1984 and 2007, there were 8 rises above 5σ at Helsinki station, and there were no rises before or after this period. At the stations of Hamina and Vyborg, in the last two decades there has been a slight increase in the number of sea level rises $>5\sigma$ (Figure 2.4). In the very east of the Gulf of Finland, storm surges $>5\sigma$ lead to dangerous sea level rises that cause flooding in the coastal areas of St. Petersburg and the Leningrad region (Zakharchuk, Sukhachev, Tikhonova, 2017). The results presented in Figure 2.4 indicate that after 1983, when the largest number of cases of storm surges was observed $>5\sigma$ (6 cases in Kronstadt), there is a decrease in the number of such level rises, up to their complete absence for three years from 1995 to 1997, and, then, the number of cases of dangerous level rises increases slightly, reaching 3-4 cases in some years (Shepelevo).

northern coast of the bay (Hanko, Helsinki, Hamina) these trends are not significant, while in the east of the bay (Kronstadt, Shepelevo) negative linear trends are significant (Fig. 2.5). The calculated quadratic trends are significant at all stations except Hanko. They show that in the central part of the bay (Helsinki and Hamina) from the beginning of the 1970s to the end of the 1980s, there was a tendency to increase the variance of positive sea level disturbances in the range of storm surges, and from the beginning of the 1990s to the present there has been a pronounced tendency to reduce their variance. At the Vyborg station, the quadratic trend shows an increase in the variance of level fluctuations that cause storm surges from the late 1970s to the early 2000s, and then a decrease in their variance until 2018.

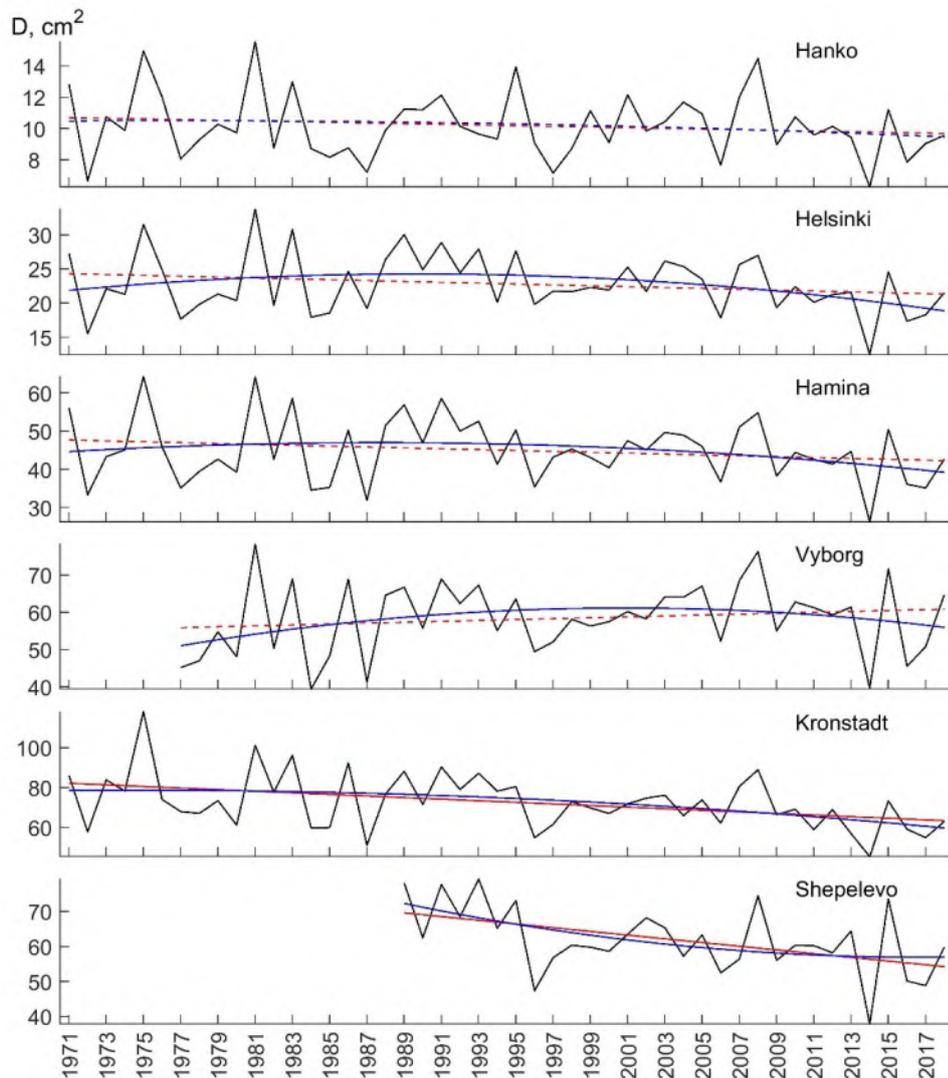


Figure 2.5. Variance (D) of residual (after filtration) positive exceedances of the level in oscillations with periods of < 5 days. A straight red line indicates significant (solid line) and insignificant (dotted) linear trends. The blue lines are significant (solid line) and insignificant (dashed) quadratic trends.

Figure 2.6 shows estimates of maximum level rises (ζ_{\max}) for each year. The values of sea level maximums increase when moving from west to east from 50-124 cm at the westernmost Hanko station, 60-195 cm in the central part (Helsinki, Hamina) and up to 80-238 cm in the east of the bay (Vyborg, Kronstadt, Shepelevo). It is clearly seen that at all stations, except for Vyborg, there is a decrease in the values of the maximums. This is evidenced by negative linear trends in changes in the maximum values of the level, which, however, are not significant. There is no linear trend at the Vyborg station. Estimates of quadratic trends show that they are significant only in the west and central part of the northern coast of the Gulf of Finland (Hanko, Helsinki, Hamina), where there was a slight increase in maxima until the early 1990s, and then their decrease until the present period. In the east of the Gulf of Finland, quadratic trends in changes in sea level maxima are not expressed.

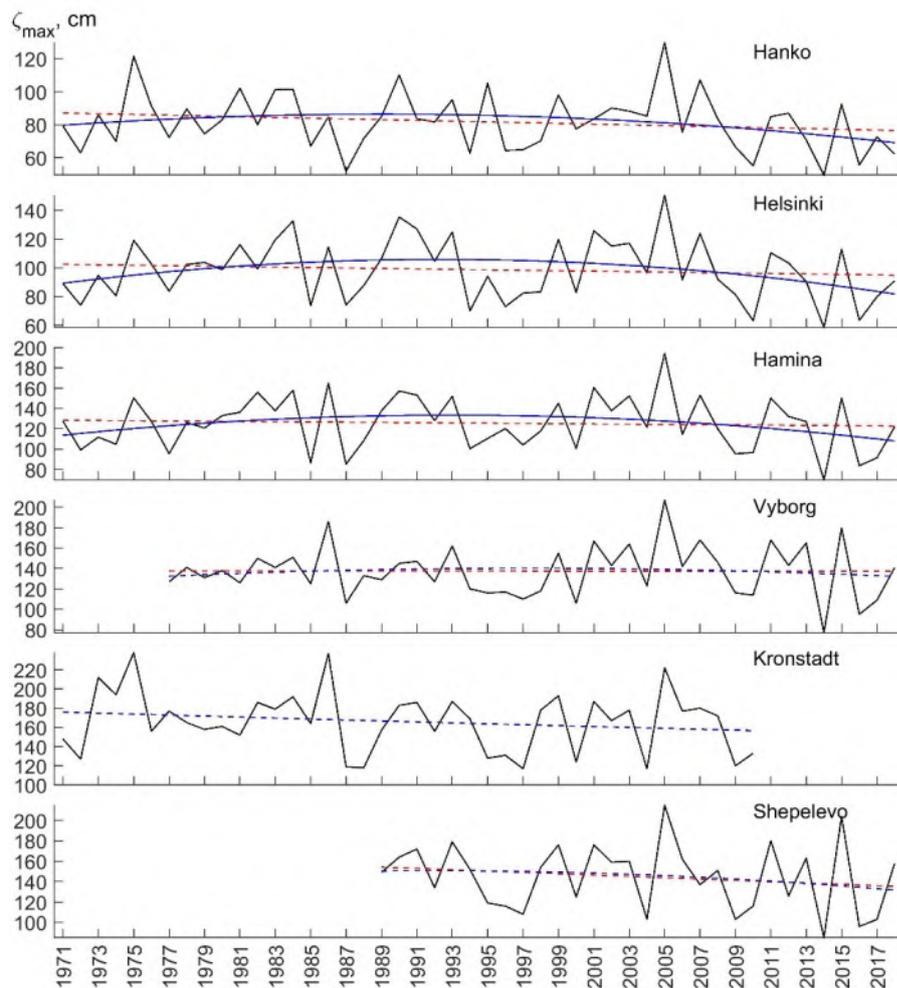


Figure 2.6. Interannual changes in estimates of maximum sea level values for the year. The straight red dashed line is a linear trend. The blue lines are significant (solid line) and insignificant (dashed) quadratic trends.

Thus, the analysis of changes over time of various characteristics of storm surges indicates in most cases a weak and not always significant tendency to reduce their number, variance and level maximums.

Our results of assessments of the statistical characteristics of storm surges in various coastal areas of the Gulf of Finland indicate that in recent decades there has been a tendency to reduce their number, variance and sea level maximums. These results differ from the previous study of storm surges in the open Baltic, the Gulf of Bothnia and the Gulf of Finland in the period 1960-2010, in which positive trends in interannual changes in the number of storm surges were noted (Wolski et al., 2014). It is possible that the differences between our and previous estimates may be associated with a later period of storm surge analysis in this work, as well as a different method of their identification.

3. FEATURES OF THE VARIABILITY OF THE THERMOHALINE STRUCTURE AND CURRENTS OF THE GULF OF FINLAND DURING STORM SURGES

3.1. Thermohaline structure of water masses

Since in 90 percent of cases the Neva floods are observed in the autumn-winter period, with storm winds, autumn-winter convection and strong wind-wave mixing, it was believed that the waters of the shallow Gulf of Finland (average depth of 59 meters) during this period are completely mixed and stable stratification is not observed (Mikhailov, 1964; Mikhailov, 1966). At the same time, in some cases, the waves that cause the Neva floods are identified as baroclinic topographic (Zakharchuk, Sukhachev, 2013; Zakharchuk, Sukhachev, Tikhonova, 2015; Zakharchuk, Sukhachev, Tikhonova, 2017; Zakharchuk, Tikhonova, 2011), however, it is well known that the baroclinic modes of topographic waves can be generated and propagate only in the baroclinic sea, i.e. a necessary condition for their generation and evolution is the presence of stable stratification (Belonenko, Zakharchuk, Fuchs, 2004; Tareev, 1974; Rhines, 1970).

To study the conditions of stratification of the waters of the Gulf of Finland during the period of dangerous level rises in St. Petersburg, international databases of ship measurements and data from the reanalysis of oceanographic fields were used.

Also, to study the conditions for the stability of stratification, assessments of the stability criterion (E) were performed, according to the methodology detailed in the work (Ivano-Frantskevich, 1953). The stability criterion characterizes the equilibrium of a water particle. At $E > 0$ the particle is in stable equilibrium, at $E = 0$ in indifferent, at $E < 0$ in unstable. In absolute magnitude, the stability is proportional to the Archimedean force acting on the displaced particle (Ivano-Frantskevich, 1953).

It is very problematic to assess stratification and, especially, its changes over time during periods of storm surges that cause extraordinary sea level rises in the Neva Bay using contact measurements, since instrumental ship measurements of oceanographic characteristics are usually difficult in storm conditions. Indeed, after analyzing the databases of ship expeditionary studies of the thermohaline structure of the waters of the Gulf of Finland from 1990 to the present, we managed to obtain the results of only 6 soundings for the Gulf of Finland, performed by Finnish specialists during expeditions to the R/V Aranda in 1998 and 2007 in storm conditions that led to floods in St. Petersburg. At the same time, in the open Baltic and its straits, ship measurements made during the floods in St. Petersburg turned out to be 296 (Fig. 3.1).

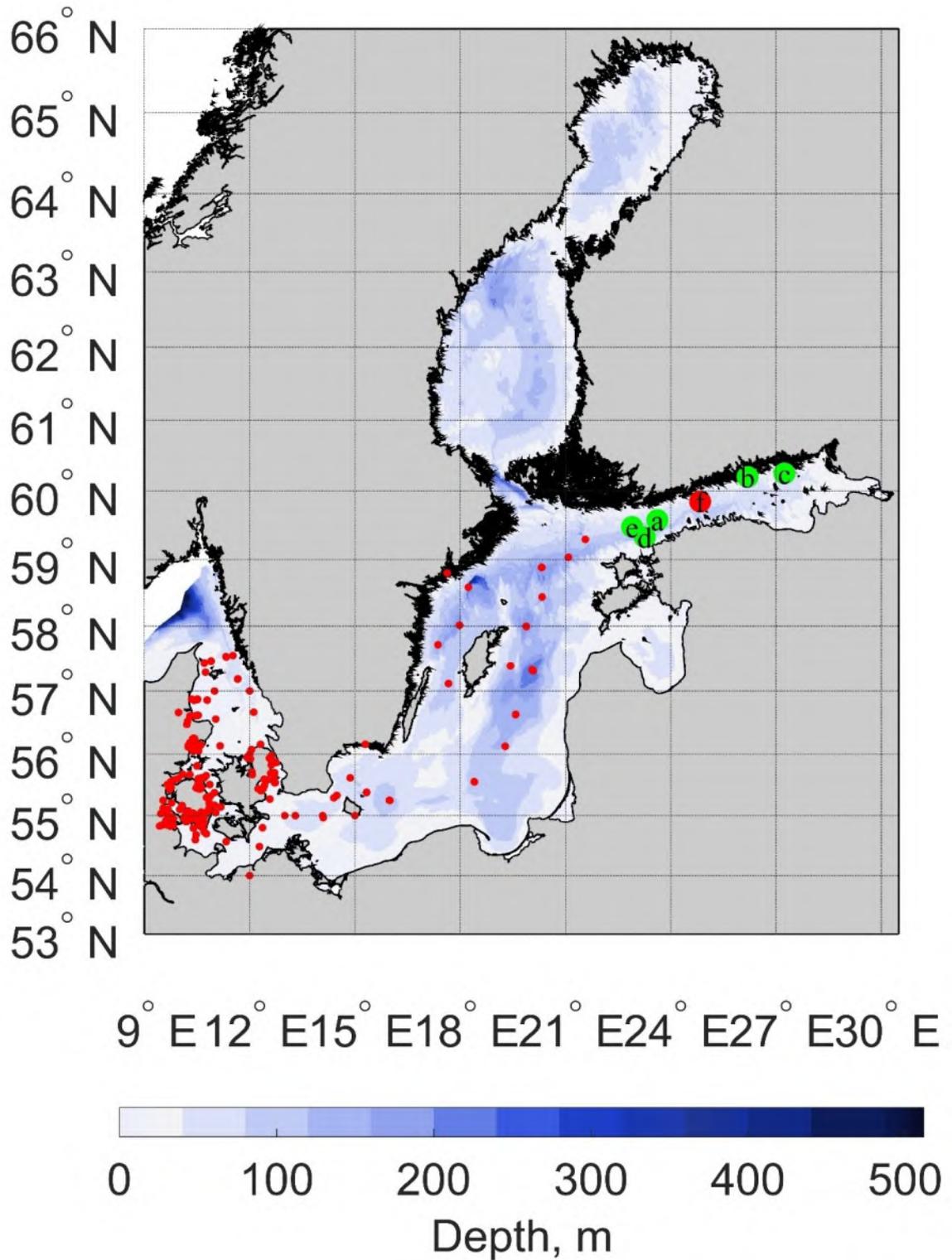


Figure 3.1. Map of ship measurements of temperature and salinity of sea water during the period of dangerous sea level rises observed in St. Petersburg, in red - data from the Copernicus Marine Service resource (<http://marine.copernicus.eu>), in green from the DAS database. The letters indicate the hydrological stations shown in Figure 3.2.

Based on the obtained temperature and salinity profiles (Figure 3.2), estimates of the density of seawater were made according to the UNESCO 1983 equation of state (EOS 80) (equation (3.1)), where density is a function of temperature, salinity and hydrostatic pressure.

$$\rho = f(T, S, P) \quad (3.1)$$

where: ρ is the density of seawater ($\text{kg}/\rho\text{m}^3$), T is the temperature of seawater ($^{\circ}\text{C}$), S is the salinity of seawater (psu), P is the hydrostatic pressure (dB).

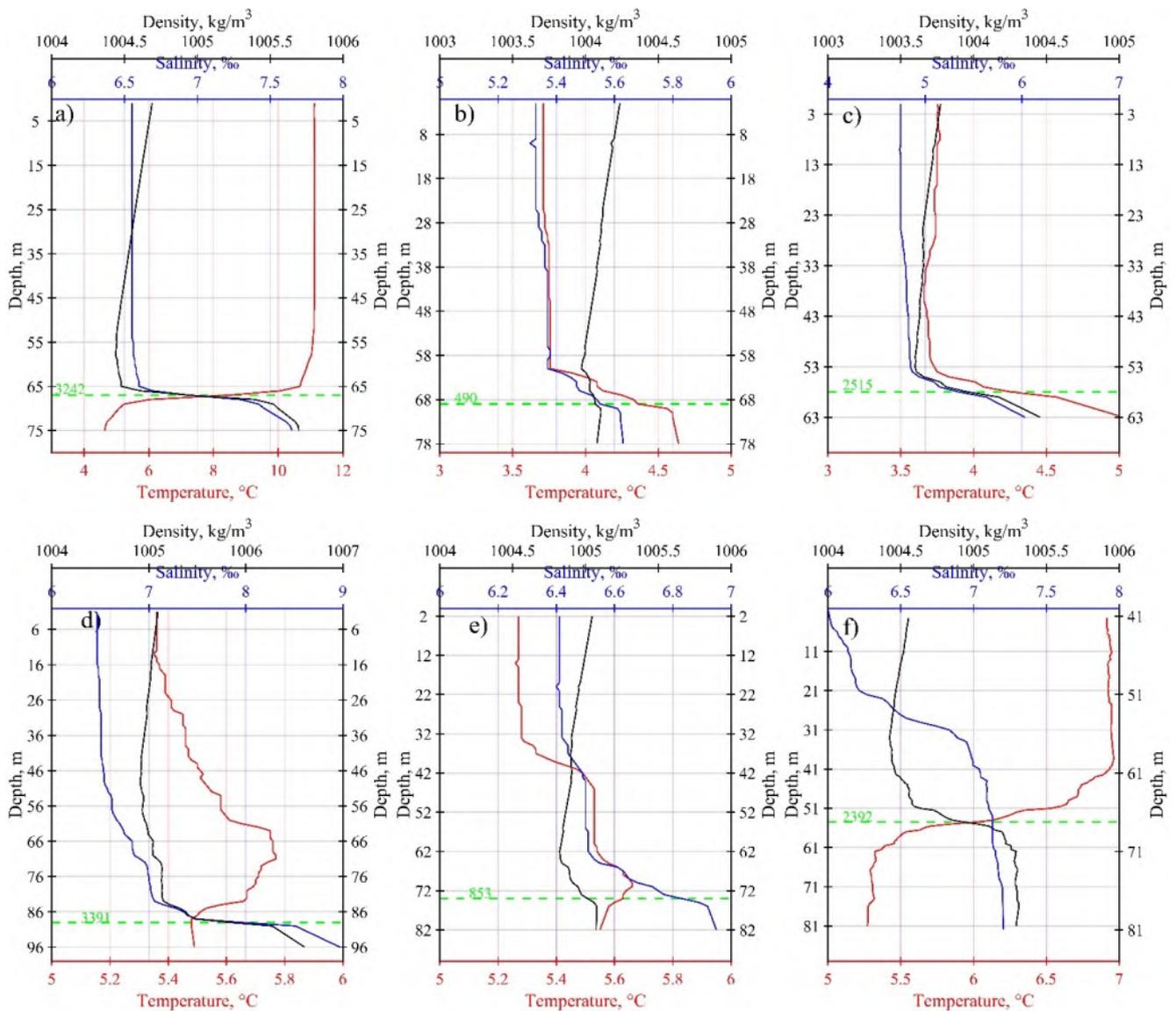


Figure 3.2. Vertical profiles of temperature (red line), salinity (blue line) and density (black line) of seawater in the Gulf of Finland, made during the periods of flood formation in the Neva Bay. The criterion of stability of water masses (green numbers) and the horizon of the greatest stability of water masses (green dotted line). a - 19.10.1998, b - 10.01.2007, c - 10.01.2007, d - 12.01.2007, e - 07.12.2015. The location of the stations is shown in Figure 3.1.

It is noteworthy that during the periods of flood formation in the central part of the Gulf of Finland in 2007 and in its western part in 1998, due to turbulent mixing, a powerful quasi-homogeneous layer is formed, reaching depths of 55 - 65 meters, below which there is a pronounced pycnocline, separating the saltier waters spreading in the bottom layer (Fig. 3.2). Differences in temperature and salinity between the upper quasi-homogeneous and bottom layers reach here 1.0 – 4.5°C and 0.3 – 1.4 ‰. In the western part of the bay, there is a more complex distribution of temperature and salinity. Here, the thickness of the upper quasi-homogeneous layer is significantly less than in the central part of the bay, and is 12 - 32 m. Below, a pronounced temperature inversion with its difference of 0.4°C is noted. The change in salinity from the surface to the bottom has a stepped shape, and its difference is 0.5 ‰ (Figure 3.2d) and 2.5 ‰ (Figure 3.2g). The thickness of the upper quasi-homogeneous layer is from 35 to 55 m, and the differences in temperature and salinity between the upper quasi-homogeneous and bottom layers can reach 4°C and 7 ‰ here.

To assess the spatial distribution of the stratification conditions of the waters of the Gulf of Finland, data from the reanalysis of oceanographic fields obtained from the Hiromb-BOOS-Model (HBM-V1) model (MyOcean Products. <http://www.myocean.eu>). Figure 3.3 shows a section of AB along the axis of the Gulf of Finland, for which the density of sea water for all horizons was estimated. The density was calculated according to formulase (3.1). The initial data for calculating the density of water were the temperature and salinity of sea water, as well as the depth of the horizon. The AB section points were selected from the reanalysis data grid, so that they fall on the deep-water part of the Gulf of Finland, as the most data-rich points of reanalysis.

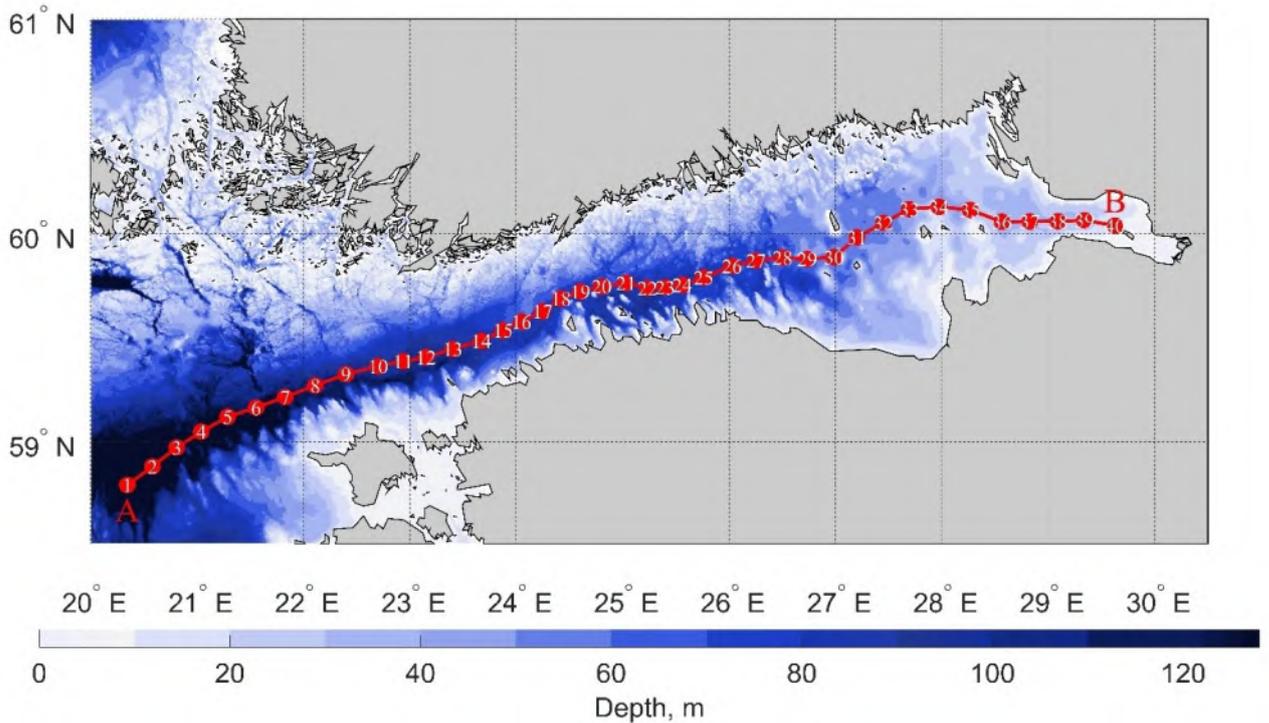


Figure 3.3. Bathymetry of the Gulf of Finland and the section (AB) along which the density was estimated according to the myocean reanalysis data.

Analysis of the vertical distribution of water density along the AB section for the dates when dangerous level rises were observed in the eastern part of the Gulf of Finland shows that the deep-water (up to 120 m) western and central parts of the Gulf of Finland are characterized by the presence of a pronounced pycnocline at depths of 30-55 m. In this case, the upper quasi-homogeneous layer is well mixed. The shallow (up to 30 m) eastern part of the Gulf of Finland is characterized by a more uniform vertical distribution of water density (Figure 3.4).

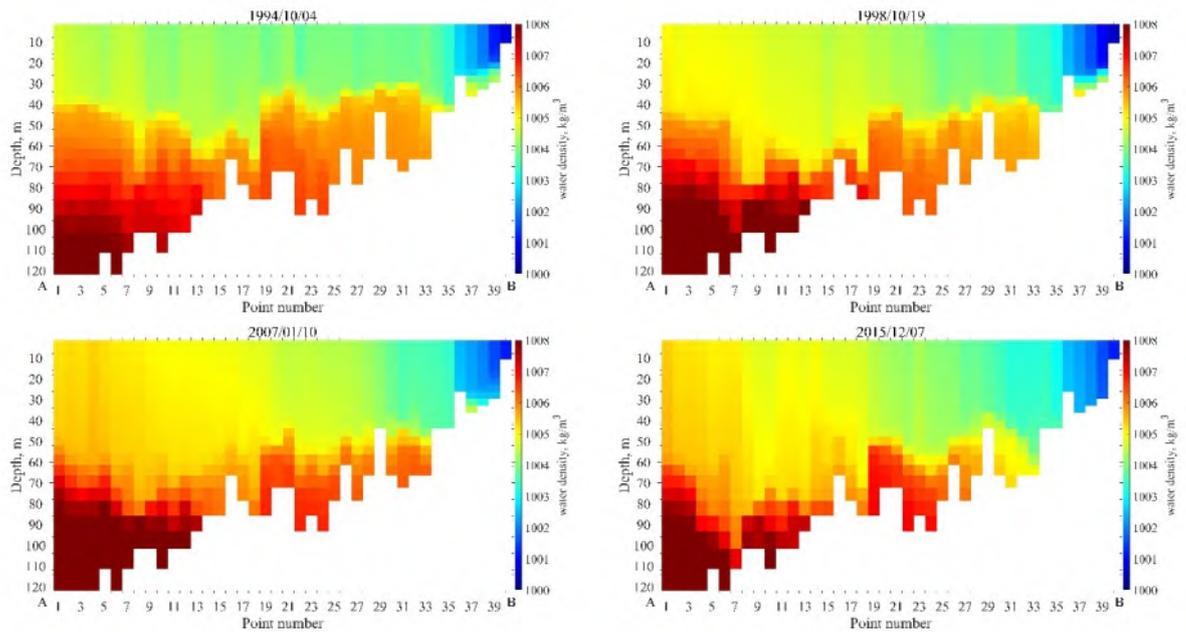


Figure 3.4. Vertical distribution of water density along the Gulf of Finland (AB) section during storm surges that caused flooding in St. Petersburg. (4 October 1994, 19 October 1998, 10 January 2007 and 7 December 2015).

The results of the analysis of the vertical profiles of temperature and salinity presented in Figures 3.2 and 3.4, show that, despite the storm wind, autumn-winter convection and intense wind-wave mixing in the Gulf of Finland, pronounced stratification remains. Apparently, under such conditions, with the strengthening of the processes of turbulent viscosity and diffusion of the substance, there is a significant increase in the processes of advection of heat and salt into the Gulf of Finland from the open Baltic, which contributes to the maintenance of stable stratification.

3.2. Variability of flows according to ADCP data and results of numerical experiments with a hydrodynamic model

In the previous chapter, it was shown that, despite the storm winds, autumn-winter convection and intense wind-wave mixing in the Gulf of Finland, a stable stratification remains during the propagation of the waves of the Neva floods along it. Thus, in the open Baltic and in the Gulf of Finland there are water areas in which favorable conditions are created for the generation and evolution of baroclinic topographic waves, which, according to the results of the work (Zakharchuk, Sukhachev, 2013; Zakharchuk, Tikhonova, 2011), can have a significant impact on the formation of dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland during storm surges.

To confirm the identification of the waves of the Neva floods as baroclinic topographic ones, it will also be useful to involve observations of currents in the Gulf of Finland, during storm surges that cause floods in the east of the Gulf of Finland.

On December 26 and 28, 2011, two dangerous sea level rises occurred in the eastern Gulf of Finland. Despite the fact that the access gates of the complex of flood protection structures in St. Petersburg were closed during these periods, the maximum rise in the level at the mouth of the Neva (Gornii Institute) on December 28 was 169 cm, exceeding the critical mark of 160 cm, above which level rises are usually referred to as floods. According to the hydrodynamic forecast of the St. Petersburg CGMS-R, made with a lead time of 6 hours, the maximum rise in the level with the open gates of the FPC should have reached the mark of 220 cm, that is, a particularly dangerous flood would have occurred in St. Petersburg.

To study the processes that determine dangerous sea level rises in December 2011, we used hourly sea level data obtained on the basis of tide gauge measurements at the coastal hydrometeorological stations of Paldiski, Tallinn, Kunda, Shepelevo; data of hourly wind values obtained within the framework of the HIRLAM project (<https://en.ilmatietaenlaitos.fi/>) with a spatial resolution of 10×10 km; data of minute

wind measurements at the Shepelevo station; data of instrumental measurements of the direction and speed of currents in three regions of the Gulf of Finland (Fig. 3.5) obtained using an acoustic Doppler flow profiler. Measurements were carried out at three autonomous stations. Stations 21 and 20 were installed from the board of the research vessel "Salme" on December 21, 2011 by Estonian specialists from the Tallinn Institute of Marine Systems and equipped with Doppler profilers of 300 kHz currents Teledyne RD Instruments. Continuous current measurements at stations 21 and 20 were made at intervals of 30 minutes until May 9, 2012.

Station 21 was installed at $59^{\circ}29.6'$ N and $23^{\circ}54.1'$ E. The depth of the setting was 90 meters. Measurements of currents were made on 39 horizons, separated from each other by 2 meters, the lower horizon was at a depth of 86 meters, the surface horizon was 10 meters. Station 20 operated at $59^{\circ}45.05'$ N and $25^{\circ}27.19'$ E. Measurements of currents on it were performed using an acoustic Doppler profiler ADCP 300 kHz WorkHorse Sentinel Teledyne RD Instruments. The depth of the setting was 85 meters. The number of horizons is 38. The measurement horizons were separated from each other by 2 meters, the lower horizon was at a depth of 82 meters, the surface horizon was 8 meters.

The automatic bottom station of the SPB SOI was installed in the eastern part of the Gulf of Finland at the coordinates: $59^{\circ}58.65'$ N and $29^{\circ}03.25'$ E (Fig. 3.5) employees of the St. Petersburg branch of the State Oceanographic Institute named after N.N. Zubov during an expedition on the ship "Lapland" in the fall of 2009, 3 kilometers from the coast (Sukhachev et al., 2014). The depth of the station is 20 m. In addition to ADCP, the YSI 6600 V2 device was also installed at the station, which measures the temperature and salinity in the bottom layer. The information received from the devices was transmitted on-line via a cable-cable via a modem to a computer installed on the Shepelevo HMS. Measurements of currents were made on 11 horizons with an interval of 1 minute. For further analysis, the flow measurements at all three stations were averaged to 1 hour.

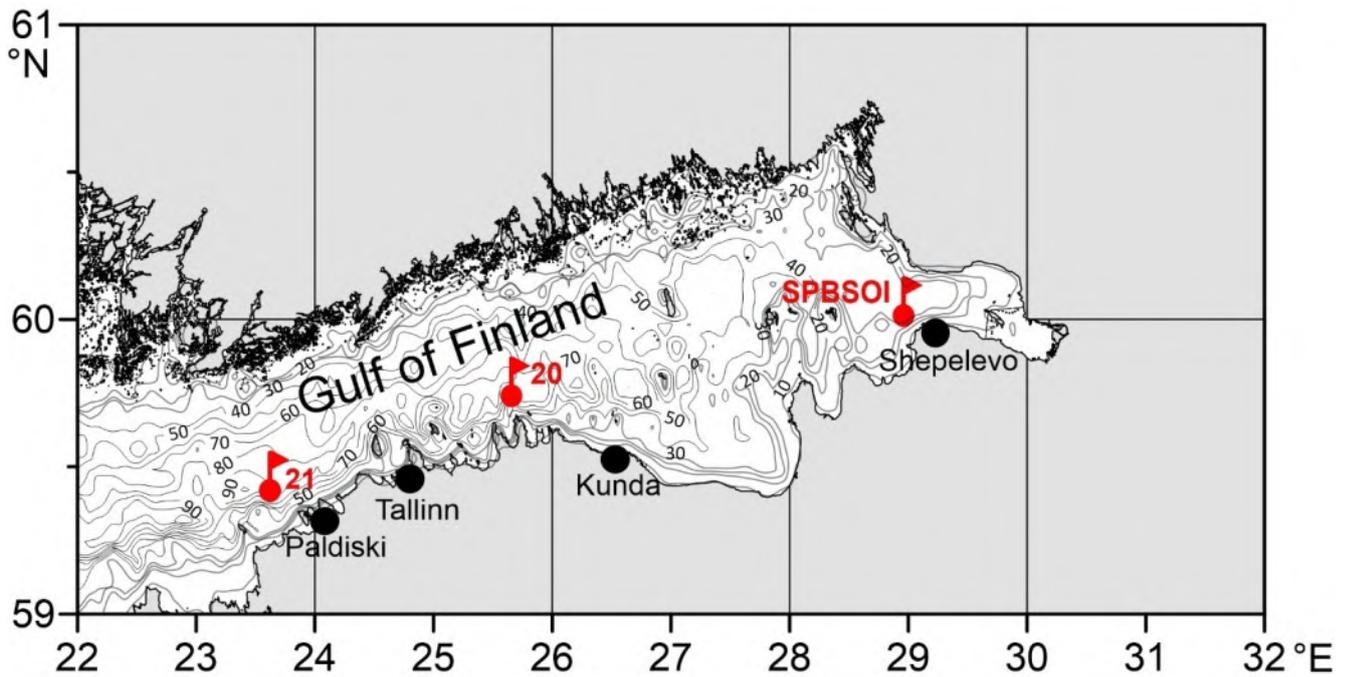


Figure 3.5. Location of autonomous stations equipped with ADCP (flags), tide gauge measuring points (black circles).

In Figure 3.6 shows the time course of hourly values of wind speed vectors in the area of operation of the autonomous station 20, changes in sea level at the stations of Tallinn, Kunda, Shepelevo, variability of vertical profiles of the speed of currents and their statistical characteristics (the vector of mathematical expectation and the major and minor axes of the ellipse of the standard deviation) at autonomous stations 21, 20 and SPB SOI, as well as changes in temperature and salinity in the bottom layer at the SPB SOI station from 25 to 29 December 2011. The maximum wind speed of the western rhumbs in the area of the Gulf of Finland during this period according to HIRLAM data (Fig. 3.6 a) and instrumental measurements at the Shepelevo station (Figure 3.7) reached 20-24 m/s, and the maximum level rises in Tallinn were 98 and 99 cm, in Kunda - 145 and 149 cm, in Shepelevo - 178 and 158 cm (Fig. 3.6b).

It can be seen that the maximums of level rises in Shepelevo occur later than in Tallinn by 8 - 11 hours, which indicates the progressive nature of flood waves. Their period (T), estimated from the time between two adjacent sea level maxima, is approximately 26-28 hours, which is close to the period of natural oscillations in the Baltic-Gulf of Finland system (29 hours), calculated on the basis of numerical hydrodynamic modeling (Zakharchuk, Tikhonova, 2007). Assuming that the distance

between Tallinn and Shepelevo $L = 250$ km and knowing the delay time of the onset of the maximum at these stations $\Delta t = 8 \div 11$ hours, it is possible to estimate the speed of propagation of flood waves with $c_f = L/\Delta t = 6.3 \div 8.7$ m/s, as well as their length $\lambda = T \times c_f = 590 \div 877$ km. These estimates are in good agreement with the characteristics of flood waves obtained earlier on the basis of Fourier analysis of synchronous level measurements at mainland and island stations in the eastern part of the Gulf of Finland (Zakharchuk, Tikhonova, 2011).

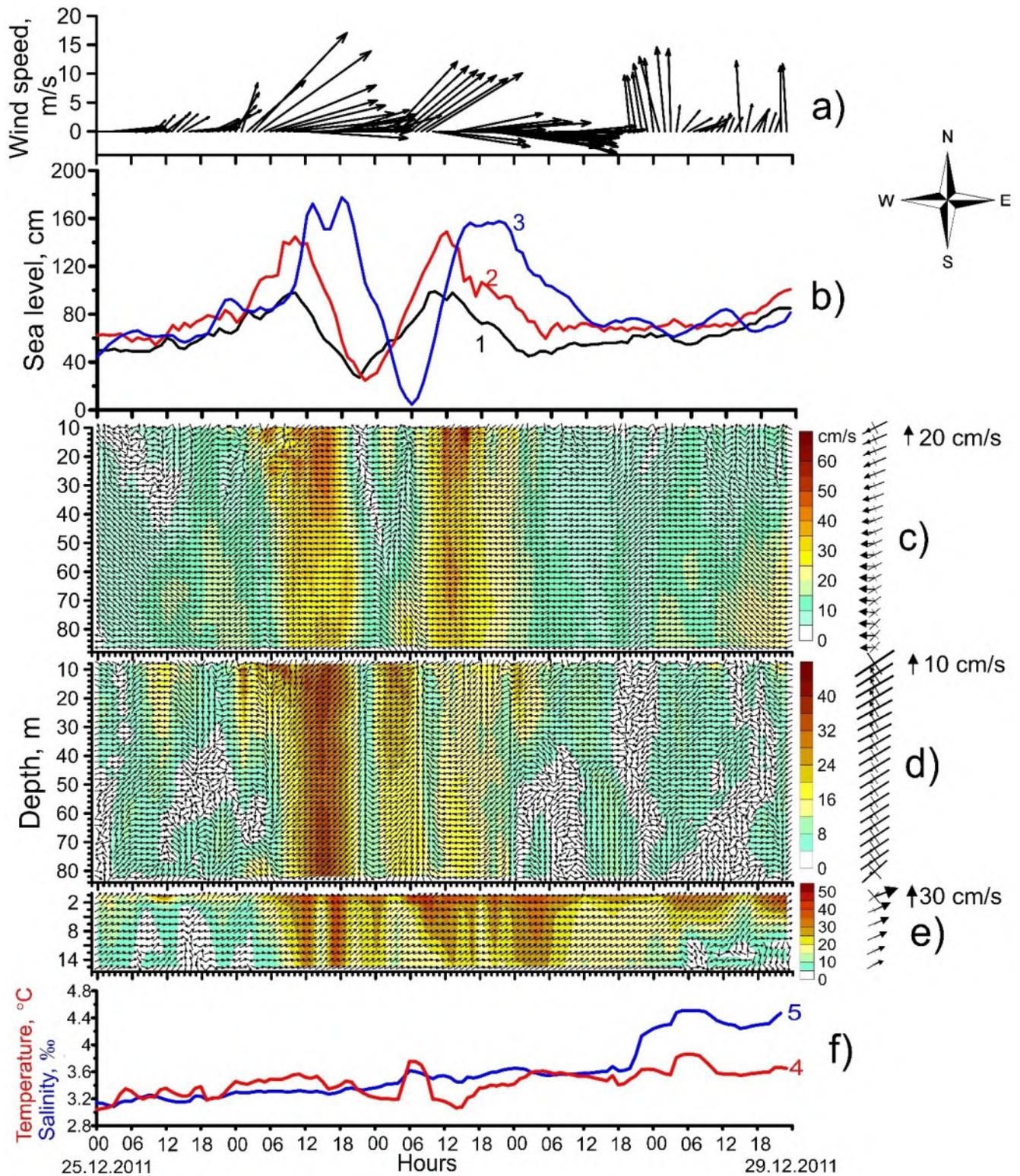


Figure 3.6. Time course of hourly values of wind speed vectors in the area of operation of the autonomous station 20 (a); sea level changes at Tallinn (1), Kunda (2) and Shepelevo (3) (b) stations; changes in the hourly values of the vertical profiles of the flow velocity and their statistical characteristics at the stand-alone stations 21 (c), 20 (d) and the SPBSOI (e), as well as changes in temperature (4) and salinity (5) at a depth of 19 m at the SPBSOI (f) station.

With the propagation of flood waves in the east of the Gulf of Finland (SPBSOI station), there were noticeable changes in the bottom layer (19 m) of water temperature by 0.8°C and its salinity by 1.4‰ with a tendency to increase them (Fig. 3.6f).

From the results presented in Figure 3.6 c,d,e, it can be seen that at stations 21 and 20 the maximum velocities of the measured currents (40-70 cm/s) are observed in the near-surface layer during the decline in sea level after its dangerous rise, and at the station of the SPBSOI - during the passage of the trough (51 cm/s) and the crest (44 cm/s) of the flood wave. With depth, during these periods, the velocities of currents decrease with a slight change in their direction: at station 21 to 33 cm/s, at station 20 - up to 35 cm/s and at the SPBSOI station up to values of 17 - 22 cm/s in the bottom layer.

At stations 21 and 20, during the propagation of flood waves on the horizons, there is a rotation over time of the vectors of total flows, which is characteristic of the wave process. At the SPBSOI station, such a feature is noted only with the exclusion of the background flow.

In Figure 3. 6 c,d,e (right) for each horizon the vector of the average for 5 days of the background (average) flow is combined with the large and small axes of the ellipse of the standard deviation of flow fluctuations. It is clearly seen that the background flow at station 21 increases with a depth of 10 to 16 cm / s, and its vector in the layer of 10 - 40 m is directed to the southwest, and deeper - to the west, that is, opposite to the direction of the wind currents dominating during this period. This feature of the currents in this area was noted earlier by Estonian specialists (Liblik et al., 2013). The directions of the major axes of the ellipses of the standard deviation of flow oscillations (Fig. 3.6 c, right) in a layer of 10 - 40 m are oriented along the vectors of their mathematical expectation (average transfer), and deeper - at an angle of 30° - 45° to them.

At station 20, the speed of the average current is 3-5 cm/s, and it is several times less than at station 21. On the upper horizons, the middle current is directed to the south-southwest, and with the depth in it, the influence of the western component increases, and in the bottom layer the middle current is already directed to the west-southwest. At this station, the direction of the major axes of the ellipses of the standard deviation of the oscillations of the currents (Fig. 3.6 c, right) in the layer 10 - 40 m are oriented at an angle

of approximately 45° to the vector of their mathematical expectation, and deeper - approximately along it, and only at the bottom the vector of the average transfer again deviates from the direction of the major axis of the ellipse of the standard deviation.

In the east of the Gulf of Finland (SPBSOI station), the background current is directed to the east-northeast. Its speed varies from 27 cm/s at the surface to 11.5 cm/s at the bottom layer. In the surface layer here are the directions of the major axes of the ellipses of the standard deviation of the oscillations of the currents (Fig. 3.6e, right) are oriented at a large angle to the vector of mathematical expectation, and deeper along it.

It is noteworthy that at station 20, the values of the modulus of mathematical expectation of the velocity of currents at all horizons are significantly less than the sum of the semi-axes of the ellipses of the standard deviation. This feature indicates a significant instability of the total current in this area of the Gulf of Finland, compared with the other two areas.

At all three stations, with increasing depth, there is no reversal of the vector of the average flow along the Ekman spiral, which indicates an insignificant contribution of the purely drift component to the background transport, which is formed, apparently, mainly due to the gradient flow. This result requires some explanation.

Even Ekman (Ekman, 1905), when describing the theory of wind currents, noted that at a distance of up to 100 km from the coast and at depths of less than 500 m, the wind current, under the assumptions made (the wind is constant in strength and direction, the ocean is homogeneous in density and viscosity and unlimited in space and depth), is established in the course of several days, and the surface - in the course of several hours. In the real natural conditions of the Gulf of Finland, due to the complex morphometry of its coastline, large changes in bottom topography, pronounced stratification of the sea and significant spatial-temporal variability of wind speed and direction, the time of formation of relatively stable wind currents, apparently, can increase significantly.

Graphs of minute-by-minute wind measurements at Cape Kamenny in the area of the Shepelevo HMS during the period of its greatest amplification, presented in Figure 3.7, show that, indeed, in storm conditions there are very significant changes in wind speed, reaching 5-8 m/s modulo, and 10° - 40° in direction. Apparently, because of this,

in storm conditions, leading to particularly dangerous sea level rises in the Neva Bay, the response of water masses to the effects of anemobaric forces in a deep atmospheric cyclone moving over the Baltic is not local, when Ekman wind currents are generated at each point of the sea, and global, when stimulated low-frequency waves are generated under the influence of disturbing forces, which in some cases are identified as baroclinic topographic waves (Zakharchuk, Tikhonova, 2011). Spreading across the Gulf of Finland, these waves cause dangerous rises in sea level in its eastern part.

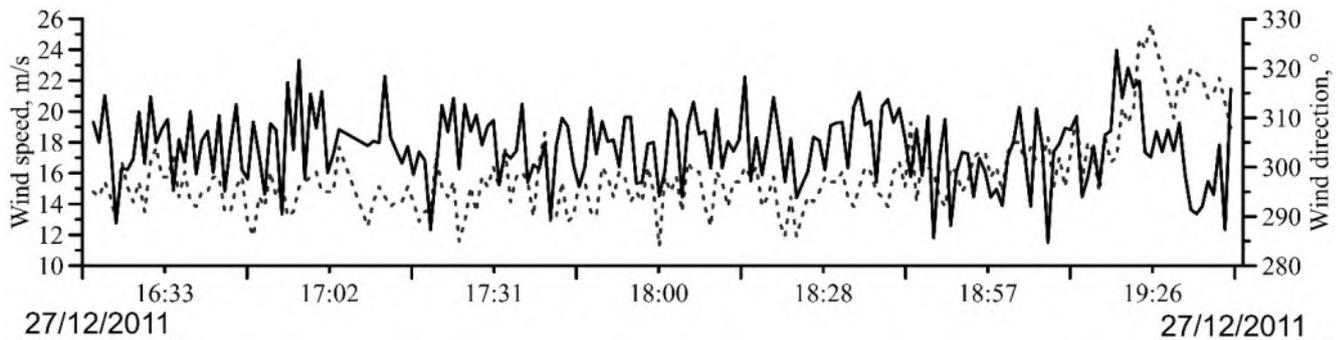


Figure 3.7. Minute-by-minute measurements of wind speed (solid line) and direction (dotted line) at Cape Kamenny in the area of the Shepelevo HMS during the formation of a dangerous rise in sea level.

To estimate the contribution of the baroclinic component to the total flows, the vertical average velocity vector for this profile was subtracted from each velocity vector in the measured vertical flow profile. Figure 3.8 illustrates the changes in time of the baroclinic component of the velocity of currents at all 3 stations during the propagation of low-frequency waves along the Gulf of Finland, which influenced the formation of a dangerous rise in the level in its eastern part. It is clearly seen that in storm conditions during dangerous sea level rises, barotropization of currents does not occur, on the contrary, during this period there is an increase in the amplitude of their baroclinic component. Vertical structure of baroclinic flows the same as that of the internal waves of the 1st vertical mode: in the surface and bottom layers, the maxima of currents are noted, and in the deep layer - one minimum (wave node); With the depth of the current, they change their directions to the opposite. At stations 21 and 20, the vertical baroclinic mode node is observed in the 40-50 m layer, and for the SPBSOI station at depths of 5-7 m. The maximum velocities of the baroclinic flows reach 30 - 38 cm/s in the surface layer

and 15 - 25 cm/s in the bottom layer. This result, in comparison with the measured flows, indicates a significant contribution of the baroclinic component to the total flows.

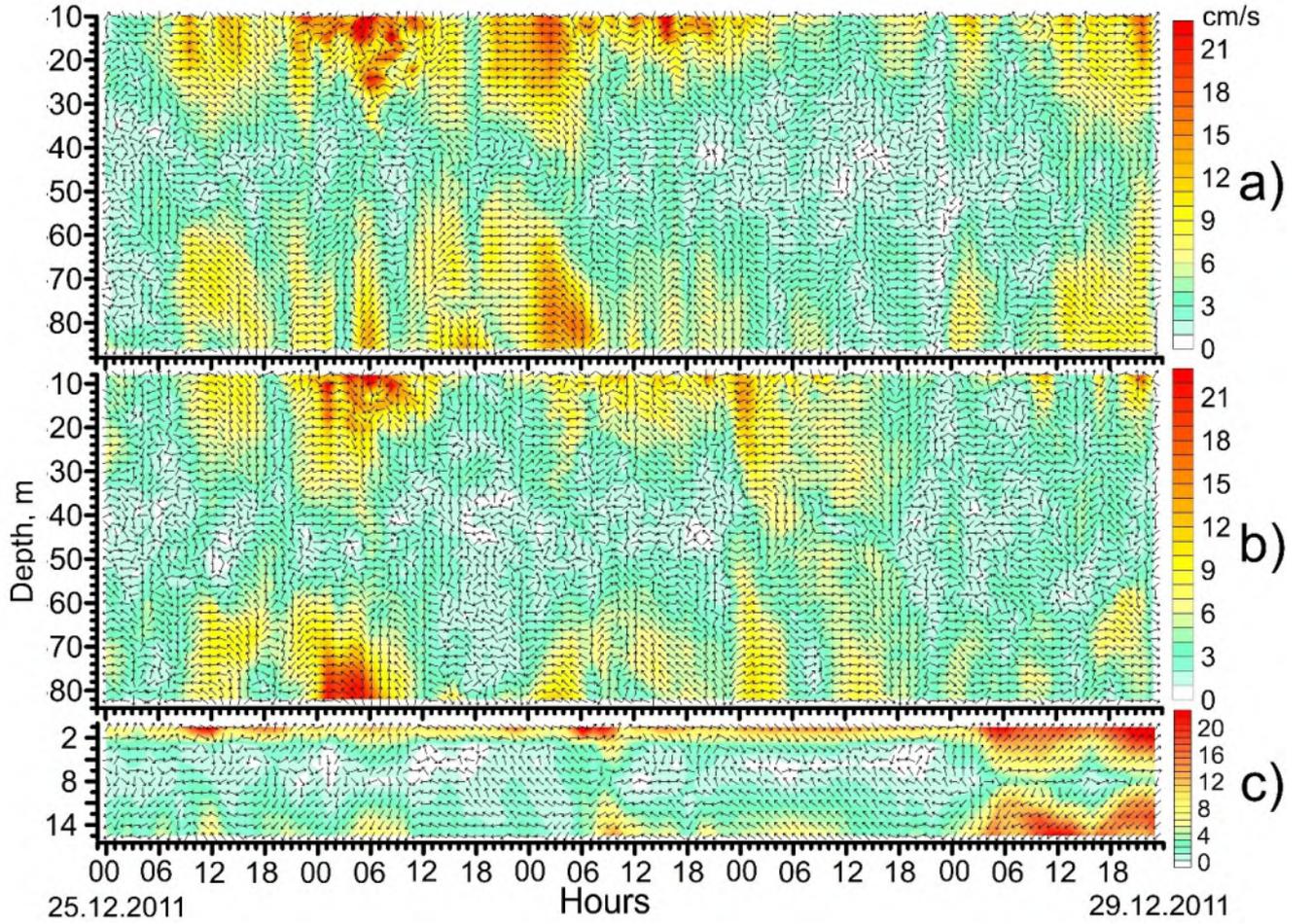


Figure 3.8. Baroclinic component of currents at autonomous stations 21 (a), 20 (b) and SPBSOI (c) during the period of flood wave propagation in the Gulf of Finland.

To assess the degree of influence of the baroclinic and barotropic components on sea level fluctuations, the coefficients of mutual correlation of scalar (sea level) and vector (flow) processes were calculated, according to (Rozhkov, 2002). Following the methodology described in this work, at the beginning, the matrices of mutual correlation coefficients of the following form were evaluated:

$$D_{\zeta V} = \begin{vmatrix} r_{\zeta\zeta} & r_{\zeta u} & r_{\zeta v} \\ r_{u\zeta} & r_{uu} & r_{uv} \\ r_{v\zeta} & r_{vu} & r_{vv} \end{vmatrix} \quad (3.2)$$

$$D_{uv} = \begin{vmatrix} r_{uu} & r_{uv} \\ r_{vu} & r_{vv} \end{vmatrix} \quad (3.3)$$

where $D_{\zeta V}$ and D_{uv} are determinants of matrices, ζ is a scalar process (in our case, sea level), V is a vector process (flows), u , v are the components of the vector process V in

parallel and meridian, respectively, $r_{\zeta\zeta}$, $r_{\zeta u}$, r_{uv} , ..., r_{vv} – coefficients of mutual correlation. Then, the multiple coefficients of mutual correlation between the scalar (ζ) and vector processes (V) was calculated:

$$R_{\zeta V}(\theta, t) = \sqrt{1 - \frac{D_{\zeta V}}{D_{uv}}}, \quad (3.4)$$

where θ is the time shift, t is the time.

The calculation of $R_{\zeta V}(\theta, t)$ was carried out taking into account the non-stationarity of the processes. The quasi-stationarity period for the calculations of $R_{\zeta V}(\theta, t)$ was assumed to be 72 hours, and the slip interval was assumed to be 24 hours.

The results of the mutual correlation analysis are shown in Figure 3.9. During dangerous rises in the level at all stations, there is a high relationship between barotropic fluctuations in currents and sea level. During this period, the maximum correlation coefficients $R_{\zeta V}(\theta, t)$ reach values of 0.68 – 0.98. Subsequently, from January to June 2012, there is also a high correlation between barotropic fluctuations of currents and sea levels, and only in rare cases estimates of $R_{\zeta V}(\theta, t)$ are lowered here to values of 0.42-0.57. Such episodic decreases in correlation are more pronounced for the shallower water area of the eastern part of the Gulf of Finland, where the SPBSOI station operated.

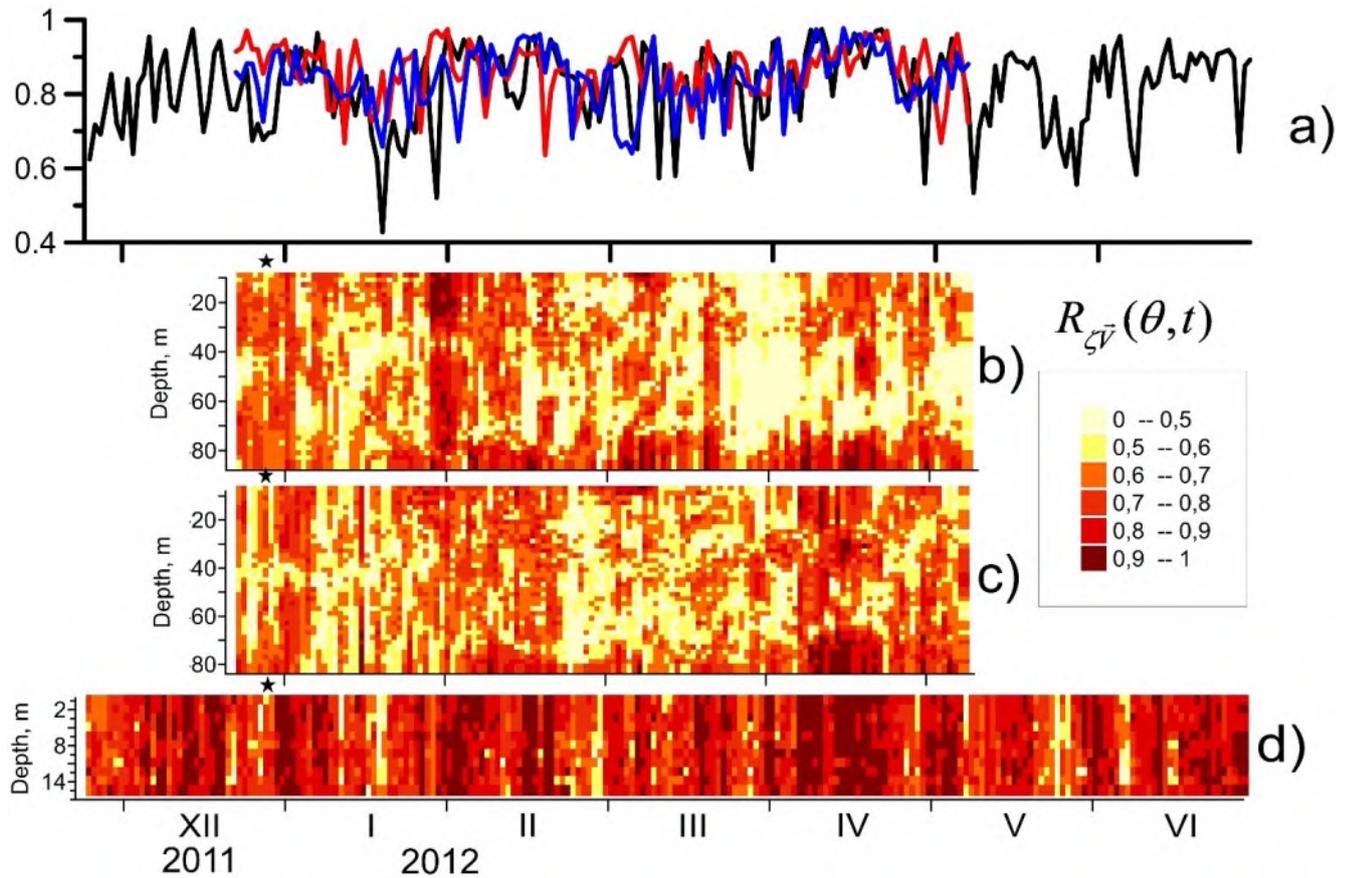


Figure 3.9. (a) Time change in the maximum values of the mutual correlation coefficients $R_{\zeta V}(\theta, t)$ between the barotropic component of the currents at station 21 and the sea level in Paldiski (red line), the barotropic component of the currents at station 20 and the sea level in Tallinn (blue line), the barotropic component of currents at the SPBSOI station and the sea level in Kronstadt (black line); (b, c, d) the maximum values of the mutual correlation coefficients $R_{\zeta V}(\theta, t)$ between the baroclinic component of the currents at station 21 and the sea level in Paldiski (b), the baroclinic component of the currents at station 20 and the sea level in Tallinn (c), the baroclinic component of the currents at the SPBSOI station and the sea level in Shepelevo (d), the black star is the date of the flood in St. Petersburg.

During periods of flooding, there is also a high relationship between sea level fluctuations and the baroclinic component of current fluctuations. At this time, the maximum values of the correlation coefficients $R_{\zeta V}(\theta, t)$ reach values of 0.65 – 0.87. However, depending on the depth, the values of $R_{\zeta V}(\theta, t)$ vary widely and for individual horizons their estimates are less than 0.6. In general, for the entire observation period, there is a significant non-stationarity of the relationship between the barocline component currents and sea level. In the west of the Gulf of Finland (station 21) and in its central part (station 20), periods of low values of $R_{\zeta V}(\theta, t)$ on many horizons in some cases

approach 10 – 15 days. In the east of the Gulf of Finland (SPBSOI station) periods of low values $R_{\zeta\eta}(\theta, t)$ is noticeably smaller and much less frequent, and, on average, the values of $R_{\zeta\eta}(\theta, t)$ are significantly higher than in the other two areas of the Gulf.

Thus, the results of mutual correlation analysis between sea level fluctuations and currents show that not only the barotropic, but also the baroclinic component of currents makes a significant contribution to their relationship.

To test the hypothesis of the presence of a baroclinic component of currents in the waves that form dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland, data from numerical experiments on the INMOM (Institute Numerical Mathematics Ocean Model) model were used (Dianski et al., 2006; Dianski, 2013; Zalesny et al., 2012). Under the same initial and boundary conditions, the dynamic characteristics of the Gulf of Finland were modeled in the barotropic approximation, and the complete (baroclinic) problem was solved. These two numerical experiments were carried out in order to evaluate the baroclinic component of flows according to model data. To do this, from the flows calculated within the framework of the complete problem, the contribution to which is provided by both the baroclinic and the barotropic component, the flows, evaluated by a barotropic model.

For the first numerical experiment, a three-dimensional baroclinic nonlinear hydrodynamic model was used, developed on the basis of the sigma model of marine and oceanic circulation of the Institute of Computational Mathematics (INM RAS), which received the name INMOM in international practice (Dianski et al., 2006; Dianski, 2013; Zalesny et al., 2012).

The second numerical experiment, which calculated the dynamics of the waters of the Baltic Sea in the barotropic approximation, was carried out using a three-dimensional barotropic model, also implemented on the basis of the INMOM model, in which the density of water was fixed as a constant value in space and time over the entire integration interval. The boundary conditions were set the same as in the first numerical experiment, only taking into account the solution of the barotropic problem.

Numerical calculations were carried out for the period from January 1, 2011 to December 31, 2011. The calculated time step was 1 min. The output of the results of the account was made for an averaged 3-hour period.

As a result of the experiments, the average fields of sea level and currents on 16 horizons for 3 hours were obtained. To verify the data obtained, the coefficients of the mutual correlation function between the data of numerical hydrodynamic modeling and the data of automatic bottom stations equipped with Doppler flow profilers were estimated (Table 3.1). Estimates of the mutual correlation function (Belyshev, Klevantsov, Rozhkov, 1983) of vector processes were carried out according to the methodology. To do this, 2 invariants of the mutual correlation tensor function for each horizon d were first calculated. $K_{V_d U_d}(\theta, t)$

$$K_{V_d U_d}(\theta, t) = \begin{pmatrix} K_{v_1 u_1}(\theta, t), K_{v_1 u_2}(\theta, t) \\ K_{v_2 u_1}(\theta, t), K_{v_2 u_2}(\theta, t) \end{pmatrix} \quad (3.5)$$

where $\vec{V}(t)$ and $\vec{U}(t)$ is the vector processes on the horizon under study, t is the time, θ is the time shift, v_1 is the component of the vector process $\vec{V}(t)$ in parallel; v_2 is a component of the vector process $\vec{V}(t)$ on the meridian; u_1 - component of the vector process $\vec{U}(t)$ in parallel; u_2 is a component of the vector process $\vec{U}(t)$ on the meridian.

The linear invariant $I_1^{VU}(\theta, t)$ is equal to the trace of the matrix of the mutual correlation tensor function $K_{VU}(\theta, t)$ and characterizes the commonality of the intensities of collinear changes in vector processes $\vec{V}(t)$ and $\vec{U}(t)$.

The rotation indicator $\Omega^{VU}(\theta)$ is equal to the difference of the non-diagonal components of the matrix of the mutual correlation tensor function $K_{VU}(\theta)$ and characterizes the commonality of orthogonal changes in the processes $\vec{V}(t)$ and $\vec{U}(t)$, and if $\Omega^{VU}(\theta) > 0$, then the process $\vec{U}(t)$ is deployed on average relative to the process $\vec{V}(t)$ at a given time interval clockwise, if $\Omega^{VU}(\theta) < 0$, then counterclockwise.

After normalizing $I_1^{VU}(\theta, t)$ and $\Omega^{VU}(\theta, t)$ to the linear invariant of the dispersion tensor, according to (Belyshev, Klevantsov, Rozhkov, 1983), their normalized values were calculated: $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ and $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$.

The results of the mutual correlation analysis between the calculated and measured currents are shown in Table 3.1. In the area of operation of the bottom station 21, the coefficients of mutual correlation between the collinear changes of the measured and calculated currents vary depending on the horizon from 0.34 to 0.70. Such correlation estimates are markedly higher at station 20, where they have values ranging from 0.54 to 0.78. In the area of operation of the SPBSOI station, the values of the mutual correlation coefficients are 0.28 - 0.66. Thus, despite all the limitations and assumptions of the method of numerical hydrodynamic modeling, at some horizons, the model very realistically describes changes in currents in the Gulf of Finland.

Table 3.1. The results of the mutual correlation analysis between the currents measured by ADCP and calculated by the model.

Station No. 21				Station No. 20				Station SPBSOI			
Correlated horizons:		$r_{I_1}^{VU}(\theta)$	$r_{\Omega}^{VU}(\theta)$	Correlated horizons:		$r_{I_1}^{VU}(\theta)$	$r_{\Omega}^{VU}(\theta)$	Correlated horizons:		$r_{I_1}^{VU}(\theta)$	$r_{\Omega}^{VU}(\theta)$
ADCP	Model			ADCP	Model			ADCP	Model		
12	12	0.70	0.13	12	12	0.63	0.19	1	1	0.28	-0.54
14	14	0.63	0.23	14	15	0.61	0.21	2	2	0.42	-0.46
16	17	0.58	0.28	18	18	0.59	0.28	4	4	0.49	-0.35
20	20	0.52	0.34	20	20	0.57	0.29	5	5	0.57	-0.23
22	22	0.45	0.37	24	23	0.60	0.30	7	7	0.64	-0.07
24	25	0.39	0.37	26	26	0.57	0.31	8	8	0.66	0.01
28	28	0.35	0.33	28	29	0.55	0.28	10	10	0.57	0.00
30	31	0.34	0.25	32	32	0.54	0.24	11	11	0.52	-0.03
36	36	0.38	0.16	38	37	0.58	0.14	13	13	0.50	-0.04
40	41	0.45	0.07	42	42	0.64	0.08	14	14	0.49	-0.04
46	46	0.48	0.03	48	47	0.68	0.07	16	15	0.50	-0.54
52	52	0.52	-0.01	54	54	0.68	0.06				
58	59	0.54	0.00	60	61	0.70	0.07				
66	65	0.55	0.02	68	68	0.71	0.07				
70	70	0.55	0.06	72	73	0.73	0.05				
74	73	0.59	0.08	76	76	0.75	0.06				
76	77	0.62	0.07	80	80	0.78	0.10				

With the help of the flows calculated in both numerical experiments (complete and barotropic problem) for the points of setting the bottom automatic stations 21, 20 and the

SPBSOI (Fig. 3.5), their baroclinic component was isolated. For this purpose, the barotropic flows evaluated in the second experiment were subtracted from the flow vectors estimated in the first numerical experiment (complete problem). The results are shown in Figure 3.10 – 3.12.

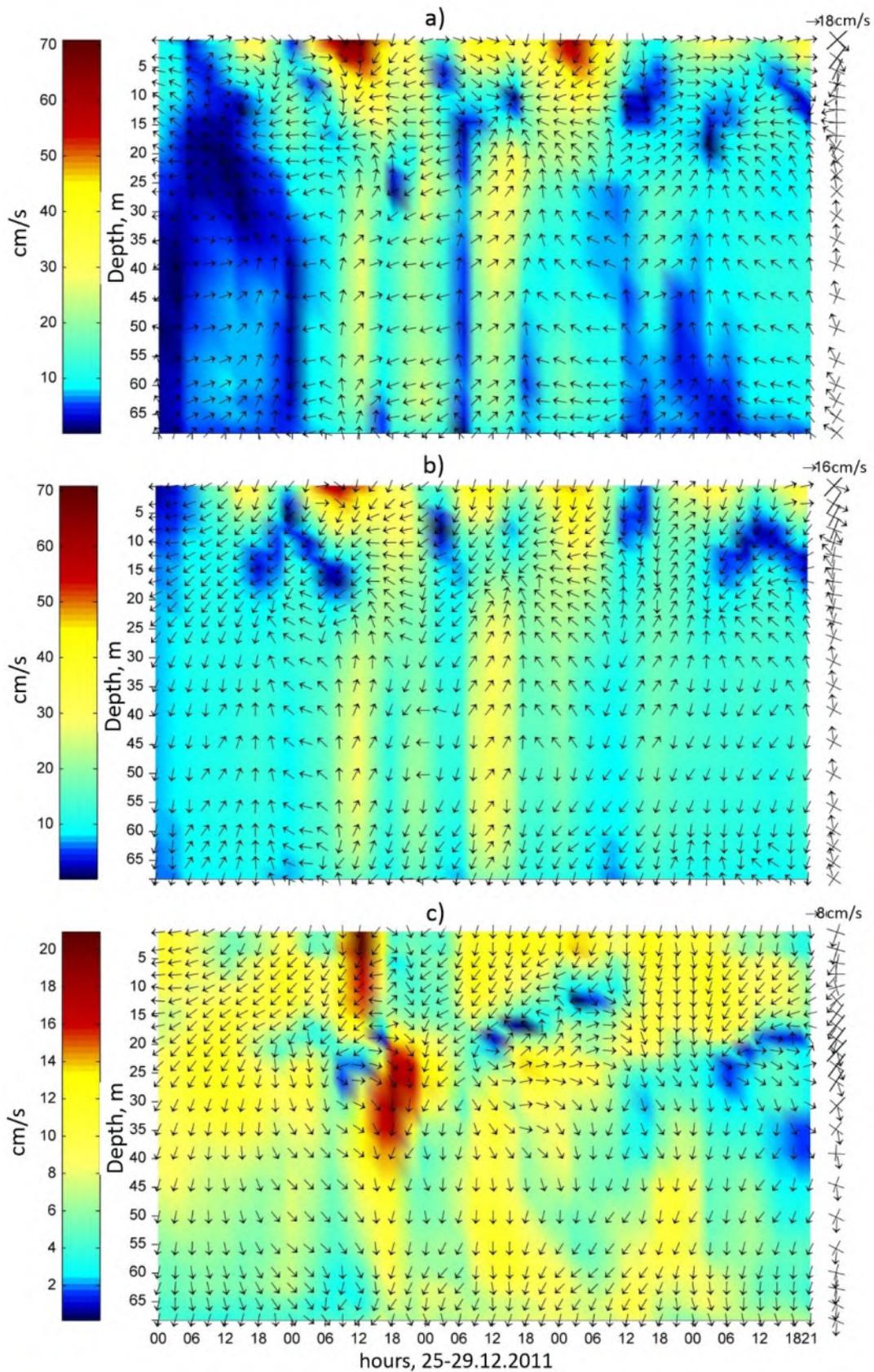


Figure 3.10. Change in time of vertical profiles of currents in the Gulf of Finland, calculated using the hydrodynamic model INMOM for the point of operation of the bottom station 21 (Fig. 3.5) during the formation of dangerous sea level rises in December 2011: (a) - complete task, (b) - barotropic task, (c) - the difference between complete and barotropic tasks.

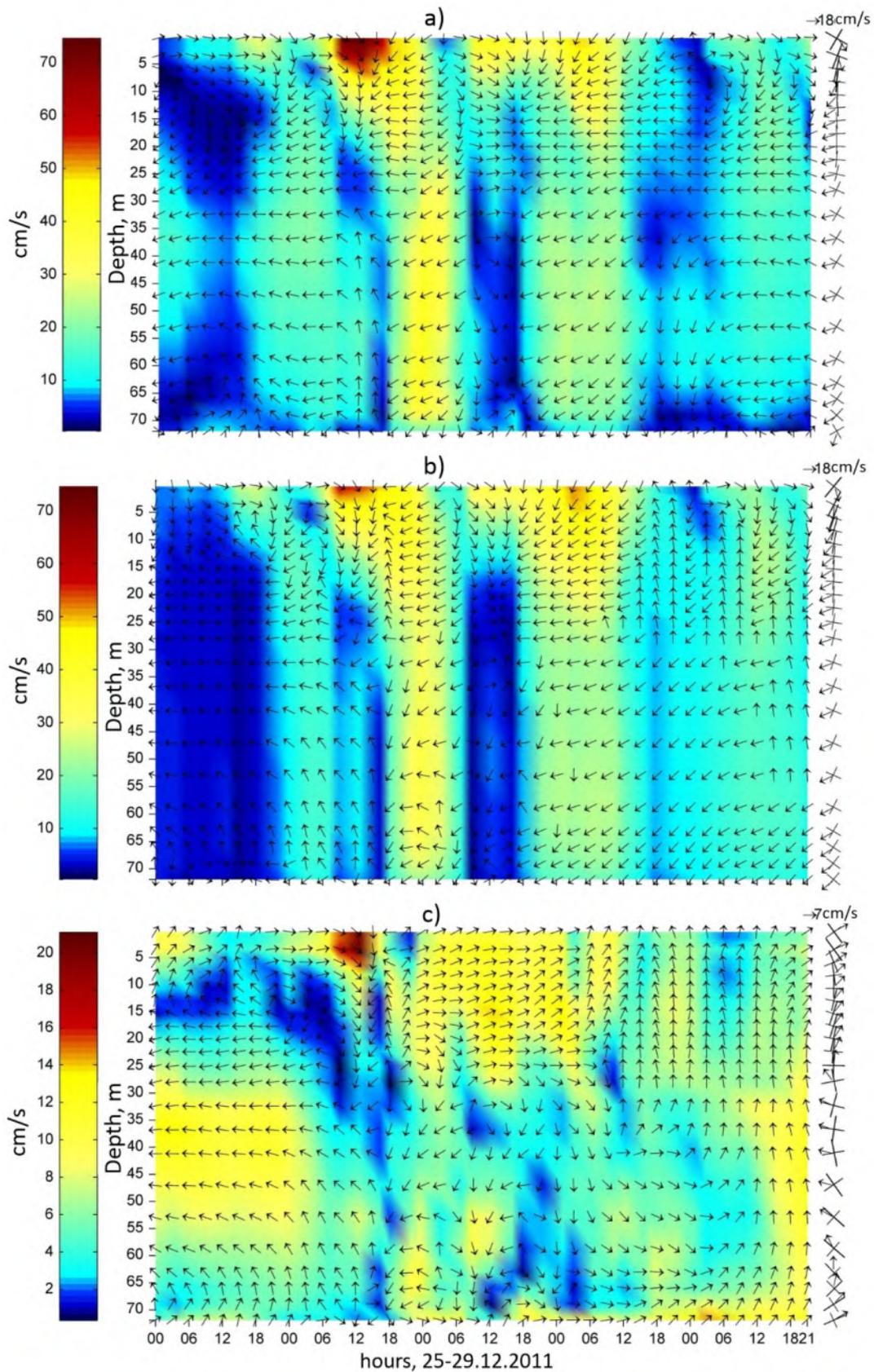


Figure 3.11. Changes in time of vertical profiles of currents in the Gulf of Finland, calculated using the hydrodynamic model INMOM for the point of operation of the bottom station 20 (Fig 3.5) during the formation of dangerous sea level rises in December 2011: (a) - complete task, (b) - barotropic task, (c) - the difference between complete and barotropic tasks.

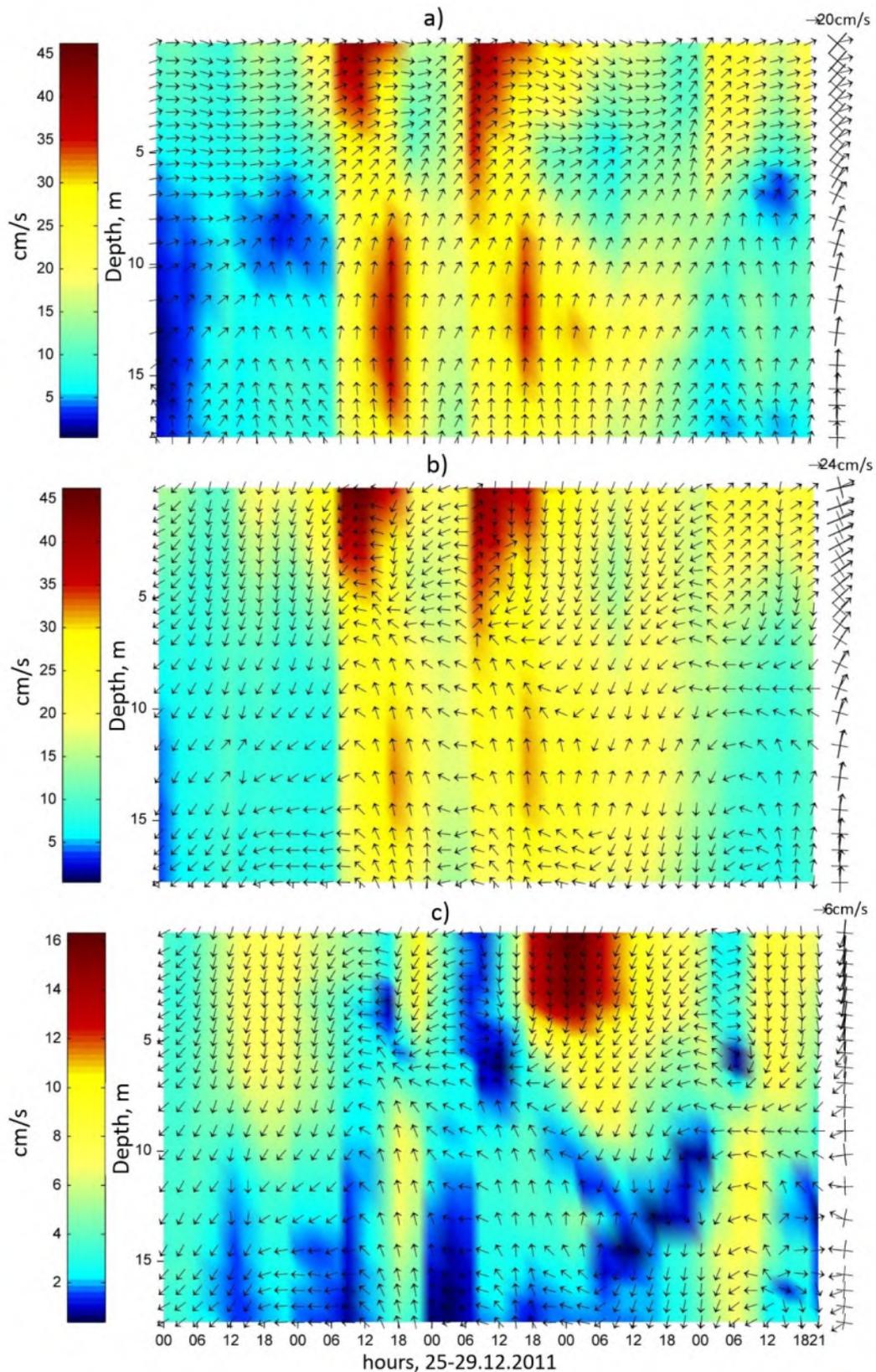


Figure 3.12. Changes in time of vertical profiles of currents in the Gulf of Finland, calculated using the INMOM hydrodynamic model for the point of operation of the bottom station of the SPBSOI (Fig. 3.5) during the formation of dangerous sea level rises in December 2011: (a) - complete task, (b) - barotropic task, (c) - the difference between complete and barotropic tasks.

It can be seen that in the area of operation of stations 21 and 20, the maximum velocities of the currents calculated for the complete problem (Fig. 3.10a, 3.11a, 3.12a) are observed in the near-surface layer during the period of decline in sea level after its dangerous rise and reach 43 - 49 cm/s, which is close to the measured currents (Figure 3.6). At the SPBSOI station, the maximum velocities of the calculated currents are 48 cm/s, exceeding their measured values by 10 cm/s, and are observed during the passage of the crest of the flood wave in the sea level field. As with the measured currents, with depth, in these periods, in all 3 cases, the velocities of the model currents decrease without changing their direction (Fig. 3.10a, 3.11a, 3.12a). For the areas of operation of all three bottom stations, barotropic flows calculated according to the model (Fig. 3.10b, 3.11b, 3.12b) show during dangerous sea level rises a unidirectional vertical structure of flows without an "Ekman" component.

Estimates of the baroclinic component of currents made by us based on the results of numerical hydrodynamic modeling (Fig. 3.10c, 3.11c, 3.12c), indicate that during dangerous rises in sea level it reaches 18-20 cm/s in the area of operation of stations 21 and 20 and 15 cm/s in the area of operation of the SPBSOI station.

Thus, the results of the analysis of numerical experiments on the hydrodynamic model of the Baltic Sea indicate that in the stormy conditions of the winter period during the propagation of flood waves in the currents of the Gulf of Finland, there is a pronounced baroclinic component.

4. ESTIMATION OF THE NONSTATIONARITY OF THE STATISTICAL RELATIONSHIP BETWEEN CURRENTS AND TANGENTIAL FRICTION OF THE WIND DURING STORM SURGES

To assess the features of the relationship between wind changes $\vec{W}(t)$ and current $\vec{V}(t)$ fluctuations, a mutual correlation analysis was carried out. To do this, according to the hourly wind values obtained within the framework of the HIRLAM project, a series of wind tangential stress values synchronous with currents $\vec{\tau} = c\rho_0\vec{W}|\vec{W}|$ (where c is a dimensionless coefficient, ρ_0 is the density of air) were calculated for the setting points of autonomous stations.

Taking into account that $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$ - vector processes, according to (Belyshev et al., 1983), 2 invariants of the mutual correlation tensor function $K_{VU}(\theta, t)$ were calculated, taking into account the nonstationarity of the processes according to the formula (3.5).

In the study of the correlation between $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$ us, first of all, the task was to assess the effect of the force of tangential friction of the wind on the generation of perturbations of currents in the range of periods of passage over the Baltic of atmospheric cyclones (about 2 - 3 days). In this regard, the low-frequency component with a period of more than 3 days was excluded from the series of hourly values $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$ with the help of the Butterworth filter. The quasi-stationarity period for the calculation $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ and $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ was assumed to be 72 hours, and the slip interval was 24 hours.

The results of the mutual correlation analysis between $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$ are presented in Figures 4.1 and 4.2.

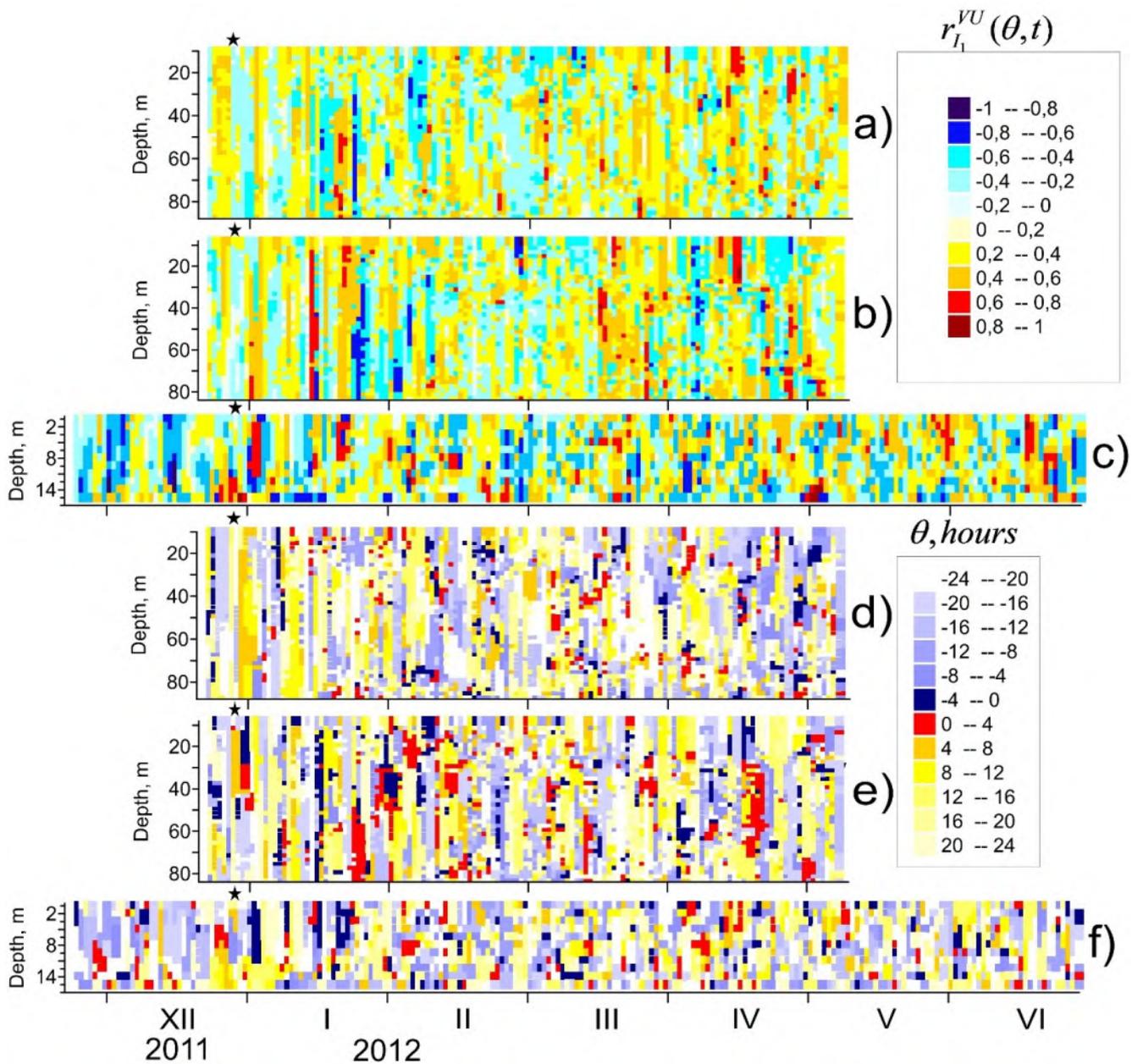


Figure 4.1. The maximum values of the invariant $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ of the mutual correlation tensor function $K_{VU}(\theta, t)$ between the shear friction of the wind and currents, estimated for the areas of the Gulf of Finland where autonomous stations 21 (a), 20 (b) and SPBSOI (c) operated, as well as time shifts θ at which were observed $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ for stations 21 (d), 20 (e), and SPBSOI (f). An asterisk indicates the period of dangerous sea level rises.

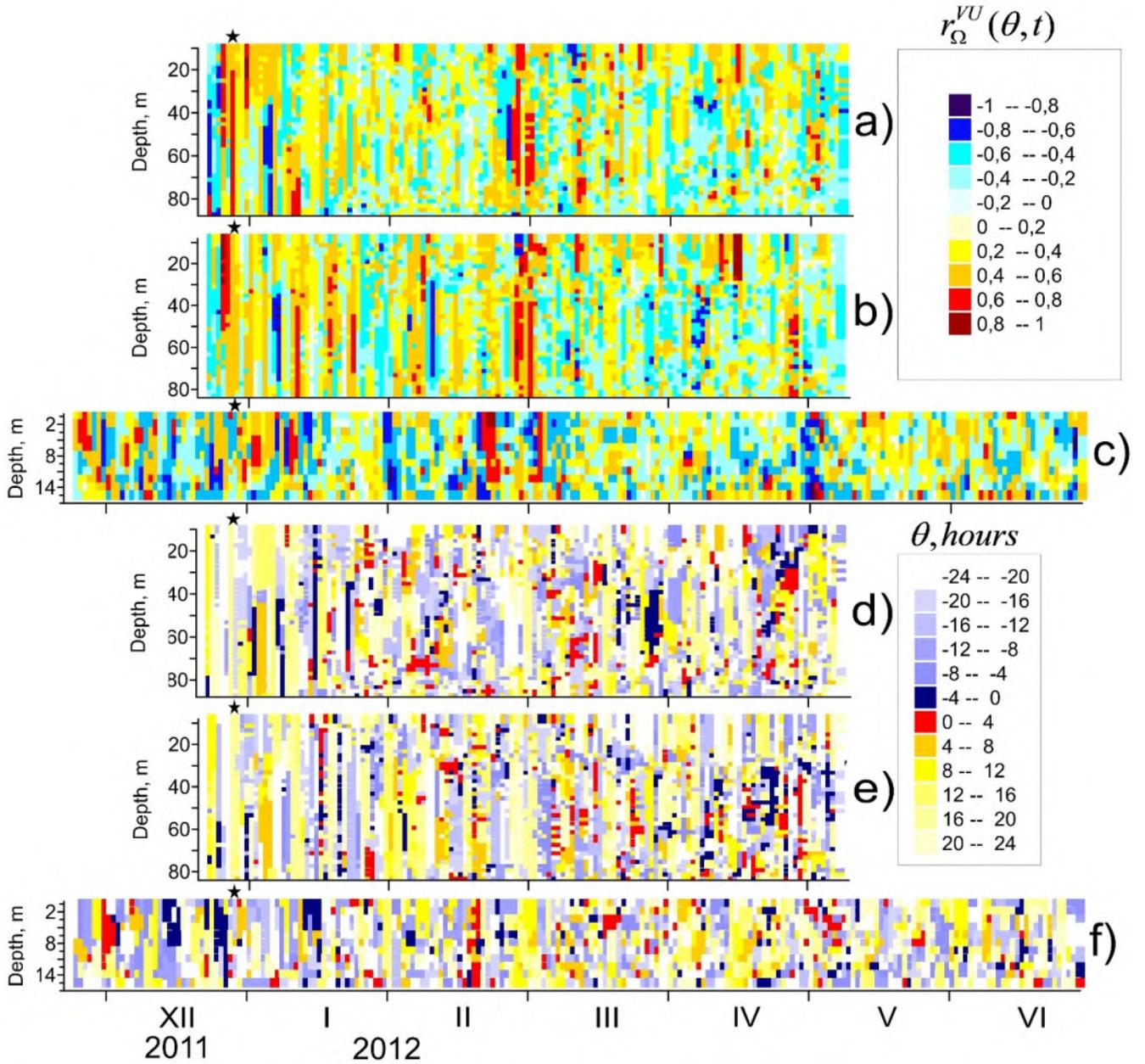


Figure 4.2. The maximum values of the invariant $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ of the mutual correlation tensor function $K_{VU}(\theta, t)$ between the tangential friction of the wind and currents, estimated for the areas of the Gulf of Finland where autonomous stations 21 (a), 20 (b) and SPBSOI (c) were operating, as well as time shifts θ at which were observed $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ for stations 21 (d), 20 (e), and SPBSOI (f). An asterisk indicates the period of dangerous sea level rises.

It is noteworthy that for the western (station 21) and central (station 20) regions of the Gulf of Finland during dangerous sea level rises (December 26-28, 2011), there is no relationship between collinear changes $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$: $r_{I_1}^{VU}(\theta, t) < 0.5$ (Figure 4.1). In the east of the Gulf of Finland, high correlation values between collinear changes $\vec{\tau}(t)$ and

$\vec{V}(t)$, reaching $0.61 \div 0.80$, are observed in the bottom layer at negative shifts $\theta = -24$ hours, indicating a significant delay in the oscillations of the perturbing force $\vec{\tau}(t)$ relative to fluctuations $\vec{V}(t)$. In January-June 2012, high values (>0.6) of the invariant $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ are observed only sporadically (within 3-9 days), with significant time shifts ($\theta = 15 \div 24$ hours) and, most often, only in certain layers of the sea. At the same time, there is a high correlation between collinear changes $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$ can be both direct and inverse. It can also be noted that in some cases the high correlation between collinear changes $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$ wind fluctuations are ahead of current fluctuations (positive values θ), and in others, on the contrary, wind fluctuations are delayed relative to current fluctuations (negative values θ).

In contrast to collinear changes during dangerous sea level rises, there is a high relationship between orthogonal oscillations $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$ (Figure 4.2). At this time, the invariant $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ estimates for station 20 reach values of $+0.71$ at $\theta = -24$ hours; for station 21 $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t) = +0.63$ at $\theta = +16$ hours; For the SPBSOI station, a high correlation ($r_{\Omega}^{VU}(\theta, t) = +0.66$ at $\theta = -7$ hours) is observed only at the uppermost horizon of 0.5 m. In general, for the entire period of flow measurements, high values of the invariant $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ are observed more often than for the invariant $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$, but with the same pronounced degree of nonstationarity, and cover layers that are larger in depth than that of the invariant $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$.

Thus, the results of mutual correlation analysis reveal a very complex nature of the statistical relationship between $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$. In the western (station 21) and central (station 20) parts of the Gulf of Finland, during the propagation of low-frequency waves, which affect the formation of dangerous sea level rises, the transfer of energy from the tangential friction of the wind in a moving deep atmospheric cyclone to the water masses is carried out through orthogonal oscillations $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$, and in the east of the bay, both collinear and orthogonal changes $\vec{\tau}(t)$ have a significant influence on the generation

of wave-like perturbations of currents. High values of invariant $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ and $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ estimates during this period indicate that low-frequency waves affecting dangerous level rises are stimulated. Analysis of the results of mutual correlation analysis between $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$ for the entire time of measurements of currents does not reveal any patterns between periods of high correlation and changes in the directions and velocities of wind flows: high values of invariants $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ and $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ are observed both in strong and weak winds of various directions. Apparently, the correlation between $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$ a significant influence is exerted by the velocities of atmospheric cyclones and anticyclones.

5. MECHANISMS OF INTERANNUAL VARIABILITY OF STORM SURGES

Interannual changes in the number of storm surges in various regions of the Baltic Sea (including the Gulf of Finland) were estimated in the work of T. Wolski et al. (Wolski et al., 2014) for the period 1960 – 2010 according to the criterion ≥ 70 cm, relative to the European Vertical Reference System (EVRS). The results showed the presence, in almost all cases, of positive linear trends in interannual changes in the number of storm surges, indicating that on various coasts of the Baltic Sea in the 50-year period considered by the author, their number is steadily increasing. Johansson's work (Johansson et al., 2001) evaluated trends calculated for each year, standard deviations and sea level maximums at 13 stations on the coast of Finland using a series of level values with an interval of 4 hours. The longest length of level series at these stations was 111 years (from 1888 to 1999). The results showed that in the Gulf of Finland at the Hanko and Hamina stations in the last century, significant positive linear trends were observed in changes in standard deviations and maximums of sea level fluctuations. A 15-year moving average of the series of these characteristics showed that their greatest increase was noted in the 1960s-1970s of the last century, and then there was a tendency to decrease the values of standard deviations and maxima of sea level fluctuations. Tylkowski and Hojan (Tylkowski, Hojan, 2018) used quantile analysis to investigate interannual changes in extreme events in hydrometeorological processes off the Polish Baltic coast, including sea level fluctuations. Their results showed that between 1965 and 2014 there was a significant positive trend in changes in the number of days with extreme sea level rises. The results of the allocation of storm surges in the Gulf of Finland according to the proposed criterion 3σ , presented in Chapter 2, indicate that in recent decades there has been a tendency to reduce the number of storm surges, variance and sea level maximums. Historical data on the floods that occurred in St. Petersburg indicate that their number increased in the late XX and early XXI centuries. The results presented in Figure 2.1 show that over the past 30 years, the number of floods at the mouth of the Neva has increased by 1.6 times

compared to the previous thirty years. Different trends in estimates of the interannual variability of the number of storm surges in the Baltic Sea are apparently associated with non-synchronous observation periods involved in the analysis. However, the extent of the interannual variability of the frequency of dangerous sea level rises in the east of the Gulf of Finland is still unclear.

A. E. Antonov (Antonov, 2001) investigated the dependence of interannual changes in the number and intensity of the Neva floods on various indices of atmospheric circulation, solar activity, planetary-cosmic and regional hydrometeorological processes. The long-term forecasts of the Neva floods developed by the author on the basis of these predictors are not confirmed by time.

One of the hypotheses of the increase in the frequency of floods in recent decades may be associated with long-term changes in the characteristics of atmospheric cyclones. Indeed, our knowledge of the mechanisms of flood generation at the mouth of the Neva gives good reason to assume that the interannual variability of anemobaric forces in cyclones, their numbers, trajectories and velocities of movement should, apparently, influence changes in the frequency of dangerous sea level rises in the east of the Gulf of Finland.

The characteristics of atmospheric cyclones over the Baltic Sea were studied for the period 1948–2002 in (Sepp, Jaagus, 2011). The authors showed that in long-term changes in the number of deep cyclones (pressure at the center <1000 hPa), a positive significant linear trend is observed. The largest number of deep cyclones was observed in 1973 (32), and the smallest in 1996 (6) and 1953 (8). That their depth for the period from 1948 to 2002 increased by an average of 2.2 hPa.

In the work of S. M. Gordeeva and V. N. Malinin (Gordeeva, Malinin, 2012), the number of cyclones whose trajectories passed through the area bounded by 59° - 66° N and 21° - 30° E for the period from 1958 to 2008 was estimated. The values of the correlation coefficients between the number of Neva floods and the number of cyclones turned out to be low ($0.28 \div 0.32$). Quantile analysis did not reveal any noticeable interannual changes in the trajectories of all cyclones passing through the area chosen by the authors. However, for "flood" cyclones on the Greenwich meridian, there was a

noticeable (about 1000 km) mixing to the north of the median trajectories between the periods 1958 - 1975 and 1976 - 2008, while on the meridian of St. Petersburg this shift was insignificant compared to the size of atmospheric cyclones. The disadvantages of this work include the insufficiently correct choice of the area in which the characteristics of cyclones were evaluated, since according to historical information, the trajectories of the "flood cyclones" can pass both north and south of the area chosen by the authors (Makrinova, 1954).

The second hypothesis of an increase in the frequency of dangerous sea level rises in the east of the Gulf of Finland can be associated with the theoretical identification of the waves of the Neva floods as baroclinic topographic waves (Zakharchuk, Tikhonova, 2011). Such identification does not exclude the hypothesis about the influence of interannual changes in the baroclinic conditions of the Baltic Sea on the frequency of generation of dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland. The paper also examines the influence of seasonal fluctuations in the level of the Baltic Sea on the formation of dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland.

5.1. Influence of atmospheric cyclone characteristics on interannual variability of storm surges

While many scientific papers have been devoted to the study of the mechanisms leading to the emergence of dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland, less attention has been paid to the causes and physical mechanisms that cause their interannual variability, and this issue remains insufficiently studied.

In this chapter, on the basis of statistical analysis of modern hydrometeorological data, the dependence of interannual changes in the frequency of dangerous sea level rises in the east of the Gulf of Finland on various hydrometeorological factors is assessed.

One of the main causes of storm surges, which cause dangerous sea level rises in the east of the Gulf of Finland, is associated with the influence of anemobaric forces in deep cyclones passing over the Baltic Sea (Antonov, 2001; Gordeeva, Malinin, 2012; Sepp, Jaagus, 2011). In this regard, the hypothesis was investigated, according to which the increase in the frequency of dangerous sea level rises in the east of the Gulf of Finland in recent decades is due to the interannual variability of the characteristics of atmospheric cyclones (their depth, trajectories, wind speed in the cyclone).

To study the features of spatial-temporal changes in meteorological characteristics during periods of storm surges, urgent (4 times a day) data of instrumental wind measurements at hydrometeorological stations (HMS) Vyborg (from 1966 to 2017), Ozerki (from 1977 to 2018) and atmospheric pressure at the Kronstadt station, which were provided by the North-West Department of the Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring (SZ UGMS Roshydromet), were used (<http://www.meteo.nw.ru>), as well as wind and barometric pressure data from the ERA reanalysis (Hersbach et al., 2020). Sampling data from ERA 5 (<https://cds.climate.copernicus.eu>) was produced with a time interval of 1 hour and a spatial resolution of $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$

The atmospheric pressure data of the ERA5 reanalysis were compared with atmospheric pressure measurements at 10 coastal stations on the Swedish coast of the Baltic Sea, obtained from the resource of the Swedish Institute of Meteorology and Hydrology (<https://www.smhi.se>) and at one station in the eastern part of the Gulf of Finland (Kronstadt). The comparison showed a very good agreement: the values of the correlation coefficients between the compared series varied from 0.98 to 1.00, which indicates a fairly high linear relationship between the model and the changes in atm observed at the stations. Pressure; The absolute error estimates were not large and varied from 0.30 to 0.73 hPa; relative error values varied within 0.33 – 0.83%; estimates of the accuracy criterion showed that from 98 to 100% of the values in the atmospheric pressure reanalysis series of ERA-5 do not go beyond $<0.674\sigma$, where σ is the average deviation of the series of instrumental measurements of atmospheric pressure.

Estimation of the most probable wind directions and velocities during storm surges was carried out by calculating the two-dimensional densities of the probability distribution of wind velocity vectors according to the method described in (Rozhkov, 1984). Wind distributions were estimated for the points of the ERA 5 grid reanalysis area closest to hydrometeorological stations at time intervals when level rises exceeded 3σ values. For comparison, two-dimensional probability densities of wind vectors were also estimated from instrumental measurements at the Vyborg HMS.

Figure 5.1 illustrates that for the considered areas of the northern coast of the Gulf of Finland and in the area of its summit, a single-mode structure of probability densities of wind vectors prevails, indicating that storm surges occur here with winds of western rhumbs blowing at the most probable speed of 9-12 m/s, and the probability of such winds increases when moving from west to east. Off the southern coast of the bay, the wind structure changes during storm surges: other modes appear in the probability distributions of wind velocity vectors. In contrast to the northern coast, in Tallinn and Sillamäe, storm surges with level rises greater than 3σ occur most often with westerly and southwesterly winds with lower values of the most likely wind speed of 5 m/s. In the area of the Shepelevo station, in addition to the mode of southwest winds with speeds of 11 m/s, an equivalent mode of wind speeds of 7 m/s, having the same directions, stands out. It can

also be seen that the probability of wind values off the southern coast increases from east to west.

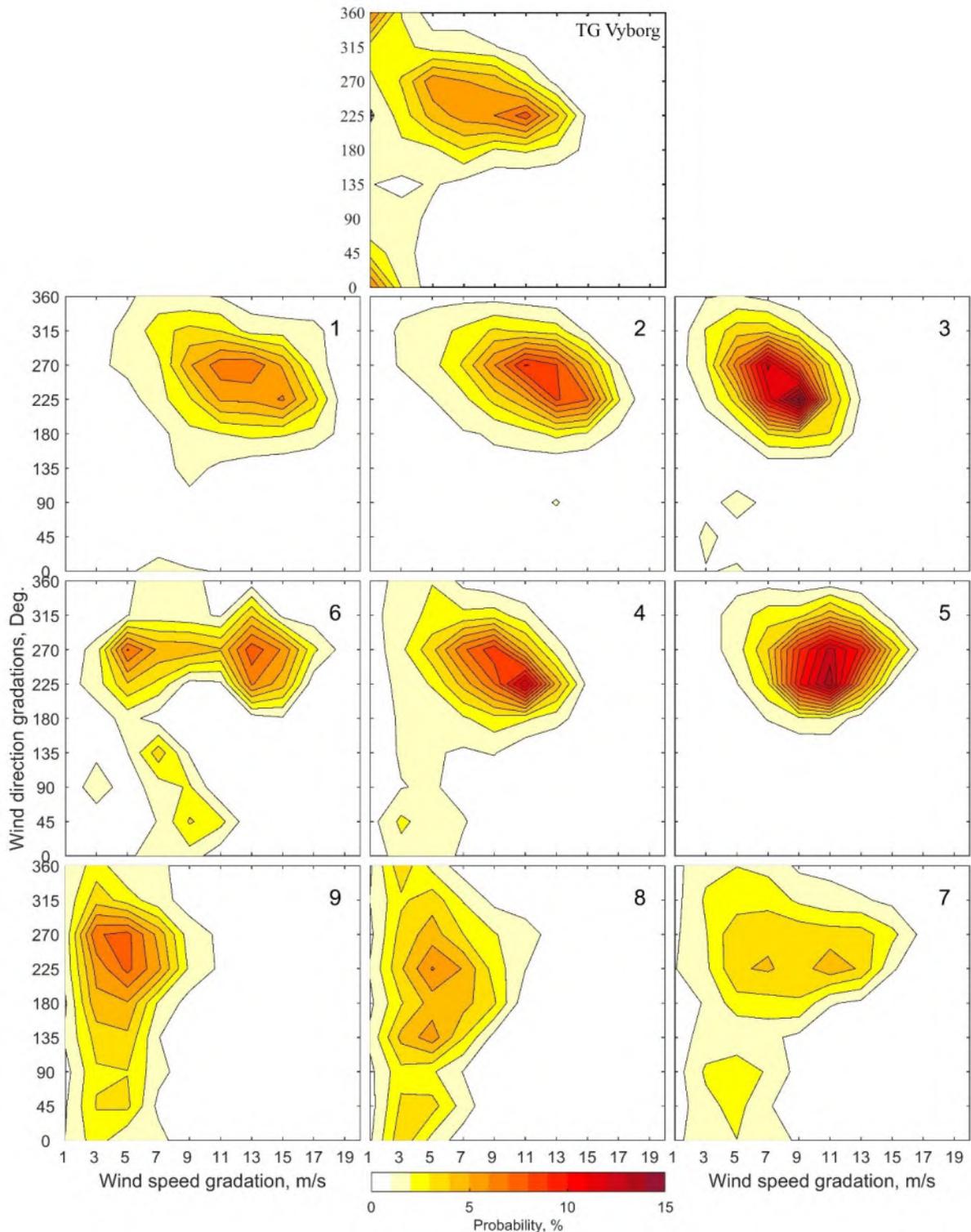


Figure 5.1. Two-dimensional density of probability distribution of wind velocity vectors calculated for periods of storm surges of sea level exceeding 3σ by instrumental measurements at HMS Vyborg and by reanalysis data ERA-5.

According to the ERA 5 reanalysis, the probability distributions of atmospheric pressure during storm surges exceeding the value of 3σ were also estimated. Figure 5.2 shows the probability distributions of atmospheric pressure values during storm surges with sea level rise $>3\sigma$. Near the northern coast and at the top of the bay (Kronstadt), the most probable values of atmospheric pressure during storm surges are 995 hPa. When moving to in the south, the most probable values of atmospheric pressure increase to 1010 hPa (Hogland region). At the southern coast of the Gulf of Finland, atmospheric pressure values of 1005 - 1015 hPa are most likely (Fig. 5.2). The results shown in Figure 5.2 indicate that the atmospheric pressure over the Gulf of Finland during storm surges is not very low. This is due to the fact that the trajectories of the centers of cyclones that cause storm surges pass north of the Gulf of Finland (Gordeeva, Malinin, 2014; Zakharchuk, Sukhachev, Tikhonova, 2014; Zakharchuk, Sukhachev, Tikhonova, 2015).

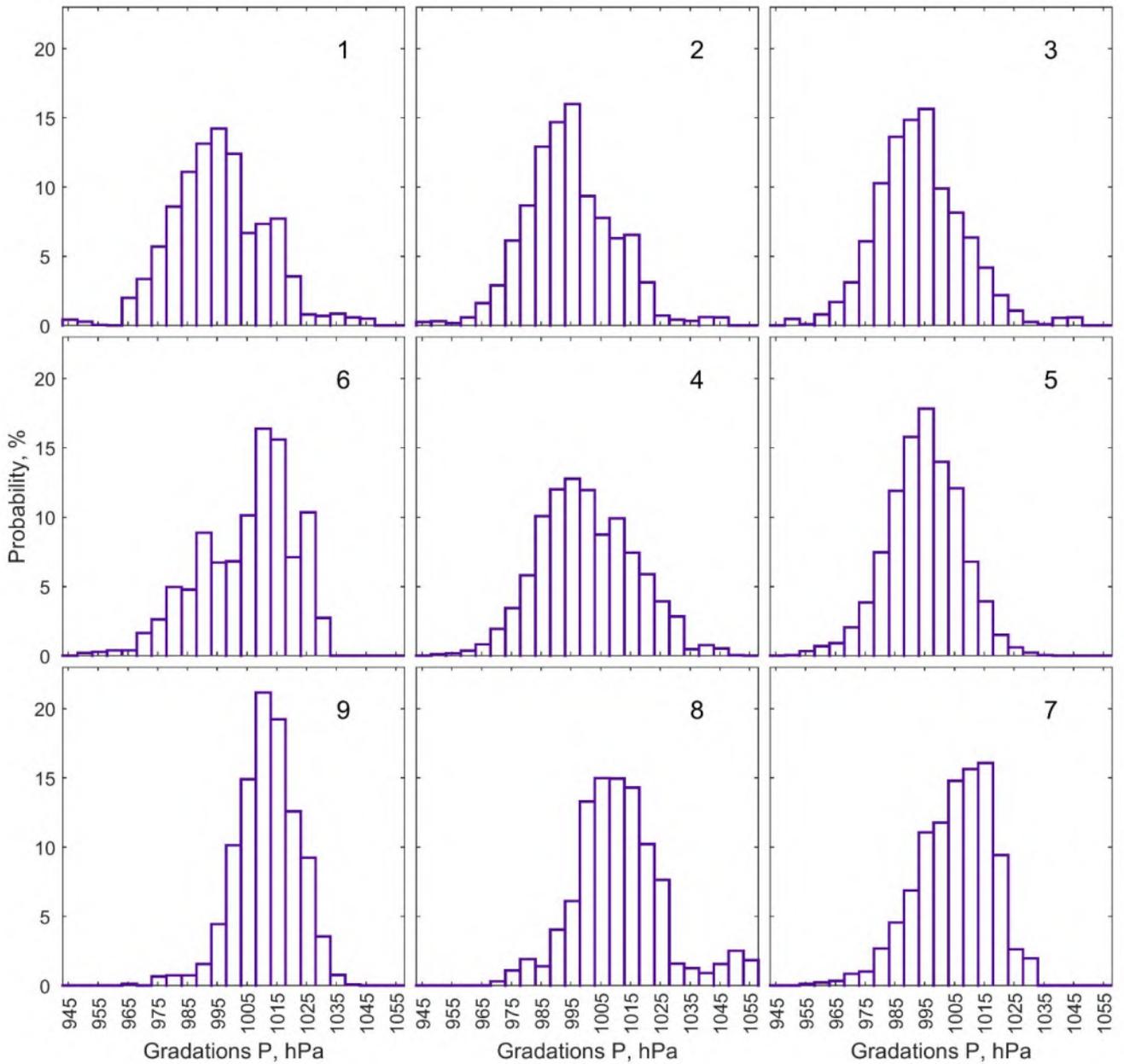


Figure 5.2. Probability distributions of atmospheric pressure values during storm surges with sea level rise $>3\sigma$.

To interpret the identified features in changes in storm surges, current trends in meteorological processes were analyzed. Figure 5.3 shows the interannual changes in the estimates of the linear invariant of the variance tensor of the horizontal atmospheric pressure gradient $I_1(0)$ as one of the characteristics of the indicator of cyclogenesis intensity in the atmosphere.

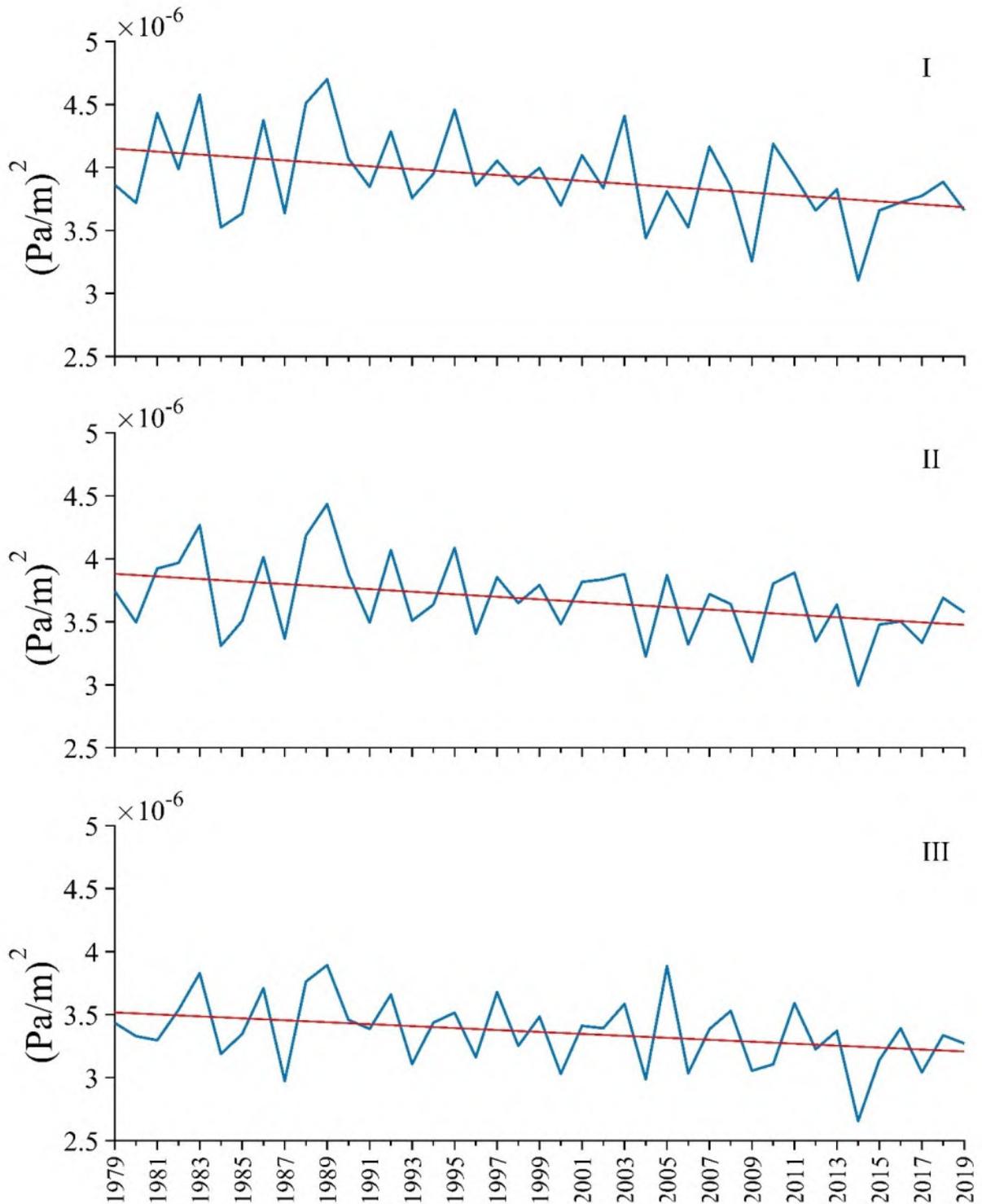


Figure 5.3. Change in the linear invariant of the variacne tensor of the horizontal atmospheric pressure gradient $I_1(0)$ in atmospheric cyclones over three regions of the Gulf of Finland: western (I), central (II) and eastern (III) (the locations of the areas are given in Figure 2.2). The red line indicates a linear trend.

To assess the intensity of atmospheric cyclones, the variance of the horizontal gradient of atmospheric pressure $I_1(t)_{\text{Grad}P_a}$ in cyclones was calculated. To do this, at the beginning, according to the ERA 5 reanalysis data (Hersbach et al., 2020) obtained from the resource (<https://cds.climate.copernicus.eu>) for the region bounded by the coordinates 30°-87.5° N, 80°-60° E, hourly fields of atmospheric pressure values at sea level (P_a) were selected. According to the methodology described in the works (Bardin M.Y., 2005; Golitsyn et al., 2007), cyclones were allocated for each period in the atmospheric pressure field, as areas of reduced pressure, bounded by closed isobars, by excluding the average value over the field $\overline{P_a}$. For negative inhomogeneities, a horizontal gradient was calculated pressure ($\text{Grad}P_a$). Since $\text{Grad}P_a$ is a vector quantity, a linear invariant of the variance tensor $\text{Grad}P_a$ was calculated to estimate its intensity (Rozhkov, 1984):

$$I_1(t)_{\text{Grad}P_a} = D_u(t) + D_v(t) \quad (5.1)$$

where D_u, D_v – variance of the components of $\text{Grad}P_a$ per parallel and meridian, t is time. Estimates of $I_1(t)_{\text{Grad}P_a}$ were made taking into account the non-stationary process: the quasi-stationary period for calculating $I_1(t)_{\text{Grad}P_a}$ was taken equal to 1 year.

In all three regions of the Gulf of Finland, there are negative significant linear trends in estimates $I_1(0)$, indicating a decrease in the intensity of atmospheric cyclones over the Gulf of Finland in the late twentieth and early twentieth centuries (Figure 5.3).

The decrease in cyclonic activity over the Gulf of Finland is evidenced by the results of the analysis of instrumental wind measurements at the Ozerki and Vyborg stations in the second half of the twentieth and early twentieth centuries. Figure 5.4 shows the cases of the wind of the western rhumbs, which had speeds of ≥ 11 m / s, observed at these stations from September to February and the maximum wind values for the year. The results show that in the temporal course of various wind characteristics, pronounced negative significant trends are noted.

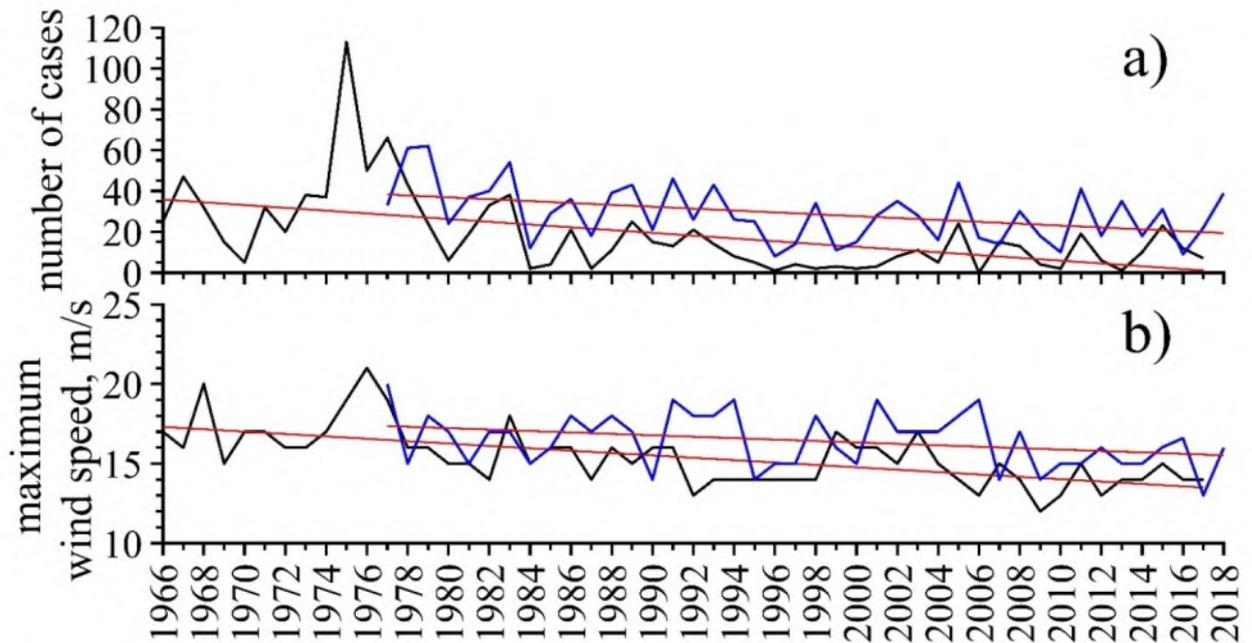


Figure 5.4. Interannual changes in the number of cases when the wind at the HMS stations Ozerki (blue line) and Vyborg (black line) had directions SW-NW (225° - 315°) and speed ≥ 11 m/s in the period from August to March inclusive (a), as well as the values of the maximum wind speed for each year at these stations (b). Straight red lines show significant linear trends.

To study interannual changes in the number of atmospheric cyclones, their depth, velocities of movement and trajectories of their center, the archive of cyclonic activity characteristics in the Northern Hemisphere from 1958 to 2008 with a time interval of 6 hours (Northern Hemisphere Cyclone Locations and Characteristics from NCEP/NCAR Reanalysis Data) was used. The algorithm for calculating the parameters of cyclones presented in this archive is described in the paper (Serreze et al., 1997). The same area was chosen for the work as when working with the ERA-5 reanalysis. From the entire data array, only those cyclones were selected, the centers of which fell into a given area and the pressure in the center of which was less than 1005 mb.

Figures 5.5 and 5.6 illustrate the change in quantiles of estimates of the depth of atmospheric cyclones having a pressure at the center of ≤ 1005 hPa. It can be seen that in the estimates of the median $MeD_{Z_n}(t)$ there is a significant negative linear trend, while in the estimates of atmospheric pressure minimums, the negative linear trend is not significant. Analysis of quadratic trends showed that until the mid-1980s, the depth of atmospheric cyclones increased and then began to decrease.

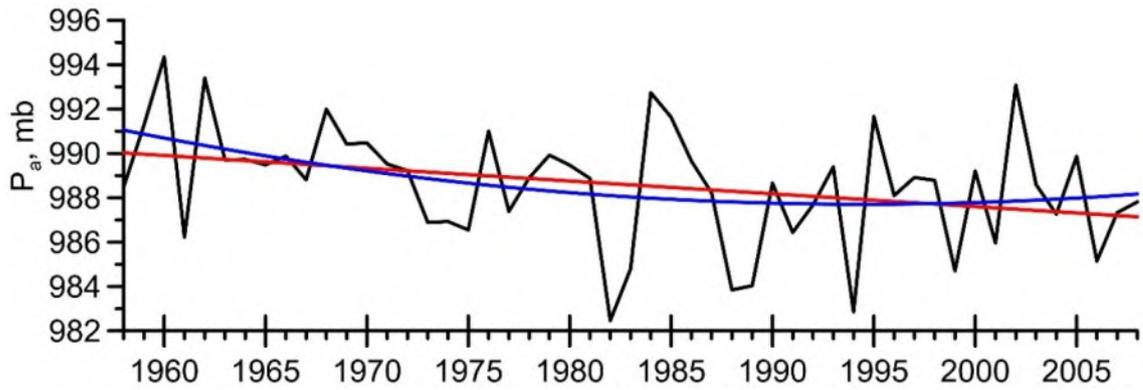


Figure 5.5. Time change in the median $MeD_{Zn}(t)$ of atmospheric pressure estimates at the center of cyclones ≤ 1005 mb (black line), significant linear trend (red line), significant quadratic trend (blue line).

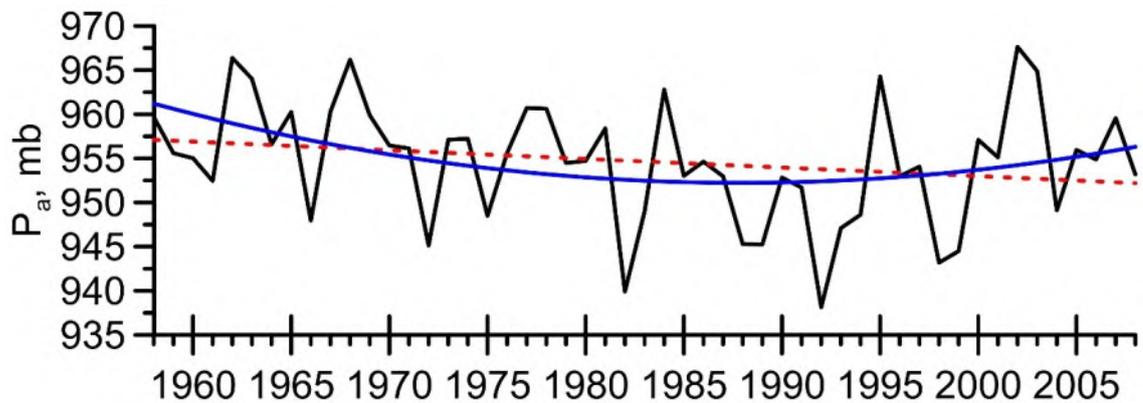


Figure 5.6. Time changes in the minimum $MinD_{Zn}(t)$ estimates of atmospheric pressure in the center of cyclones ≤ 1005 mb (black line), non-significant linear trend (red line dotted), significant quadratic trend (blue line).

When describing the physical mechanisms of flood formation at the mouth of the Neva, great importance is attached to the velocities of atmospheric cyclones. When their velocity coincides with the velocity of propagation of a free wavelength in a sea level field, a resonance occurs, which leads to a particularly significant increase in its amplitude (Labzovsky, 1971). Figures 5.7 and 5.8 show the results of quantile analysis of atmospheric cyclone velocity estimates. It can be seen that the maximum velocities of cyclones reach 36.5 m/s, and the median range from 11.2 to 11.7 m/s. Long-term trends in the variability of this characteristic do not reveal significant changes: linear and quadratic trends in estimates of the speed of cyclones are not significant.

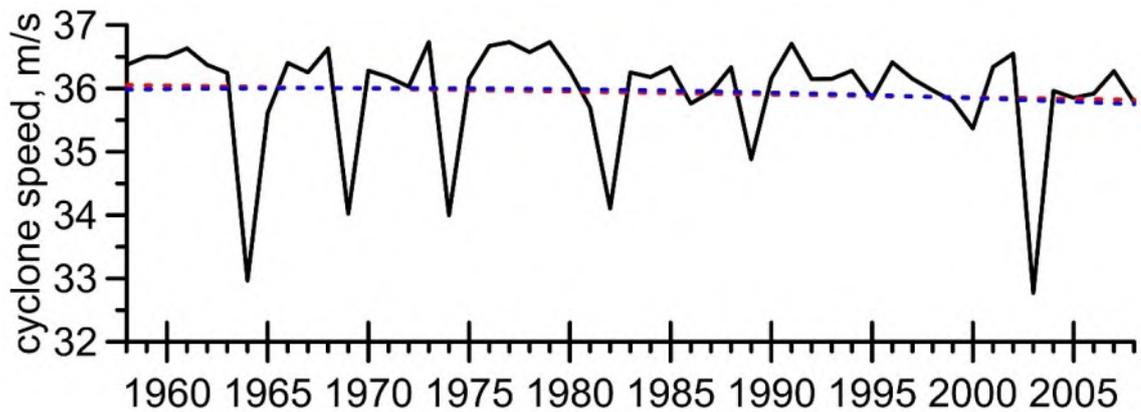


Figure 5.7. Change in time of the maxima of the velocity of atmospheric cyclones $MaxV_{Zn}(t)$ (black line), not a significant linear trend (red line, dotted line), not a significant quadratic trend (blue line, dotted line).

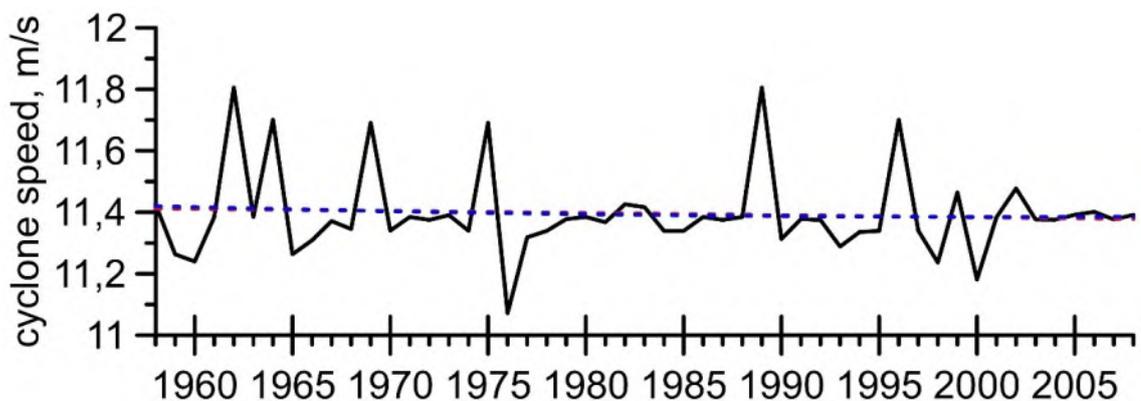


Figure 5.8. Change in time of the median velocity of atmospheric cyclones $MeV_{Zn}(t)$ (black line), non-significant linear trend (red line, dotted line), non-significant quadratic trend (blue line, dotted line).

In the work (Zakharchuk, Tikhonova, 2011), on the basis of Fourier analysis of level measurements at mainland and island stations in the Gulf of Finland, it was shown that during periods of formation of dangerous sea level rises, the velocities of propagation of flood waves vary from 4.5 to 11.2 m/s. In this regard, it seems useful to estimate the number of cases when a resonance is possible between anemobaric forces in cyclones moving over the Baltic and free long waves in the sea level field. Such a resonance is possible, when the velocities of atmospheric cyclones are close to the phase velocities of propagation of flood waves (Zakharchuk, Tikhonova, 2011; Labzovsky, 1971). Figure 5.9 shows a graph of the change over time in the number of cases of $NV_{Rez}(t)$ in the autumn-winter periods, when atmospheric cyclones moved at speeds of 4.5 – 11.2 m/s.

In these estimates, there is a weak positive linear trend, which is not significant, while a significant quadratic trend shows that before the early 1990s, the number of cases increased, and after this period there was a downward trend.

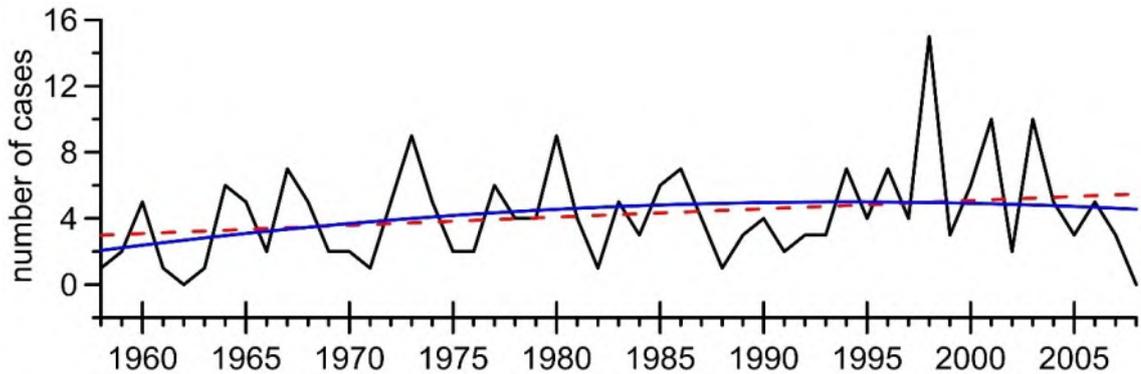


Figure 5.9. The number of cases of $NV_{Rez}(t)$ in September-February, when atmospheric cyclones moved at speeds of 4.5 – 11.2 m/s. A significant linear trend (red line, dotted line), a significant quadratic trend (blue line).

Figure 5.10 shows the result of a quantile analysis of the positions of the centers of atmospheric cyclones. This analysis did not reveal significant changes in the trajectories of their movement over the Baltic Sea. In interannual changes in the median location of the centers of cyclones $MeC_{Zn}(t)$, there are 2-4 year fluctuations and a weakly expressed positive linear trend, which is not significant.

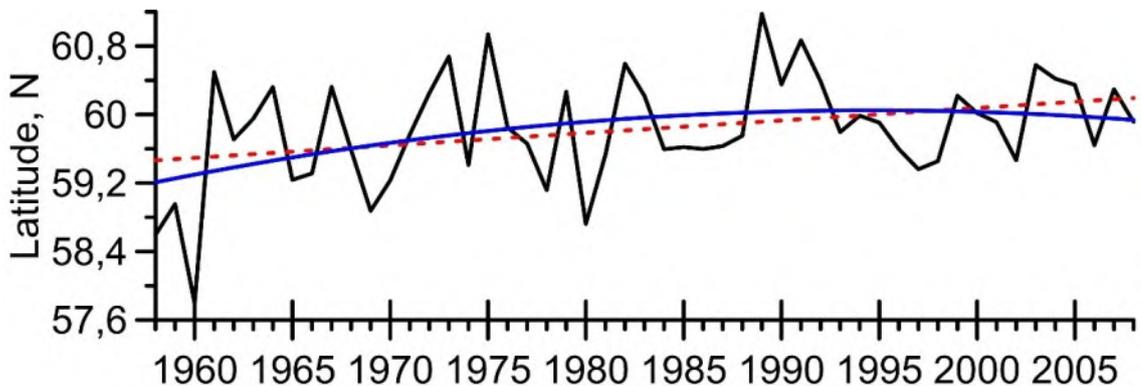


Figure 5.10. Change in time of the median trajectories of the center of atmospheric cyclones $MeV_{Zn}(t)$ (black line), non-significant linear trend (red line, dotted line), significant quadratic trend (blue line).

To further study the relationship between the characteristics of atmospheric cyclones and the interannual variability of the number of Neva floods, a mutual correlation analysis was carried out between them. Table 5.1 shows the coefficients of the maximum correlation between the number of floods at the mouth of the Neva and the

selected meteorological predictors. They show that there is no relationship between the frequency of dangerous sea level rises in the east of the Gulf of Finland and the different characteristics of atmospheric cyclones.

Table 5.1. Results of mutual correlation analysis between changes in the number of floods at the mouth of the Neva $\eta(t)$ and various meteorological predictors.

№	$\eta(t) \times$ meteorological predictor	Maximum correlation coefficient
1	$\eta(t) \times I_1(t)_{\text{GradPa}}$	0.004
2	$\eta(t) \times \text{Me}C_{Zn}(t)$	0.341
3	$\eta(t) \times \text{Me}D_{Zn}(t)$	0.317
4	$\eta(t) \times \text{Min}D_{Zn}(t)$	0.314
5	$\eta(t) \times N_{990}(t)$	0.390
6	$\eta(t) \times \text{Max}V_{Zn}(t)$	0.061
7	$\eta(t) \times \text{Me}V_{Zn}(t)$	0.170
8	$\eta(t) \times NV_{\text{Rez}}(t)$	0.025
9	$\eta(t) \times \text{Max}W(t)$	0.055
10	$\eta(t) \times N_W(t)$	0.335

Notes - $I_1(t)_{\text{GradPa}}$ is a linear invariant of the atm pressure gradient, $\text{Me}C_{Zn}(t)$ is the median of estimates of the positions of the cyclone centers; $\text{Me}D_{Zn}(t)$ is the median of cyclone depth estimates; $\text{Min}D_{Zn}(t)$ - estimates of atm pressure minimums in the centers of cyclones; $N_{990}(t)$ - the number of cyclones with a pressure in the center of less than 990 mb; $\text{Max}V_{Zn}(t)$ - variability of maxima in the velocities of cyclones; $\text{Me}V_{Zn}(t)$ - changes in the median velocity of cyclones; $NV_{\text{Rez}}(t)$ - the number of cases of cyclones with speeds from 4.5 to 11.2 m/s; $\text{Max}W(t)$ - changes in the speed maxima of the west and south-west winds; $N_W(t)$ is the number of cases when the speed of the westerly and south-west winds was ≥ 11 m/s.

Thus, the results of statistical analysis of meteorological information do not confirm the hypothesis about the influence of interannual variability of various characteristics of atmospheric cyclones on the increase in the frequency of floods at the mouth of the Neva in recent decades. If the increase in the number of dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland were associated only with the meteorological parameters we estimated, we would observe a similar trend in their variability. However, our analysis of meteorological characteristics shows the absence of significant linear trends in changes in the depth of cyclones, their number, trajectories and speeds of their movement, the number of cases of strong winds in western and southwestern directions,

as well as the presence of a significant negative trend in the interannual variability of the maxima of these winds.

The results of the mutual correlation analysis between the number of floods and various characteristics of cyclone dynamics estimated for the Baltic Sea region, presented in Table 5.1, also serve as a refutation of the "meteorological" nature of the observed long-term trends in changes in the number of Neva floods, which indicate the absence of a connection between these processes.

The results obtained above indicate that the intensity of anemobaric forces in deep cyclones and the variability of their other parameters alone are not enough to excite dangerous sea level rises. Perhaps the conditions of the marine environment in which the waves of the Neva floods are generated and evolve are also of great importance here.

5.2. On the influence of changes in the baroclinity of the Baltic Sea on the interannual variability of dangerous sea level rises

In a number of works (Zakharchuk, Sukhachev, 2013; Zakharchuk, Tikhonova, 2011), on the basis of theoretical and empirical studies, it was shown that the waves of the Neva floods are identified as baroclinic topographic waves. Therefore, it can be assumed that the interannual variability of the baroclinic conditions of the Baltic Sea has a significant impact on the frequency of dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland. The forces of tangential wind stress and the horizontal gradient of atmospheric pressure in deep cyclones bring the thermodynamic system of the Baltic Sea out of equilibrium at the frequency of its natural oscillations, forming a perturbation of sea level, the relaxation of which in the low-frequency frequency range occurs in the form of baroclinic topographic waves propagating eastward into the Gulf of Finland. However, for the abnormal growth of their amplitude, which ultimately affects the dangerous rise in the level in the Neva Bay, favorable baroclinic conditions of the basin are necessary.

To test the assumption about the influence of interannual changes in the baroclinic conditions of the Baltic Sea on the frequency of generation of dangerous level rises, we used data reanalysis of the hydrophysical fields of the Baltic Sea, obtained within the framework of the MyOcean project, and including arrays of average monthly values of temperature, salinity, horizontal components of the velocities of currents c vertical resolution of 5 m and spatial resolution of 5.6 km for 1990 – 2009, obtained by assimilation of ship and satellite data in a three-dimensional baroclinic hydrodynamic model of the ocean Hiromb-BOOS-Model (HBM-V1) (MyOcean Products. <http://www.myocean.eu>).

According to the MyOcean reanalysis, the $\Delta\rho$ average annual values of vertical ($\Delta\rho_z$) and horizontal ($\text{Grad}\rho_{xy}$) gradients of seawater density for the period 1990 – 2009 were estimated in the nodes of the grid area for each layer and horizon, respectively and the number of floods $\eta(t)$ using the following methodological approaches. The evaluation

of the normalized mutual correlation function between $\Delta\rho(t)$ and $\eta(t)$ was carried out according to the well-known formula:

$$r_{\Delta\rho,\eta}(\tau) = \frac{K_{\Delta\rho,\eta}(\tau)}{\sqrt{K_{\Delta\rho}(0)K_{\eta}(0)}} \quad (5.2)$$

where $K_{\Delta\rho}(0)$, $K_{\eta}(0)$ are the variance of the two scalar processes $\Delta\rho(t)$ and $\eta(t)$, and $K_{\Delta\rho,\eta}(\tau) = \frac{1}{T-\tau} \int_0^{T-\tau} \Delta\rho(t)\eta(t+\tau) dt$ are their mutual covariance function, T is the length of the realization, τ is the time shift.

Figure 5.11 illustrates the results of a mutual correlation analysis between the number of floods at the mouth of the Neva and changes in the baroclinic conditions of the Baltic Sea. In the northeast of the open Baltic, at the entrance to the Gulf of Finland, there is an area where the correlation coefficients between $\eta(t)$ and $\Delta\rho(t)$ approach 0.60 (Figure 5.11a), indicating that the increase in the number of Neva floods is associated with increased stratification. The scheme of quasi-constant circulation of the waters of the Baltic Sea, presented in the paper (Terziev, Rozhkov, Smirnova, 1992), shows that it is in this area that the waters of the Gulf of Finland freshened by continental runoff and the saltier transformed North Sea waters coming from the southwestern part of the Baltic Sea meet. This result, taking into account our previous studies (Zakharchuk, Sukhachev, 2013; Zakharchuk, Tikhonova, 2011), indicates that the most favorable stratification conditions are formed in the selected area for the generation of baroclinic topographic waves that form dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland.

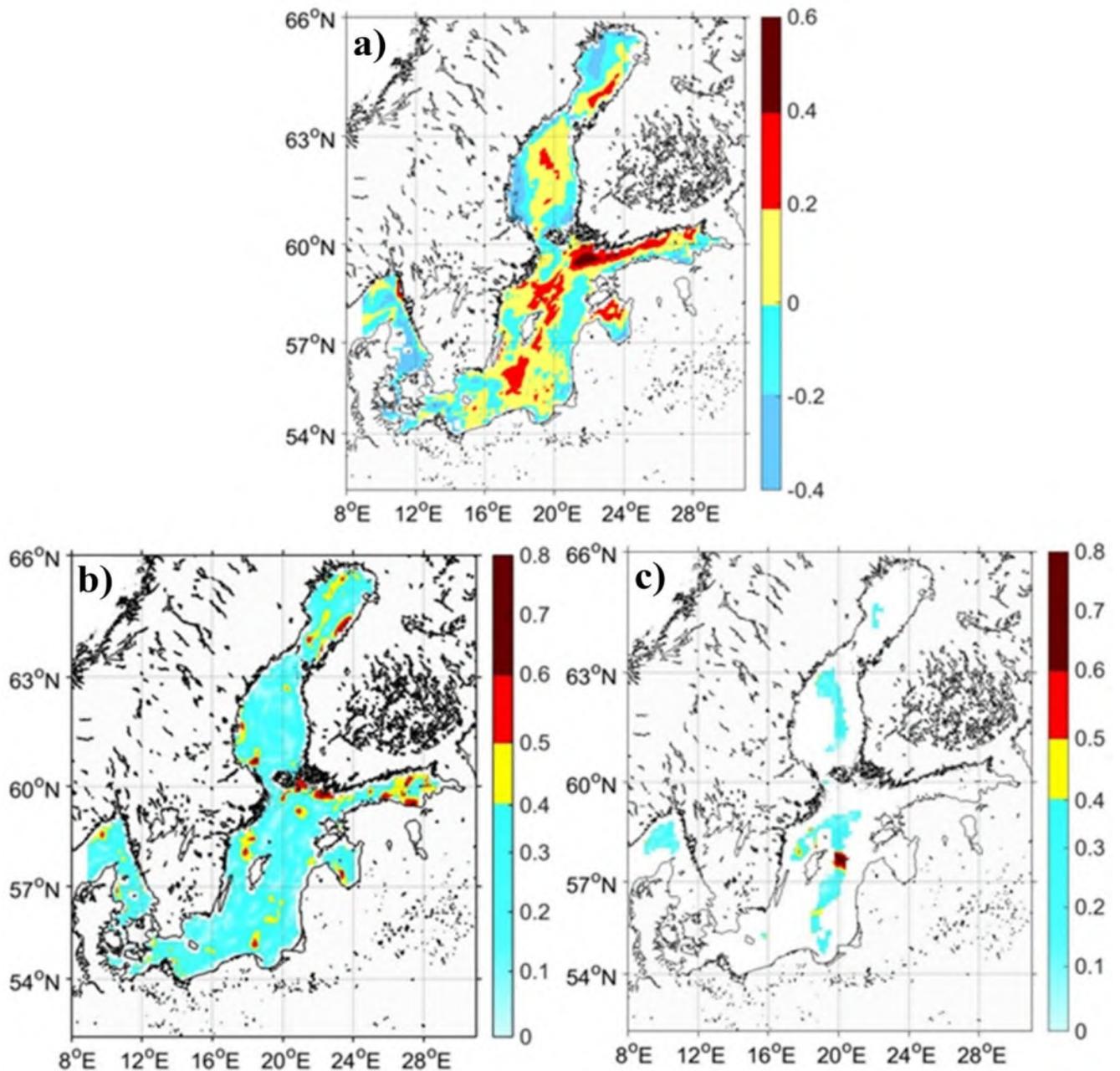


Figure 5.11. Maximum values of the correlation coefficients between the number of Neva floods $\eta(t)$ and the vertical gradient of seawater density in a layer of 5-10 m (a); between $\eta(t)$ and the horizontal gradient of seawater density ($\text{Grad}\rho$) in the surface layer (b) and at the horizon of 85 m (c).

For several local waters of the Baltic Sea, high values of the correlation coefficients between $\text{Grad}\rho(t)$ and $\eta(t)$, are observed, reaching 0.66 – 0.73 (Fig. 5.11 b, c). Such water areas in the central Baltic and the Gulf of Finland were the area of the Gotland deep, the water area adjacent to the southwestern coast of Finland, as well as the area of the Narva Bay.

There is no doubt that the global warming observed in recent decades also affects the change in the baroclinic conditions of the Baltic Sea, which have apparently become more favorable for the generation of baroclinic topographic waves that form floods in the east of the Gulf of Finland. This hypothesis can be confirmed by Figure 5.12, which shows changes over time in estimates of temperature, salinity and density differences between the surface and bottom layers at three stations in the Gulf of Finland. These long-term series of thermohaline characteristics were obtained on the basis of ship measurement data, the gaps in which were filled with temperature and salinity values from the MyOcean Oceanological Field Reanalysis Archive.

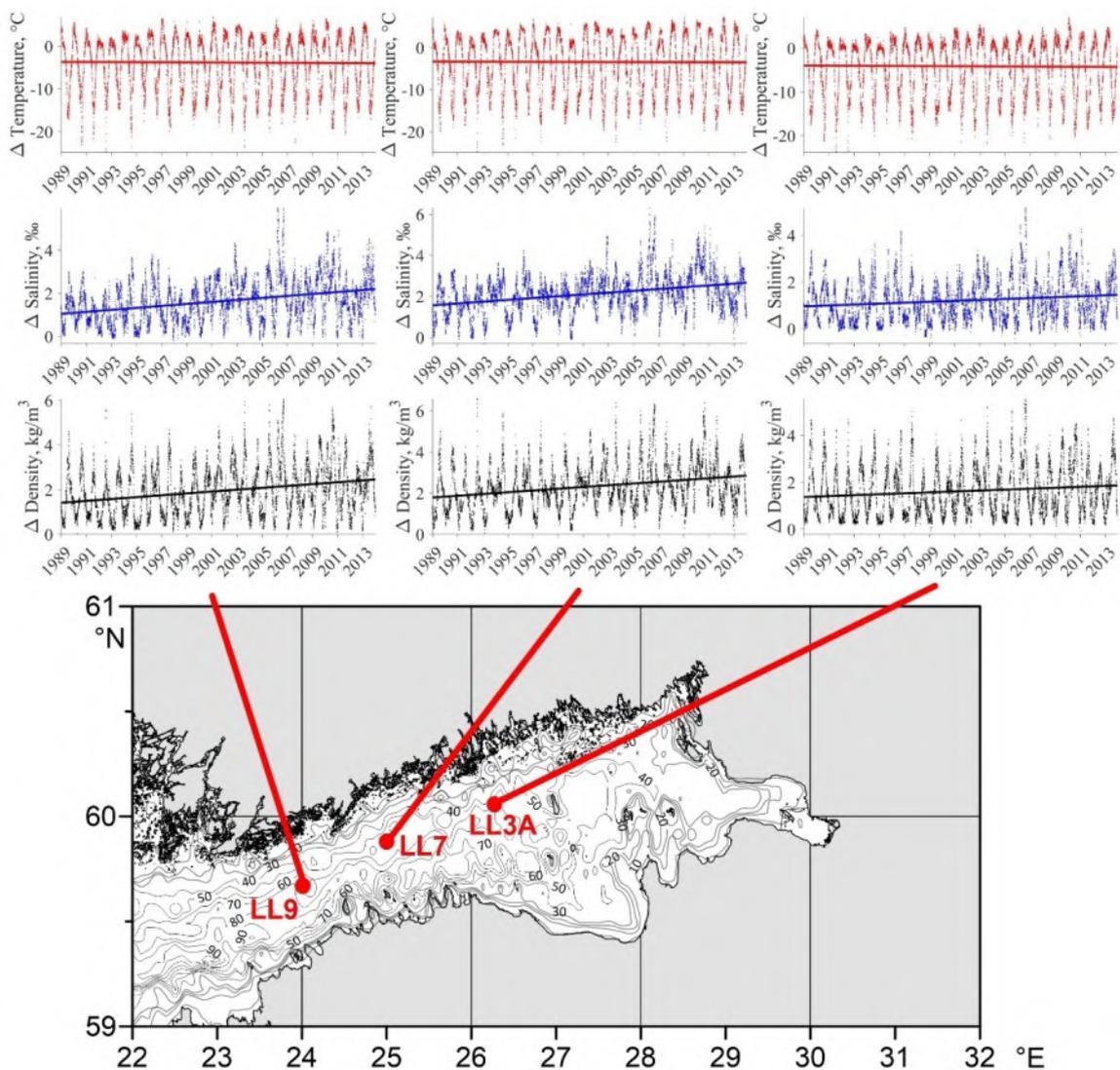


Figure 5.12. Changes in time estimates of temperature (red), salinity (blue) and density (black) between the surface and bottom layers at three stations in the Gulf of Finland (LL9, LL7 and LL3A). Straight lines indicate significant linear trends, dotted lines indicate non-significant ones.

The results are presented in Figure 5.12, show that in recent decades in the Gulf of Finland there has been an increase in stratification, which is primarily associated with an unequal decrease in salinity in the surface and bottom layers. At the surface, salinity decreases faster than at the bottom, which is why a positive trend is well expressed in the estimates of its difference, while the increase in temperature in the surface and bottom layers occurs with the same intensity, this is indicated by the absence of a significant linear trend in the estimates of the temperature difference. Thus, according to theoretical studies (Zakharchuk, Tikhonova, 2011), the conditions for the generation of baroclinic topographic waves, which make a significant contribution to the formation of dangerous level rises in the Gulf of Finland, are becoming more favorable. Apparently, because of this, the number of Neva floods in the last thirty years has increased markedly.

5.3. Effect of interannual variability of seasonal variations in sea level on storm surges

Studies show that the contribution of seasonal fluctuations in the Baltic Sea to dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland in some years can reach 26% (Zakharchuk, Tikhonova, 2011).

To study interannual changes in the level of the Baltic Sea, an array of combined altimetry data from several satellites was used: Jason-3, Sentinel-3A, HY-2A, Saral/AltiKa, Cryosat-2, Jason-2, Jason-1, T/P, ENVISAT, GFO, ERS1/2, including sea level anomaly fields (SLA) with a spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ and a resolution of 1 day (E.U. Copernicus Marine Service Information <http://marine.copernicus.eu>) obtained by the method of optimal interpolation for the period 1993 – 2018 (Bretherton, Davis, Fandry, 1976; Pujol et al., 2016). When creating the array, a correction for orbital error, correction for instrumental errors, correction for the influence of the troposphere and ionosphere on the delay of the probing and reflected momentum of the altimeter were introduced into the initial altimetry data (Traon le, Nadal, Ducet, 1998). In addition, fluctuations associated with the static effect of atmospheric pressure, the effects of wind waves, ocean and earth tides were excluded from the altimetry data. Altimetry data were checked for gaps. The largest number of passes, varying from 2 to 25%, is associated with the presence of fast ice and drifting ice in winter and falls on the northern part of the Gulf of Bothnia, as well as on the central and eastern parts of the Gulf of Finland.

A rolling harmonic analysis (Plag, Tsimplis, 1999) of daily altimetry data was carried out to assess the interannual variability of seasonal variations in the Baltic Sea level. For the annual harmonic S_a , the quasi-stationarity period (a segment of the series for calculations) was assumed to be 1 year, and the sliding Fourier analysis was carried out without overlap (i.e., for each subsequent year). For other harmonics, the sliding Fourier analysis was performed with overlap. To isolate the non-stationary semi-annual component of S_{sa} , the quasi-stationarity period was assumed to be 1 year, and the slip

was carried out with overlap every six months; to isolate the third-year harmonic the period of quasi-stationarity was assumed to be 8 months, and gliding was carried out every 4 months; to isolate the quarter-annual harmonic of Sqa, the quasi-stationarity period was assumed to be 6 months, and the slip was carried out every 3 months. Based on the estimated amplitudes and phases for each period of quasi-stationarity, series of components of seasonal fluctuations were calculated, which were then glued together into a series describing the interannual changes in each component seasonal fluctuations. The significance of the linear trend in interannual changes in the harmonic amplitudes of Sa, Ssa, Sta, Sqa was estimated using the Student's criterion (Malinin, 2008).

In Figure 5.13 shows examples of the components of seasonal fluctuations in sea level Sa, Ssa, Sta, Sqa in the Gulf of Finland and the open Baltic, calculated from satellite altimetry data, taking into account the nonstationarity of the process using sliding harmonic analysis, and in Figure 5.14 components of seasonal fluctuations in sea level and their superposition in Kronstadt according to instrumental measurements.

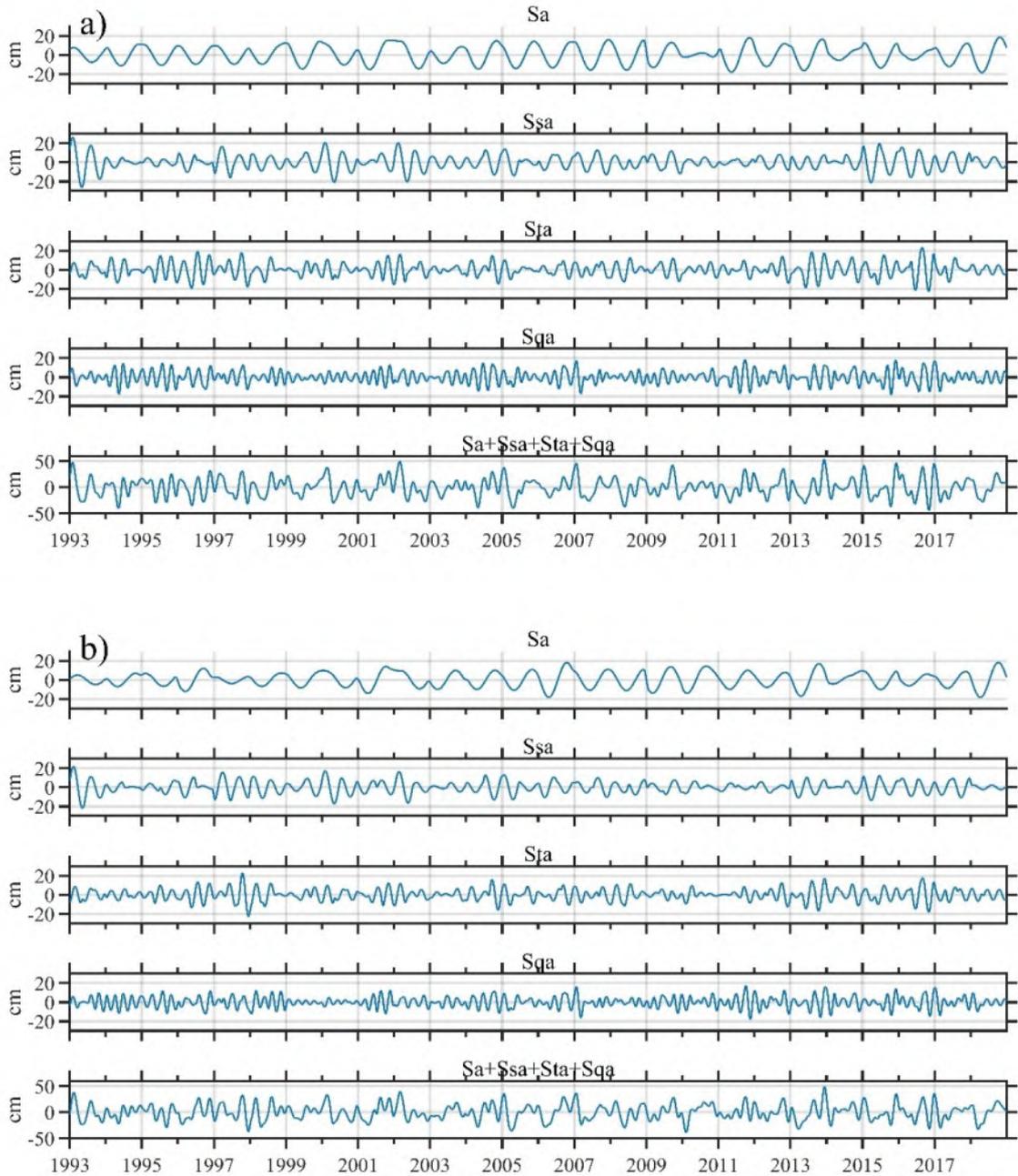


Figure 5.13. Examples of the components of seasonal fluctuations in the level of S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} and their superposition $S_a + S_{sa} + S_{ta} + S_{qa}$, estimated taking into account the nonstationarity of the process, in the Gulf of Finland (a) at the point with coordinates 59.9° N, 27.9° E and in the open Baltic (b) at 57.1° N, 19.9° E, calculated from satellite altimetry data.

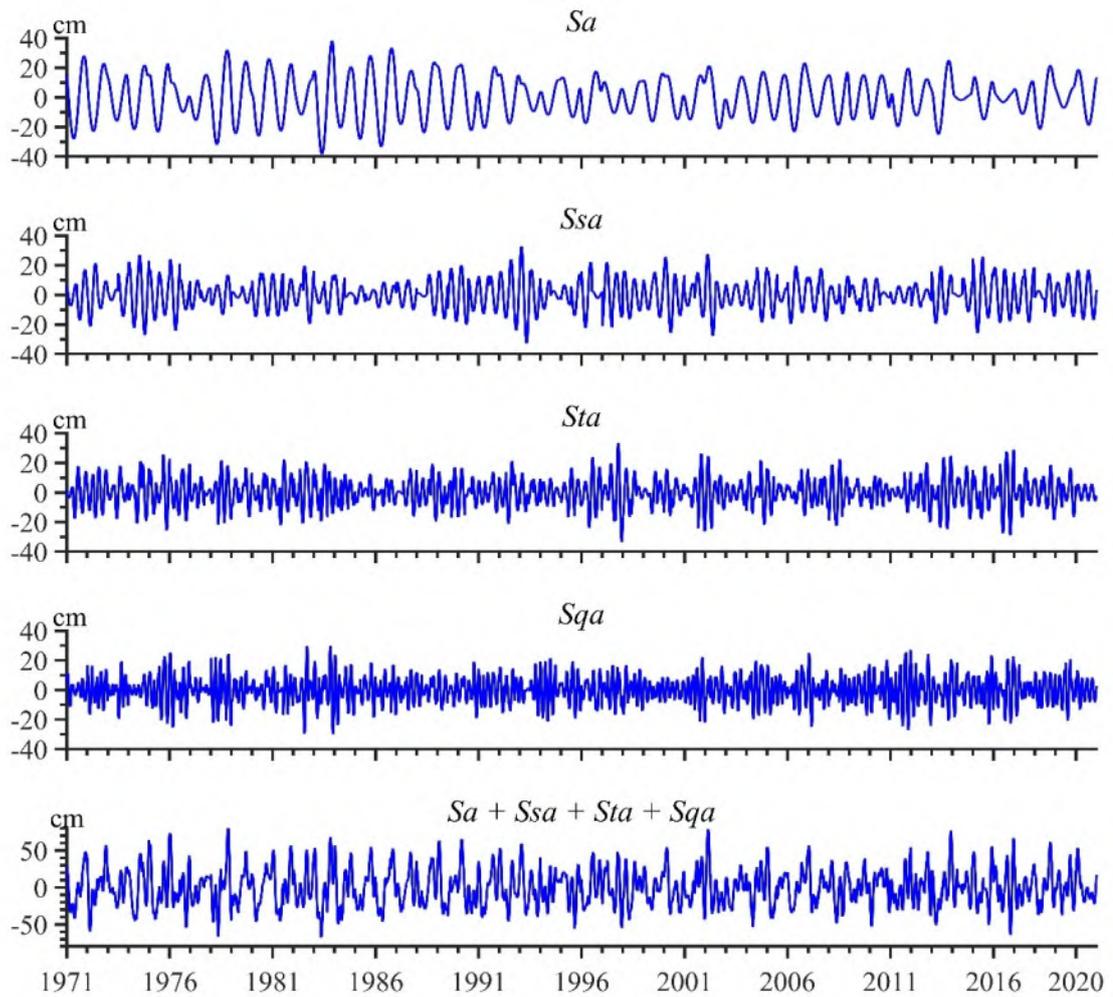


Figure 5.14. Components of seasonal fluctuations in the level of S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} and their superposition $S_a + S_{sa} + S_{ta} + S_{qa}$, estimated taking into account the nonstationarity of the process at the Kronstadt HMS

There is a significant interannual variability of amplitudes in all 4 components. In some years, the amplitudes of the components of seasonal fluctuations reach 20-40 cm or more, while in other years they decrease to several centimeters. At the station Kronstadt (Fig. 5.14) the largest amplitude of the harmonic S_a was observed in 1983. This year there was the largest number of floods in the history of St. Petersburg (10 cases). In the time course of the amplitudes constituting S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} , amplitude modulation with periods of envelope waves of approximately 2 to 10 years is well traced. The modulation of seasonal fluctuations in the level of the Baltic Sea was also paid attention to in the work (Barbosa, Donner, 2016). The superposition series of $S_a + S_{sa} + S_{ta} + S_{qa}$ harmonics,

calculated from satellite altimetry data, indicate that in the open areas of the central part of the Gulf of Finland, sea level rises in seasonal fluctuations in some years reach 50 cm, and their magnitude is greater than in the open Baltic (Fig. 5.13). In the very east of the Gulf of Finland (Kronstadt), the results of a sliding harmonic analysis of tide gauge measurements of sea level show even higher values of level exceedances in seasonal fluctuations, reaching 83 cm (Fig. 5.14). Taking into account these results, and the fact that the maximums of seasonal level fluctuations in the Gulf of Finland are always observed in autumn and winter (Cheng, Xu, Li, 2018; Männikus, Soomere, Viška, 2020; Zakharchuk et al., 2022; Terziev, Rozhkov, Smirnova, 1992), it is safe to say that seasonal fluctuations have a significant impact on the formation of dangerous sea level rises during storm surges in the Gulf of Finland.

In Figure 5.15 shows the values of linear trends of interannual changes in the amplitudes of harmonics of S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} of seasonal level fluctuations for the period 1993-2018. It can be seen that there are no significant trends in interannual changes in the amplitudes of the S_{ta} , S_{qa} harmonics throughout the Baltic Sea. For the S_a harmonic, for many regions of the Baltic, a significant positive trend with values from +1.3 mm/year is distinguished in the southwest of the sea to +2.2 mm/year in the northern part of the Gulf of Bothnia. For the S_{sa} harmonic, a significant negative trend is observed only for the central and southern parts of the open Baltic, in the Danish Straits and the Kattegat. Its values range from -0.3 mm/year in Kattegat to -1.0 mm/year in the open Baltic. The results are presented in Figure 5.15, indicate that in the period 1993-2018 in the Gulf of Finland there were no significant trends in changes in the components of seasonal fluctuations.

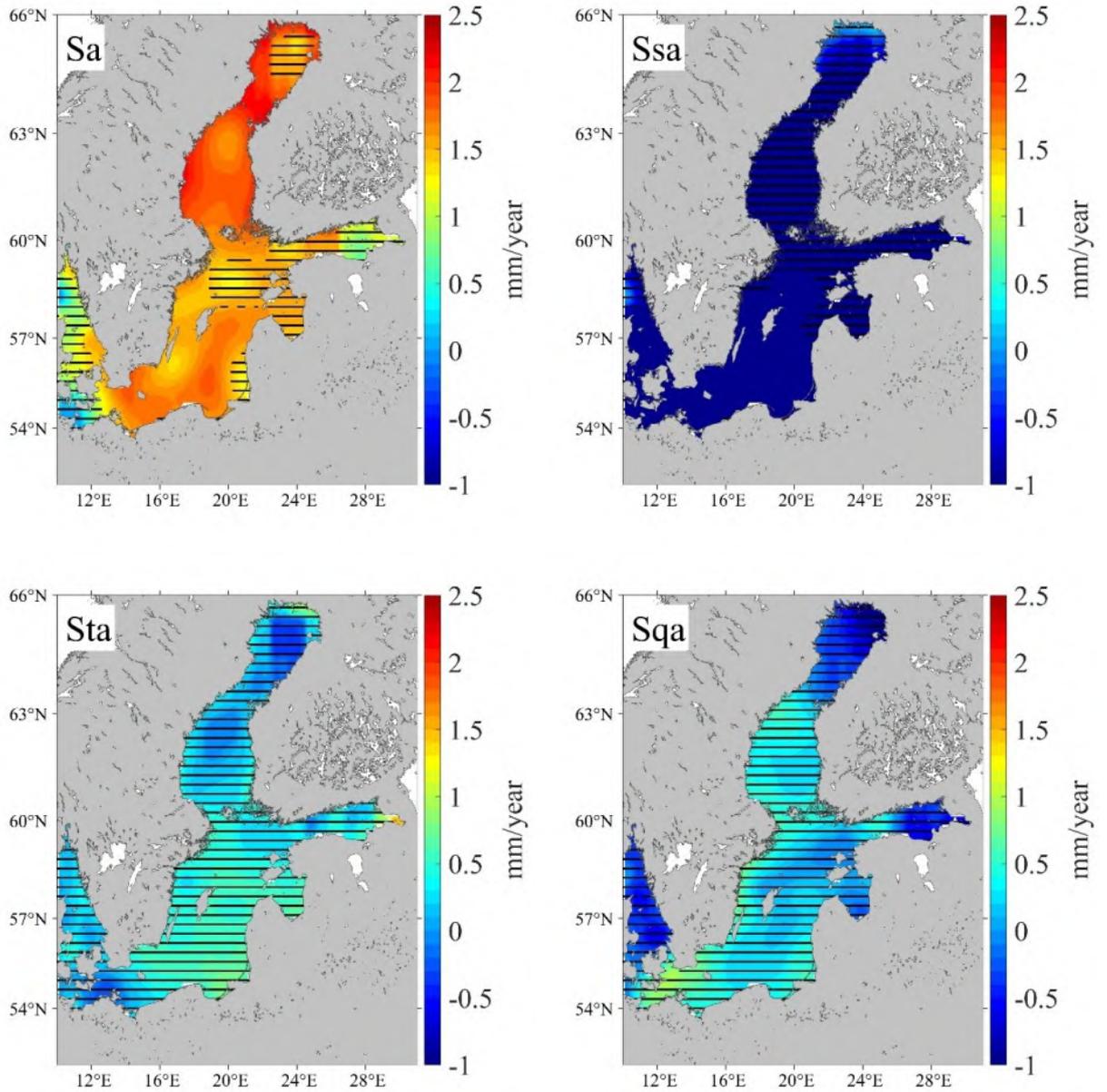


Figure 5.15. The values of the linear trend of interannual changes in the amplitudes of various components of seasonal fluctuations in the Baltic Sea level for the period 1993-2018 are shaded regions where trend estimates were not significant.

Figure 5.16 shows a pre-calculated daily series of seasonal fluctuations in sea level in Kronstadt for 1971-2019, on which the dates of floods in St. Petersburg are plotted. Estimates showed that in 95% of cases, dangerous sea level rises in the Neva Bay were observed with a positive anomaly of seasonal sea level fluctuations. Thus, the results obtained indicate that the interannual variability of seasonal sea level fluctuations have a significant impact on formation of dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland.

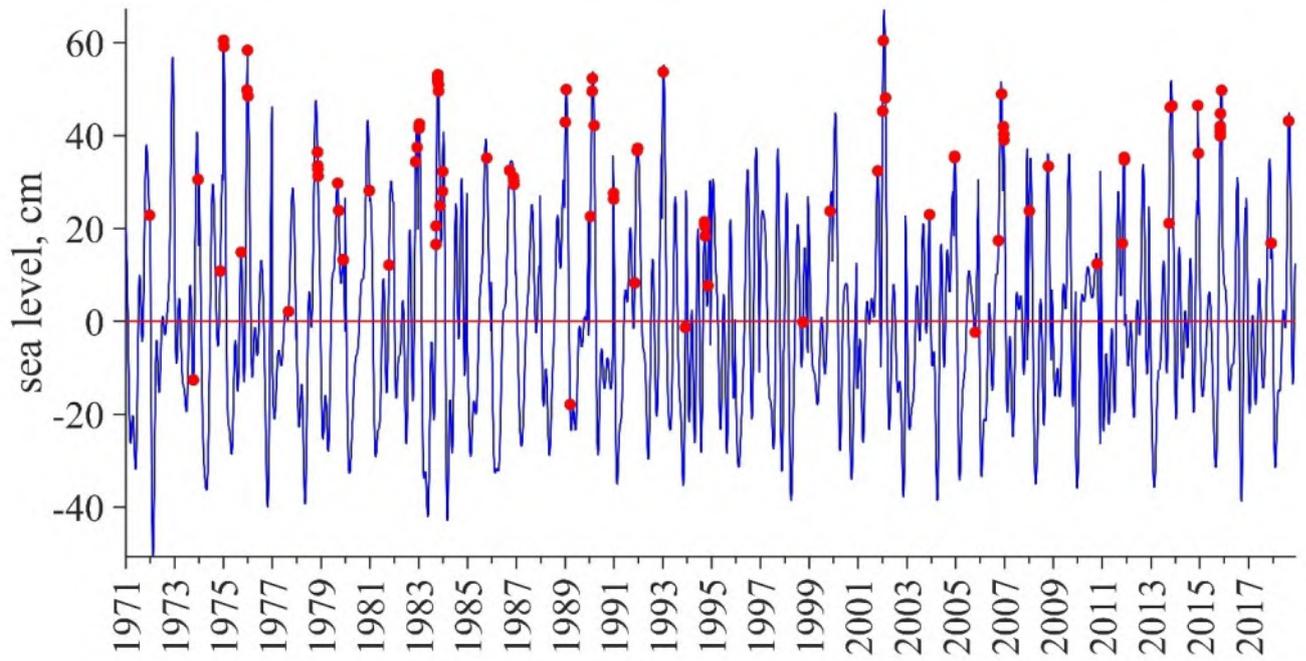


Figure 5.16. A pre-calculated series of seasonal fluctuations in sea level in Kronstadt (blue line) and flood dates in St. Petersburg (red dots). The red line is zero.

CONCLUSION

Statistical analysis of storm surges and meteorological information in the Gulf of Finland in the last decades of the twentieth century and the first decades of the twenty-first century allows us to draw the following main conclusions:

1. The proposed criterion for the allocation of storm surges allows us to take into account the spatial variability of their characteristics.

2. The results of the assessment of storm surges in the Gulf of Finland show that, depending on the year and location of the station, the number of storm surges exceeding the value of 3σ varies widely in the Gulf of Finland: from 0 - 1 cases per year to 16 - 52 cases. Estimates of storm surges for the longest series of the level (≥ 30 years) indicate that, with the exception of Vyborg, at other stations there is a negative trend in the change in the number of storm surges, which, however, is not significant. The average periods of storm surges range from 6.7 to 9.0 hours, and the maximum reaches 26 to 96 hours. The results of the analysis of meteorological information presented in the paper indicate a decrease in the intensity of cyclogenesis in the atmosphere over the Baltic Sea in recent decades. Apparently, in the intensity of atmospheric cyclogenesis over the Baltic, there are long-period cycles associated with climate changes and large-scale interaction in the ocean-atmosphere system in the North Atlantic region (Terziev et al., 1992), which are reflected in interannual changes in the characteristics of storm surges in the Baltic Sea.

3. Analysis of vertical profiles of temperature and salinity in the Gulf of Finland, obtained from ship measurements during the formation of floods in the Neva Bay (Fig. 3.2 and 3.4), show that, despite the storm wind, autumn-winter convection and intense wind-wave mixing, pronounced stratification remains in the bay. Apparently, under such conditions, with the strengthening of the processes of turbulent viscosity and diffusion of the substance, there is a significant increase in the processes of advection of heat and salt into the Gulf of Finland from the open Baltic, which contributes to the maintenance of stable stratification. At the same time, in recent decades, there has been an increase in

water stratification associated with an increase in air temperature, an increase in precipitation, a decrease in wind intensity over the sea, desalination of the upper quasi-homogeneous layer and an increase in the salinity of deep and bottom waters (Leppäranta, Myrberg, 2009).

4. The baroclinic nature of low-frequency waves that form dangerous sea level rises in the east of the Gulf of Finland is confirmed by the analysis of instrumental measurements of currents at autonomous stations operating in three areas of the bay. The results of this analysis show that in storm conditions during dangerous sea level rises, barotropization of currents does not occur, on the contrary, during this period there is an increase in their baroclinic component (Fig. 3.8). The vertical structure of the baroclinic flows identified by us is the same as that of the internal waves of the 1st vertical mode: in the surface and bottom layers there are maxima of currents, in the deep layer - one minimum (wave node), and with depth the baroclinic flows change their directions to the reverse. At stations 21 and 20, the vertical baroclinic mode node is observed in the 40-50 m layer, and for the SPBSOI station at depths of 5-7 m. The maximum velocities of the baroclinic flows reach 30 - 38 cm/s in the surface layer and 15 - 25 cm/s in the bottom layer. The results of mutual correlation analysis between sea level and baroclinic currents show that during the formation of floods at the mouth of the Neva, there is a close relationship between sea level fluctuations and baroclinic fluctuations in currents.

5. In all three regions of the Gulf of Finland, during the formation of dangerous sea level rises, with increasing depth, there is no reversal of instantaneous and average 5-day vectors of the velocity of currents along the Ekman spiral, which indicates an insignificant contribution of purely drift currents to background transport. This peculiarity may be due to the fact that, due to the complex morphometry of the coastline of the Gulf of Finland, large changes in its bottom topography, pronounced stratification of the sea and significant spatial-temporal variability of wind speed and direction, relatively stable drift currents, apparently, do not have time to form. Because of this, in storm conditions leading to floods in the Neva Bay, the response of water masses to the impact of anemobaric forces in a deep atmospheric cyclone moving over the Baltic is not local, when Ekman wind currents are generated at each point of the sea, but global, when forced

low-frequency waves are generated under the influence of disturbing forces, which in some cases are identified as baroclinic topographic waves (Zakharchuk, Tikhonova, 2011). Spreading across the Gulf of Finland, these waves cause dangerous rises in sea level in its eastern part.

6. The results of the mutual correlation analysis reveal a very complex nature of the statistical relationship between the tangential friction of the wind $\vec{\tau}(t)$ and currents $\vec{V}(t)$ during storm surges that cause dangerous sea level rises. In the western (station 21) and central (station 20) parts of the Gulf of Finland, during the propagation of low-frequency waves, which affect the formation of dangerous sea level rises, the transfer of energy from the tangential friction of the wind in a moving deep atmospheric cyclone to the water masses is carried out through orthogonal oscillations $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$, and in the east of the bay, both collinear and orthogonal changes $\vec{\tau}(t)$ have a significant influence on the generation of wave-like perturbations of currents. High values of invariant $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ and $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ estimates during this period indicate that low-frequency waves affecting dangerous level rises are stimulated. Analysis of the results of mutual correlation analysis between $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$ for the entire time of measurements of currents does not reveal any patterns between periods of high correlation and changes in the directions and velocities of wind flows: high values of invariants $r_{I_1}^{VU}(\theta, t)$ and $r_{\Omega}^{VU}(\theta, t)$ are observed both in strong and weak winds of various directions. Apparently, the correlation between $\vec{\tau}(t)$ and $\vec{V}(t)$ a significant influence is exerted by the velocities of atmospheric cyclones and anticyclones.

7. The results of statistical analysis of meteorological information obtained on the basis of the methodological approaches used by us do not confirm the hypothesis about the influence of interannual variability of various characteristics of atmospheric cyclones on the increase in the frequency of storm surges that cause floods at the mouth of the Neva in recent decades. If the increase in the number of dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland were associated only with the meteorological parameters we estimated, we would observe a similar trend in their variability. However, our analysis of

meteorological characteristics shows the absence of significant linear trends in changes in the depth of cyclones, their number, trajectories and speeds of their movement, the number of cases of strong winds in western and southwestern directions, as well as the presence of a significant negative trend in the interannual variability of the maxima of these winds.

The results of the mutual correlation analysis between the number of floods and various characteristics of cyclone dynamics estimated for the Baltic Sea region, presented in Table 5.1, also serve as a refutation of the "meteorological" nature of the observed long-term trends in changes in the number of Neva floods, which indicate the absence of a connection between these processes.

8. In contrast to the results of a mutual correlation analysis of the number of floods and the characteristics of atmospheric cyclones, for a number of areas of the Baltic Sea, there is a high correlation between the number of dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland and changes in baroclinic sea conditions (Fig. 5.11). Such water areas in the central Baltic and the Gulf of Finland were the area of the Gotland deep, the water area adjacent to the southwestern coast of Finland, as well as the area of the Narva Bay. Apparently, it is in these areas that the most favorable environmental conditions are formed for the generation of baroclinic topographic waves, which form dangerous rises in the level in the east of the Gulf of Finland. These results indicate that the intensity of anemobaric forces in deep cyclones and the variability of their other parameters alone are not enough to excite dangerous sea level rises. In addition to these factors, the conditions of the marine environment in which the waves of the Neva floods are generated and evolve are also of great importance. The interannual variability of the baroclinic conditions of the Baltic Sea has a significant impact on the frequency of dangerous level rises in the east of the Gulf of Finland. The forces of tangential wind stress and the horizontal gradient of atmospheric pressure in deep cyclones bring the thermodynamic system of the Baltic Sea out of equilibrium at the frequency of its natural oscillations, forming a perturbation of sea level, the relaxation of which in the low-frequency frequency range occurs in the form of baroclinic topographic waves propagating eastward into the Gulf of Finland. However, for the abnormal growth of their amplitude, which

ultimately affects the dangerous rise in the level in the Neva Bay, favorable baroclinic conditions of the basin are necessary. There is no doubt that the increase in the temperature of the Baltic Sea observed in recent decades as a result of global warming also affects the change in the baroclinic conditions of its basin, which have apparently become more favorable for the generation of baroclinic topographic waves that form floods in the east of the Gulf of Finland. This hypothesis requires additional, more detailed studies involving numerical hydrodynamic modeling.

9. The results of harmonic analysis of satellite altimetry data and instrumental observations of the Baltic Sea level showed a noticeable interannual variability of seasonal fluctuations. In some years, the excess of the level above its average value due to seasonal fluctuations can reach 80 cm. According to the results of the analysis of seasonal fluctuations in the level at the station of the Gornii Institute, it was revealed that in more than 95% of cases the Neva floods occur against the background of positive anomalies.

REFERENCES

1. Averkiev, A.S., Klevanny, K.A., 2007. Determination of trajectories and velocities of cyclones leading to maximum water rises in the Gulf of Finland. *Meteorology and Hydrology* 8, 55–63.
2. Averkiev, A.S., Klevanny, K.A., 2009. Calculation of extreme water levels in the eastern part of the Gulf of Finland. *Meteorology and Hydrology* 11, 59–68.
3. Antonov, A.E., 2001. Climatology of extraordinary Neva floods and their forecasting. *Gidrometeoizdat*, St. Petersburg.
4. Bardin, M.Yu., Polonsky, A.B., 2005. North Atlantic Oscillation and Synoptic Variability in the Euro-Atlantic Region in Winter. *Izv. RAS* 41, 3–13.
5. Belonenko, T.V., Zakharchuk, E.A., Fuchs, V.R., 2004. Gradient-vortex waves in the ocean. *St. Petersburg State University Press*, St. Petersburg.
6. Belyshev, A.P., Klevantsov, Yu.P., Rozhkov, V.A., 1983. Probabilistic analysis of sea currents. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
7. Berg, V.A., 1935. On the mechanism of floods at the top of the Gulf of Finland. *Exploration of the seas of the USSR* 21.
8. Berkh, V.N., 1826. Detailed historical news about all the floods that were in St. Petersburg. *Notes of the State Admiralty Department* XI.
9. Bowden, K.F., 1988. *Physical oceanography of coastal waters*. Mir, Moscow.
10. Wiese, V.Yu., 1925. Fluctuations in the water level in the Gulf of Finland during the flood in Leningrad on September 23, 1924. *Center Hydrometeorological Bureau* 4.
11. Golitsyn, G.S., Mokhov, I.I., Akperov, M.G., Bardin, M.Yu., Volodin, E.M., 2007. Estimates of hydrometeorological risks and atmospheric vortex intensity distribution functions based on reanalysis data and climate models. *Hydrometeorological safety. Civil protection*.
12. Gordeeva, S.M., Malinin, V.N., 2012. On the typification of cyclone trajectories leading to Neva floods. *Society. Wednesday. Development* 2 (23), 187–193.
13. Gordeeva, S.M., Malinin, V.N., 2014. Variability of the sea level of the Gulf of Finland. *Russian State Medical University*, St. Petersburg.
14. Gruzinov, V.M., 1973. *Oceanology. Terms and definitions*. GOST 18451-73. State Committee of Standards of the Council of Ministers of the USSR. Moscow.
15. Hrushevsky, M.S., 1954. The effect of wind on the propagation of a long wave of small amplitude. *Proceedings of the GGI* 23, 64–73.
16. Demenitskaya, R.M., 1974. *Oceanographic Encyclopedia*. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.

17. Diansky, N.A., 2013. Modeling of ocean circulation and study of its response to short-period and long-period atmospheric forcings. Fizmatlit, Moscow.
18. Diansky, N.A., Zalesny, V.B., Moshonkin, S.N., Rusakov, A.S., 2006. Simulation of the Indian Ocean monsoon circulation with high spatial resolution. *Oceanology* 46, 421–442.
19. Dubov, V.P., 1937. Seiches of the Baltic Sea and their connection with the floods in Leningrad. *Trudy SHI* 5.
20. Zakharchuk, E.A., Sukhachev, V.N., 2013. On the identification of the waves of the Neva floods. *Meteorology and Hydrology* 3, 66–73.
21. Zakharchuk, E.A., Sukhachev, V.N., Tikhonova, N.A., 2014. On the influence of interannual variability of atmospheric cyclone characteristics on the frequency of dangerous sea level rises in the east of the Gulf of Finland. *Problems of the Arctic and Antarctic* 3 (101), 27–36.
22. Zakharchuk, E.A., Sukhachev, V.N., Tikhonova, N.A., 2015. On the reasons for the increase in the frequency of the Neva floods in recent decades. *Meteorology and Hydrology* 1, 86–95.
23. Zakharchuk, E.A., Sukhachev, V.N., Tikhonova, N.A., 2017. Mechanisms of dangerous sea level rises in the Gulf of Finland. *Petersburg-XXI century*, St. Petersburg.
24. Zakharchuk, E.A., Sukhachev, V.N., Tikhonova, N.A., 2020. On the spatial structure and propagation of the waves of the Neva floods. *Meteorology and Hydrology* 4, 42–53.
25. Zakharchuk, E.A., Sukhachev, V.N., Tikhonova, N.A., 2021. Storm surges in the Gulf of Finland of the Baltic Sea. *Bulletin of St. Petersburg State University. Earth Sciences* 66, 781–805.
26. Zakharchuk, E.A., Tikhonova, N.A., 2007. Intrinsic low-frequency oscillations of the Baltic Sea. *Proceedings of GOIN* 210, 96–107.
27. Zakharchuk, E.A., Tikhonova, N.A., 2011. On the spatial-temporal structure and mechanisms of formation of the Neva floods. *Meteorology and Hydrology* 8, 54–64.
28. Ivanov, G.S., 1946. On the question of forecasts of the Leningrad floods. *Marine Hydrometeorological Forecasts* V.
29. Ivano-Frantskevich, G.N., 1953. Vertical stability of water layers as an important oceanological characteristic. *Proceedings of the IO RAS of the USSR* VII.
30. Ilyina, L., Grakhov, A., 1978. Priceless wealth. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
31. Isanin, N., 1986. *Marine Encyclopedic Reference Book: in two volumes. Volume 2. Shipbuilding*, Leningrad.
32. Klevanny, K.A., Kolesov, A.M., Mostamandi, M.-S.V., 2015. Forecast of floods in St. Petersburg and the eastern part of the Gulf of Finland in the conditions of operation of the complex of protective structures. *Meteorology and Hydrology* 2, 61–70.

33. Kondratovich, K.V., 1993. On the climatic trends of the Neva floods. In: Dokl. at the II Congress of the Union of Scientific Engineering Communities. St. Petersburg.
34. Kraft, 1780. Notes on floods. Ed. Acad. Sciences.
35. Kulikov, E.A., Medvedev, I.P., 2013. Variability of the Baltic Sea level and floods in the Gulf of Finland. *Oceanology* 53, 161–174.
36. Labzovsky, N.A., 1971. Non-periodic fluctuations in sea level. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
37. Le Blon, P., Maisek, L., 1981. Waves in the ocean. In 2 volumes. Mir, Moscow.
38. Makrinova, O.V., 1954. The nature of the Leningrad floods. *Proceedings of the GGI* 23, 5–36.
39. Malinin, V.N., 2008. Statistical methods of analysis of hydrometeorological information. Russian State Medical University, St. Petersburg.
40. Mikhailov, Yu.D., 1964. Features of changes in the level and currents in the Gulf of Finland during storm surges at the mouth of the Neva River in December 1961. *Proceedings of GOIN* 130–134.
41. Mikhailov, Yu.D., 1966. The relationship between the current and the level in the Gulf of Finland during the floods in Leningrad. *Proceedings of GOIN* 79, 80–105.
42. Nezhikhovskiy, R.A., 1981. The Neva River and the Neva Bay. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
43. Pedloski, J., 1984. Geophysical hydrodynamics. Lane. Mir, Moscow.
44. Pomeranets, K.S., 1999. On the statistics of floods in St. Petersburg. *Meteorology and Hydrology* 8, 105–110.
45. Piaskovsky, R.V., Pomeranets, K.S., 1982. Floods - mathematical model and predictions. Leningrad.
46. Rozhkov, V.A. (ed.), 1984. Methodical letter on probabilistic analysis of vector time series of velocities of currents and wind. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
47. Rozhkov, V.A., 2002. Theory and methods of statistical estimation of probabilistic characteristics of random variables and functions with hydrometeorological examples. Book II. *Gidrometeoizdat*, St. Petersburg.
48. Rykachev, M.A., 1898. About floods in St. Petersburg and the possibility of predicting them on the basis of meteorological observations. *Notes on Hydrography* XIX.
49. Summary scientific and technical report on topic 176 "Method of forecasting the Leningrad floods, 1966. Leningrad.
50. Skorniyakov, V.M., 1948. On the question of surge fluctuations in the level and seiches in the Baltic Sea. *Meteorology and Hydrology* 2, 53–64.
51. Sovetov, S.A., 1933. The mechanism of the Leningrad surge floods. Collection "Protection of Leningrad from surge floods."
52. Sukhachev, V.N., Zakharchuk, E.A., Klevantsov, Yu.P., Tikhonova, N.A., 2014. Variability of hydrological characteristics in the eastern part of the Gulf of Finland

- according to measurements at the automatic bottom station of the SPO GOIN. *Problems of the Arctic and Antarctic* 3 (101), 97–108.
53. Tareev, B.A., 1974. Dynamics of Baroque perturbations in the ocean. Moscow State University, Moscow.
 54. Terziev, F.S., Rozhkov, V.A., Smirnova, A.I., 1992. The project "Seas of the USSR". Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. Gidrometeoizdat, St. Petersburg.
 55. Turanov, I.M., 1976. Marine Hydrometeorological Yearbook. Baltic Sea. 1959. Volume 1. Leningrad.
 56. Fuchs, V.R., 2005. Gradient-vortex waves in the Baltic Sea. *Meteorology and Hydrology* 9, 63–68.
 57. Schubert, F., 1877. Causes of flooding in St. Petersburg. *Russian antiquity* XX.
 58. Barbosa, S.M., Donner, R. v., 2016. Long-term changes in the seasonality of Baltic sea level. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 68.
 59. Bretherton, F.P., Davis, R.E., Fandry, C.B., 1976. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts* 23.
 60. Cheng, Y., Xu, Q., Li, X., 2018. Spatio-temporal variability of annual sea level cycle in the Baltic Sea. *Remote Sens (Basel)* 10.
 61. Dutton, A., Carlson, A.E., Long, A.J., Milne, G.A., Clark, P.U., DeConto, R., Horton, B.P., Rahmstorf, S., Raymo, M.E., 2015. Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science* (1979).
 62. Ekman, V.W., 1905. On the influence of the Earth's rotation on the ocean currents. *Arkiv for Mat. Astr. och phys* B2.
 63. Gönner, G., Dube, S., Murty, T.S., Siefert, W., 2001. Global storm surges: theory, observations and applications. *Kuste* 581–623.
 64. Hersbach, H., Bell, B., Berrisfo, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., Thépaut, J.N., 2020. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 146.
 65. Horsburgh, K., Haigh, I.D., Williams, J., de Dominicis, M., Wolf, J., Inayatillah, A., Byrne, D., 2021. "Grey swan" storm surges pose a greater coastal flood hazard than climate change. *Ocean Dyn* 71.
 66. International Glossary of Hydrology, 1992.
 67. Johansson, M., Boman, H., Kahma, K.K., Launiainen, J., 2001. Trends in sea level variability in the Baltic Sea. *Boreal Environment Research* 6, 159–179.

68. le Traon, P.Y., Nadal, F., Ducet, N., 1998. An improved mapping method of multisatellite altimeter data. *J Atmos Ocean Technol* 15.
69. Leppäranta, M., Myrberg, K., 2009. *Physical Oceanography of the Baltic Sea*, Physical Oceanography of the Baltic Sea.
70. Liblik, T., Laanemets, J., Raudsepp, U., Elken, J., Suhhova, I., 2013. Estuarine circulation reversals and related rapid changes in winter near-Bottom oxygen conditions in the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Ocean Science* 9.
71. Madsen, K.S., Høyer, J.L., Suursaar, Ü., She, J., Knudsen, P., 2019. Sea Level Trends and Variability of the Baltic Sea From 2D Statistical Reconstruction and Altimetry. *Front Earth Sci (Lausanne)* 7.
72. Majewski, A., Dziadziuszko, Z., Wiśniewska, A., 1983. *Monograph of storm floods 1951-1975*. Ed. Mobile. Connect, Warsaw.
73. Männikus, R., Soomere, T., Viška, M., 2020. Variations in the mean, seasonal and extreme water level on the Latvian coast, the eastern Baltic Sea, during 1961–2018. *Estuar Coast Shelf Sci* 245.
74. Neuman, G., 1941. *Archiv der Deutschen Seewarte und des Marineobservatoriums* 614.
75. Pedlosky, J., 1979. Finite-Amplitude Baroclinic Waves in a Continuous Model of the Atmosphere. *J Atmos Sci* 36.
76. Plag, H.P., Tsimplis, M.N., 1999. Temporal variability of the seasonal sea-level cycle in the North Sea and Baltic Sea in relation to climate variability. In: *Global and Planetary Change*.
77. Pugh, D., Woodworth, P., 2014. *Sea-Level Science*, Sea-Level Science.
78. Pujol, M.I., Faugère, Y., Taburet, G., Dupuy, S., Pelloquin, C., Ablain, M., Picot, N., 2016. DUACS DT2014: The new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years. *Ocean Science* 12.
79. Rhines, P., 1970. Edge-, bottom-, and Rossby waves in a rotating stratified fluid. *Geophysical Fluid Dynamics* 1.
80. Sepp, M., Jaagus, J., 2011. Changes in the activity and tracks of Arctic cyclones. *Clim Change* 105.
81. Serreze, M.C., Carse, F., Barry, R.G., Rogers, J.C., 1997. Icelandic low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *J Clim* 10.
82. Sztobryn, M., Stigge, H.J., Wielbińska, D., Weidig, B., Stanisławczyk, I., Kańska, A., Krzysztofik, K., Kowalska, B., Letkiewicz, B., Mykita, M., 2005. *Storm Surges in the Southern Baltic Sea (Western and Central Parts)*. Reports of the Federal Maritime and Hydrographic Agency 39.
83. Tylkowski, J., Hojan, M., 2018. Threshold values of extreme hydrometeorological events on the Polish Baltic coast. *Water (Switzerland)* 10.

84. Vitousek, S., Barnard, P.L., Fletcher, C.H., Frazer, N., Erikson, L., Storlazzi, C.D., 2017. Doubling of coastal flooding frequency within decades due to sea-level rise. *Sci Rep* 7.
85. Wolski, T., Wiśniewski, B., Giza, A., Kowalewska-Kalkowska, H., Boman, H., Grabbi-Kaiv, S., Hammarklint, T., Holfort, J., Lydeikaite, Ž., 2014. Extreme sea levels at selected stations on the Baltic Sea coast. In: *Oceanologia*.
86. Zakharchuk, E.A., Sukhachev, V.N., Tikhonova, N.A., Kouraev, A., Zakharova, E., 2022. Seasonal fluctuations in Baltic sea level determined from satellite altimetry. *Cont Shelf Res* 249.
87. Zalesny, V.B., Diansky, N.A., Fomin, V. v., Moshonkin, S.N., Demyshev, S.G., 2012. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov. *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling* 27.

APPENDIX A LIST OF ILLUSTRATIONS

Figure I. 1. The aftermath of the 2011 flood. Bolshaya Izhora-Lebyazhye road (left) photo by V.N. Sukhachev, Sestroretsky Dubki Park (right), photo by P. Ivanov (https://ru.wikipedia.org).	122
Figure 1.1 The building of the Kronstadt footstock.	134
Figure 1.2. Magnitude of sea level rises in the Baltic system during floods. The red color indicates the sea level values recorded on the dam after the commissioning of the FPC.	135
Figure 1.3. Water level marks in the Peter and Paul Fortress during catastrophic floods in St. Petersburg.	136
Figure 2.1. Distribution of cases of Neva floods by year.	143
Figure 2.2. Bathymetry of the Gulf of Finland and the location of stations for tide gauge measurements of sea level (red triangles), instrumental wind measurements (blue diamonds), as well as points of the grid area of reanalysis ERA5 (green circles). The Arabic numerals show the ERA5 reanalysis points closest to the tide gauge stations, which were used to estimate wind and atmospheric pressure. Roman numerals indicate three areas where the intensity of cyclogenesis was estimated according to the ERA5 reanalysis.	146
Figure 2.3. Interannual changes in the number of storm surge cases identified by criterion $>3\sigma$ at stations in the Gulf of Finland. The numbers above the columns are the number of storm surges. For the longest series, a straight line shows a linear trend.	150
Figure 2.4. Interannual changes in the number of cases of storm surges according to criterion $>5\sigma$ at selected stations in the Gulf of Finland.	152
Figure 2.5. Variance (D) of residual (after filtration) positive exceedances of the level in oscillations with periods of <5 days. A straight red line indicates significant (solid line) and insignificant (dotted) linear trends. The blue lines are significant (solid line) and insignificant (dashed) quadratic trends.	153
Figure 2.6. Interannual changes in estimates of maximum sea level values for the year. The straight red dashed line is a linear trend. The blue lines are significant (solid line) and insignificant (dashed) quadratic trends.	154
Figure 3.1. Map of ship measurements of temperature and salinity of sea water during the period of dangerous sea level rises observed in St. Petersburg, in red - data from the Copernicus Marine Service resource (http://marine.copernicus.eu), in green from the DAS database. The letters indicate the hydrological stations shown in Figure 3.2.	158
Figure 3.2. Vertical profiles of temperature (red line), salinity (blue line) and density (black line) of seawater in the Gulf of Finland, made during the	

periods of flood formation in the Neva Bay. The criterion of stability of water masses (green numbers) and the horizon of the greatest stability of water masses (green dotted line). a - 19.10.1998, b - 10.01.2007, c - 10.01.2007, d - 12.01.2007, d - 12.01.2007, e - 07.12.2015. The location of the stations is shown in Figure 3.1.....	159
Figure 3.3. Bathymetry of the Gulf of Finland and the section (AB) along which the density was estimated according to the myocean reanalysis data.....	161
Figure 3.4. Vertical distribution of water density along the Gulf of Finland (AB) section during storm surges that caused flooding in St. Petersburg. (4 October 1994, 19 October 1998, 10 January 2007 and 7 December 2015).	162
Figure 3.5. Location of autonomous stations equipped with ADCP (flags), tide gauge measuring points (black circles).	165
Figure 3.6. Time course of hourly values of wind speed vectors in the area of operation of the autonomous station 20 (a); sea level changes at Tallinn (1), Kunda (2) and Shepelevo (3) (b) stations; changes in the hourly values of the vertical profiles of the flow velocity and their statistical characteristics at the stand-alone stations 21 (c), 20 (d) and the SPBSOI (e), as well as changes in temperature (4) and salinity (5) at a depth of 19 m at the SPBSOI (f) station.	167
Figure 3.7. Minute-by-minute measurements of wind speed (solid line) and direction (dotted line) at Cape Kamenny in the area of the Shepelevo HMS during the formation of a dangerous rise in sea level.....	170
Figure 3.8. Baroclinic component of currents at autonomous stations 21 (a), 20 (b) and SPBSOI (c) during the period of flood wave propagation in the Gulf of Finland.....	171
Figure 3.9. (a) Time change in the maximum values of the mutual correlation coefficients $R_{\zeta v}(\theta, t)$ between the barotropic component of the currents at station 21 and the sea level in Paldiski (red line), the barotropic component of the currents at station 20 and the sea level in Tallinn (blue line), the barotropic component of currents at the SPBSOI station and the sea level in Kronstadt (black line); (b, c, d) the maximum values of the mutual correlation coefficients $R_{\zeta v}(\theta, t)$ between the baroclinic component of the currents at station 21 and the sea level in Paldiski (b), the baroclinic component of the currents at station 20 and the sea level in Tallinn (c), the baroclinic component of the currents at the SPBSOI station and the sea level in Shepelevo (d), the black star is the date of the flood in St. Petersburg.	173
Figure 3.10. Change in time of vertical profiles of currents in the Gulf of Finland, calculated using the hydrodynamic model INMOM for the point of operation of the bottom station 21 (Fig. 3.5) during the formation of dangerous sea level rises in December 2011: (a) - complete task, (b) - barotropic task, (c) - the difference between complete and barotropic tasks.	178

- Figure 3.11. Changes in time of vertical profiles of currents in the Gulf of Finland, calculated using the hydrodynamic model INMOM for the point of operation of the bottom station 20 (Fig 3.5) during the formation of dangerous sea level rises in December 2011: (a) - complete task, (b) - barotropic task, (c) - the difference between complete and barotropic tasks..... 179
- Figure 3.12. Changes in time of vertical profiles of currents in the Gulf of Finland, calculated using the INMOM hydrodynamic model for the point of operation of the bottom station of the SPBSOI (Fig. 3.5) during the formation of dangerous sea level rises in December 2011: (a) - complete task, (b) - barotropic task, (c) - the difference between complete and barotropic tasks. 180
- Figure 4.1. The maximum values of the invariant $rI1VU(\theta, t)$ of the mutual correlation tensor function $K_{VU}(\theta, t)$ between the shear friction of the wind and currents, estimated for the areas of the Gulf of Finland where autonomous stations 21 (a), 20 (b) and SPBSOI (c) operated, as well as time shifts θ at which were observed $rI1VU(\theta, t)$ for stations 21 (d), 20 (e), and SPBSOI (f). An asterisk indicates the period of dangerous sea level rises. 183
- Figure 4.2. The maximum values of the invariant $r\Omega V(\theta, t)$ of the mutual correlation tensor function $K_{VU}(\theta, t)$ between the tangential friction of the wind and currents, estimated for the areas of the Gulf of Finland where autonomous stations 21 (a), 20 (b) and SPBSOI (c) were operating, as well as time shifts θ at which were observed $r\Omega VU(\theta, t)$ for stations 21 (d), 20 (e), and SPBSOI (f). An asterisk indicates the period of dangerous sea level rises.... 184
- Figure 5.1. Two-dimensional density of probability distribution of wind velocity vectors calculated for periods of storm surges of sea level exceeding 3σ by instrumental measurements at HMS Vyborg and by reanalysis data ERA-5..... 192
- Figure 5.2. Probability distributions of atmospheric pressure values during storm surges with sea level rise $>3\sigma$ 194
- Figure 5.3. Change in the linear invariant of the variacne tensor of the horizontal atmospheric pressure gradient $I_1(0)$ in atmospheric cyclones over three regions of the Gulf of Finland: western (I), central (II) and eastern (III) (the locations of the areas are given in Figure 2.2). The red line indicates a linear trend. 195
- Figure 5.4. Interannual changes in the number of cases when the wind at the HMS stations Ozerki (blue line) and Vyborg (black line) had directions SW-NW (225° - 315°) and speed ≥ 11 m/s in the period from August to March inclusive (a), as well as the values of the maximum wind speed for each year at these stations (b). Straight red lines show significant linear trends. 197
- Figure 5.5. Time change in the median $MeD_{Zn}(t)$ of atmospheric pressure estimates at the center of cyclones ≤ 1005 mb (black line), significant linear trend (red line), significant quadratic trend (blue line)..... 198

Figure 5.6. Time changes in the minimum $\text{Min}D_{Zn}(t)$ estimates of atmospheric pressure in the center of cyclones ≤ 1005 mb (black line), non-significant linear trend (red line dotted), significant quadratic trend (blue line).	198
Figure 5.7. Change in time of the maxima of the velocity of atmospheric cyclones $\text{Max}V_{Zn}(t)$ (black line), not a significant linear trend (red line, dotted line), not a significant quadratic trend (blue line, dotted line).	199
Figure 5.8. Change in time of the median velocity of atmospheric cyclones $\text{Me}V_{Zn}(t)$ (black line), non-significant linear trend (red line, dotted line), non-significant quadratic trend (blue line, dotted line).	199
Figure 5.9. The number of cases of $\text{NV}_{\text{Rez}}(t)$ in September-February, when atmospheric cyclones moved at speeds of 4.5 – 11.2 m/s. A significant linear trend (red line, dotted line), a significant quadratic trend (blue line).	200
Figure 5.10. Change in time of the median trajectories of the center of atmospheric cyclones $\text{Me}V_{Zn}(t)$ (black line), non-significant linear trend (red line, dotted line), significant quadratic trend (blue line).	200
Figure 5.11. Maximum values of the correlation coefficients between the number of Neva floods $\eta(t)$ and the vertical gradient of seawater density in a layer of 5-10 m (a); between $\eta(t)$ and the horizontal gradient of seawater density ($\text{Grad}\rho$) in the surface layer (b) and at the horizon of 85 m (c).	205
Figure 5.12. Changes in time estimates of temperature (red), salinity (blue) and density (black) between the surface and bottom layers at three stations in the Gulf of Finland (LL9, LL7 and LL3A). Straight lines indicate significant linear trends, dotted lines indicate non-significant ones.	206
Figure 5.13. Examples of the components of seasonal fluctuations in the level of S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} and their superposition $S_a+S_{sa}+S_{ta}+S_{qa}$, estimated taking into account the nonstationarity of the process, in the Gulf of Finland (a) at the point with coordinates 59.9° N, 27.9° E and in the open Baltic (b) at 57.1° N, 19.9° E, calculated from satellite altimetry data.	210
Figure 5.14. Components of seasonal fluctuations in the level of S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} and their superposition $S_a+S_{sa}+S_{ta}+S_{qa}$, estimated taking into account the nonstationarity of the process at the Kronstadt HMS	211
Figure 5.15. The values of the linear trend of interannual changes in the amplitudes of various components of seasonal fluctuations in the Baltic Sea level for the period 1993-2018 are shaded regions where trend estimates were not significant.	213
Figure 5.16. A pre-calculated series of seasonal fluctuations in sea level in Kronstadt (blue line) and flood dates in St. Petersburg (red dots). The red line is zero.	214

APPENDIX B LIST OF TABLES

Table 1.1. Estimates of the speed of wave propagation in different parts of the Baltic coast, which formed a catastrophic flood in Leningrad on September 23, 1924 (Makrinoва, 1954).	138
Table 2.1. Frequency of the Neva floods in 1703 -2008	144
Table 2.2. Description of series of tide gauge measurements of sea level in the Gulf of Finland. Data from Hanko, Helsinki, Hamina, Tallinn, Sillamäe - Copernicus Marine Service (http://marine.copernicus.eu), and the data of Vyborg, Kronstadt, Shepelevo, Gogland were obtained from the North-West Directorate of the Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring (SZ UGMS Roshydromet) (http://www.meteo.nw.ru).	147
Table 2.3. Statistical characteristics of the sea level series: D - variance, σ - average sq. deviation, ζ_{\max} - maximum and ζ_{\min} - minimum sea level.....	148
Table 2.4. Estimates of the duration (in hours) of storm surges with level rises $>3\sigma$: minimum (T_{\min}), medium (T), maximum (T_{\max}).....	151
Table 3.1. The results of the mutual correlation analysis between the currents measured by ADCP and calculated by the model.	176
Table 5.1. Results of mutual correlation analysis between changes in the number of floods at the mouth of the Neva $\eta(t)$ and various meteorological predictors.	201