

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Кораблина Анастасия Дмитриевна

**МОДЕЛИРОВАНИЕ НАГОНОВ
В БЕЛОМ И БАРЕНЦЕВОМ МОРЯХ**

Специальность: 25.00.28 – «Океанология»

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
кандидат географических наук, доцент
Архипкин Виктор Семёнович

Москва — 2018

Оглавление

с.

Введение	3
Глава 1. Условия и механизм формирования нагонов	9
1.1. Определения нагона.....	10
1.2. Физические механизмы формирования нагона.....	12
1.3. Локальные факторы. Региональные особенности штормовых нагонов в Мировом океане.....	19
Глава 2. Современные представления о нагонах в Белом и Баренцевом морях	27
2.1. Физико-географическое описание Белого и Баренцева морей.....	27
2.2. Нагоны в Белом и Баренцевом морях.....	34
2.2.1. Нагоны в Белом море.....	34
2.2.2. Нагоны в Баренцевом море.....	43
Глава 3. Материалы и методы исследования	46
3.1. Исходные данные.....	46
3.2. Методика выделения нагонов.....	50
3.2.1. Выделение приливных колебаний.....	50
3.2.2. Выделение длиннопериодных колебаний.....	52
3.2.3. Оценка экстремальной высоты нагона.....	55
3.3. Модель ADCIRC, ADCIRC+SWAN.....	57
3.4. Построение расчётной сетки.....	66
3.5. Технология проведения численных экспериментов.....	70
3.6. Верификация модели ADCIRC.....	73
Глава 4. Закономерности формирования нагонов в Белом и Баренцевом морях	79
4.1. Типы атмосферной циркуляции во время нагонов.....	79
4.2. Пространственно-временная изменчивость нагонов.....	93
4.3. Оценка вклада воздействия ветра, атмосферного давления, ветрового волнения и концентрации льда.....	109
Заключение	115
Список сокращений	117
Список литературы	118

Введение

Актуальность темы исследования

Исследование условий формирования нагонов на арктическом побережье имеет важное научное и практическое значение в связи с усилением экономического освоения природных ресурсов моря, таких как нефть и газ, увеличением морского судоходства на Северном морском пути. Последствия нагона ощутимы именно в прибрежной зоне морей, поэтому расчёт высоты нагона важен при строительстве гидротехнических защитных сооружений, морских нефтеналивных терминалов и портовых комплексов. Однако малое количество данных наблюдений за уровнем моря влечёт за собой недостаточную дискретность по времени и пропуски в этих данных, а также небольшой пространственный охват. **Актуальность** исследования связана с активным освоением Арктики в настоящее время и необходимостью получения новых знаний о формировании и развитии нагонов в приоритетном для России регионе.

Исследования стгонно-нагонных колебаний уровня в Белом и Баренцевом морях имеют длительную историю. Результаты более ранних исследований обобщены в монографиях (Проект..., 1990, 1991; Filatov et al., 2005), изложены в работе (Потанин, 1971, 1972). При помощи анализа данных наблюдений получены (там же) средние и экстремальные характеристики опасных подъёмов уровня моря, проанализированы синоптические данные во время нагонов и непериодической составляющей уровня, в результате проведена типизация циклонов и исследована динамика нагонной волны в разных частях Белого и Баренцева морей. Таким образом, выявлено, что всё побережье Баренцева моря подвержено штормовым нагонам, а возникновение баренцевоморских и беломорских нагонов обусловлено выходом глубоких циклонов (Потанин 1971, 1972; Кондрин 2015, 2016). В частности, показано, что проходящие над акваторией Баренцева моря глубокие циклоны генерируют барическую волну, которая затем проникает в Белое море и индуцирует нагон (там же). Получены оценки относительного вклада сил давления и ветра при формировании нагонов в различных синоптических ситуациях. Эти исследования свидетельствуют о наличии тесной генетической связи между баренцевоморскими и беломорскими нагонами. В основном данные результаты получены в период до 80-х годов прошлого столетия, поэтому они нуждаются в проверке, дополнении и уточнении в связи с появлением новых данных.

Изучение нагонов в Белом море проводилось на основе численного моделирования (Белов и Филиппов, 1985; Инжебейкин, 2003). В этих работах использовалась грубая ортогональная сетка с низким пространственным разрешением, не позволяющая учитывать влияние батиметрии и геометрии береговой линии в прибрежных районах, особенно в заливах,

и уже не отвечающая современным требованиям. Исследовалось формирование уровня в условиях взаимодействия ветрового нагона и прилива (Белов и Филиппов, 1985), однако данное исследование не учитывало: 1) вклад градиентов атмосферного давления, 2) взаимодействие между приливом и нагонной волной, которая входит в Белое море из Баренцева моря, 3) взаимодействие между различными видами движений в мелководных районах Белого моря. Инжебейкин (2003), с помощью разработанной им численной модели, идентифицировал и описал механизм нелинейного взаимодействия между приливами и волнами штормового нагона в Белом море. Однако не оценивался процентный вклад факторов, которые влияют на формирование штормового нагона, например, давления, ветра, волнения и подстилающей поверхности.

В последнее время физико-статистическое исследование нагонов в Белом и Баренцевом морях рассматривалось в (Кондрин, 2015, 2016; Кораблина и др., 2016). На основании анализа новых рядов данных наблюдений на четырёх гидрометеорологических постах, расположенных в Горле, Двинской губе, Кандалакшском заливе и на Соловках анализировались остаточные колебания уровня Белого моря.

Объект исследования — нагоны высотой более 0,3 м в Белом и Баренцевом морях.

Предмет исследования — условия формирования и количественные характеристики нагонов.

Цель и задачи диссертации

Цель данной работы — исследование закономерностей формирования нагонов в Белом и Баренцевом морях на основе результатов математического моделирования.

Для реализации поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. Разработка методики выделения сгонно-нагонных колебаний по данным математического моделирования.
2. Выявление основных периодов колебаний уровня моря с помощью спектрального анализа натуральных данных наблюдений за уровнем моря.
3. Построение расчётной нерегулярной сетки для моделирования нагонов в Белом и Баренцевом морях и адаптация гидродинамической модели ADCIRC и спектральной волновой модели SWAN для района исследования.
4. Верификация модели ADCIRC с помощью натуральных данных измерений уровня моря.
5. Выполнение численных экспериментов расчёта нагонов за период 1979 — 2015 гг. с использованием различных факторов (с / без учёта влияния воздействия ветра, атмосферного давления, ветрового волнения, концентрации льда).
6. Выделение синоптических ситуаций, приводящих к возникновению наибольших нагонов.

7. Оценка вклада воздействия ветра, атмосферного давления, ветрового волнения, концентрации льда в формирование нагонов.

8. Оценка сезонной и межгодовой изменчивости возникновения нагонов.

Научная новизна работы

Впервые выполнен расчёт высоты нагонов за продолжительный период времени с 1979 по 2015 гг. (37 лет) на основе результатов математического моделирования с использованием нерегулярной сетки, охватывающей Белое и Баренцево моря, с учётом влияния ветрового воздействия, атмосферного давления, прилива, концентрации льда и ветрового волнения.

Усовершенствована методика исследования нагонов при помощи исключения приливных и низкочастотных составляющих (с периодом более 35 — 40 сут) из суммарного уровня моря.

Выявлены синоптические ситуации, приводящие к формированию наибольших нагонов.

Дана оценка воздействия ветра, атмосферного давления, ветрового волнения и концентрации льда в формирование нагона.

Выявлена межгодовая и сезонная изменчивость возникновения нагонов в Белом и Баренцевом морях, а также рассчитаны экстремальные значения высоты нагонов, возможные раз в 100 лет.

Практическая значимость работы

Практическая значимость работы заключается в том, что её результаты и выводы о формировании нагонов могут быть востребованы:

1) при подготовке документации по оценке воздействия на окружающую среду (ОВОС) для планирования и проведения крупных работ при освоении минеральных и биологических ресурсов морей (Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Министерство природных ресурсов и экологии РФ);

2) при прогнозировании природных катастроф в регионе (Министерство РФ по делам гражданской обороны, чрезвычайным ситуациям и ликвидации последствий стихийных бедствий);

3) при долгосрочных проектах социально-экономического развития городов, крупных населённых пунктов на арктическом побережье России (Администрация Северного морского пути при Федеральном агентстве морского и речного транспорта Министерства транспорта РФ);

4) при строительстве и эксплуатации нефтеналивных портов, морских отгрузочных терминалов и берегозащитных сооружений, а также других гидротехнических сооружений с учётом экстремальных значений высоты нагона, возможных раз в сто лет (ФГБУ «Администрация морских портов Западной Арктики», Министерство транспорта РФ).

Результаты диссертационной работы используются при выполнении проекта РНФ «Изменения окружающей среды в Арктике и их влияние на население и хозяйство» (№14-37-00038).

Личный вклад автора

Все анализируемые результаты работы получены диссертантом лично или в соавторстве с кандидатом географических наук В.С. Архипкиным и кандидатом географических наук А.Т. Кондриным. Личный вклад автора состоит в самостоятельной подготовке необходимых входных параметров, поиске навигационных карт и натуральных данных, проведении всех расчётов, анализе использованных данных, визуализации, интерпретации и обобщении полученных результатов. Необходимые расчётные программы, используемые во время данного исследования, созданы автором. Диссертант принимал непосредственное участие в написании научных статей по теме работы, а также в представлении научных докладов на конференциях, как в устных, так и в стендовых секциях.

Положения, выносимые на защиту

1. Впервые с использованием оригинальной нерегулярной (unstructured) сетки, охватывающей акватории Белого и Баренцева морей, выполнено гидродинамическое моделирование нагонов, позволяющее выявить особенности формирования нагонов на этих акваториях.

2. При отдельном рассмотрении роли ветра, атмосферного давления, ветрового волнения и концентрации льда в формировании нагона преобладающая роль принадлежит ветровой составляющей, при этом наибольшее количество нагонов максимальной величины ежегодно образуются после прохождения «ныряющего» циклона.

3. Наибольшее и наименьшее количество нагонов в Белом и Баренцевом морях наблюдается в октябре и июле соответственно, что определяется характером синоптических условий в районе этих акваторий.

4. Межгодовая изменчивость нагонов в период с 1979 по 2015 года в Белом и Баренцевом морях не имеет значимых линейных трендов. Связь между межгодовой изменчивостью формирования нагонов и индексом североатлантической осцилляции не обнаружена.

5. Онежская и Хайпудырская губы — районы наиболее частого образования нагонов за 37-летний период, что связано с особенностью их физико-географического положения и конфигурацией. Причём максимальная зафиксированная высота нагона здесь составила 1,19 и 2,39 м соответственно.

Апробация результатов работы

Основные результаты работы докладывались автором на международных и отечественных конференциях, научной школе: XX и XXI международной конференции студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов» (Москва, Россия, 2013, 2014); Региональной конференции международного географического союза (IGU, Москва, 2015); Генеральной ассамблее европейского союза наук о Земле (European Geosciences Union General Assembly, EGU, Вена, Австрия, 2016, 2017); совместной конференции «Управление рисками в прибрежной зоне в условиях меняющегося климата» (EMECs 11 – Sea Coasts XXVI Joint Conference "Managing Risks to Coastal Regions and Communities in a Changing World", Санкт-Петербург, Россия, 2016); всероссийской конференции «Комплексные исследования мирового океана» (Москва, Россия, 2017); междисциплинарной летней школе «Северный Ледовитый океан и маргинальная зона льда» (NVP Interdisciplinary PhD and Post-Doc Summer School; "The Arctic Ocean and the marginal ice zone (MIZ)", Лонгйир, Шпицберген, Норвегия, 2017), научной конференции "Моря России: наука, безопасность, ресурсы", IV научно-практической молодежной конференции "Экобиологические проблемы Азово-Черноморского региона и комплексное управление биологическими ресурсами" (Севастополь, 2017); VI международной научно-практической конференции "Морские исследования и образование: MARESEDU-2017" (Москва, Россия, 2017); всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы развития» (Санкт-Петербург, Россия, 2017); соавтором на 13 международном конгрессе Congress on Coastal and Marine Sciences, Engineering, Management and Conservation, MEDCOAST17 (Меллиха, Мальта, 2017).

По теме диссертации опубликовано 18 работ, в том числе 4 статьи в рецензируемых научных изданиях, определённых п. 2.3 Положения о присуждении учёных степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова.

Структура и объём работы

Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения, списка сокращений и литературы из 126 наименований, в том числе 84 на иностранном языке. Общий объём работы содержит 126 страниц, включая 33 рисунка и 10 таблиц.

Благодарности

Автор выражает искреннюю признательность своему научному руководителю кандидату географических наук, доценту кафедры океанологии Виктору Семёновичу Архипкину за неоценимую помощь во время работы над диссертацией. Автор благодарит сотрудников ФГБУ «Северное УГМС» начальника отдела гидрометеорологии моря ГМЦ Балакину Ольгу Николаевну и начальника базы экспедиционного флота Гарькавенко Владимира Владимировича, старшего научного сотрудника кафедры океанологии Станислава

Александровича Мысленкова за помощь в поиске необходимых исходных данных для расчётов, кандидата географических наук, старшего научного сотрудника кафедры океанологии Алексея Трофимовича Кондрина.

Глава 1. Условия и механизм формирования нагонов

Арктические природные экосистемы обусловлены низкой устойчивостью к жёсткому техногенному воздействию и слабой способностью к самоочищению и самовосстановлению, поэтому здесь важно уделять внимание прогнозу опасных явлений погоды (ОЯП).

В условиях наблюдающегося изменения климата нужно проводить мониторинг опасных явлений погоды. Согласно (Руководящий..., 2008) ОЯП — это явление, которое по интенсивности развития, продолжительности или моменту возникновения может представлять угрозу жизни или здоровью граждан, а также наносить значительный материальный ущерб. Из этого определения следует, что опасно не само явление, а его последствия для хозяйственных угодий и жизнедеятельности человека. Именно поэтому важно знать частоту возникновения и закономерность опасных явлений в крупных населённых пунктах, в промышленных районах, на любой территории с активной производственной деятельностью. Опасные явления — это источники природных катастроф.

Современное интенсивное развитие технологий уменьшает зависимость производства от гидрометеорологических условий, однако усиленное освоение природных ресурсов приводит к активному воздействию человека на окружающую среду, — всё это повышает вероятность природных рисков и катастроф. Такая картина наблюдается как на побережье Белого моря, например, в Архангельской области, так и в акваториях прилегающих арктических морей: в Баренцевом море, где проводится разработка углеводородных месторождений. К таким ОЯП относится штормовой нагон (Руководящий..., 2008).

Подъёмы уровня, обусловленные штормовыми нагонами, могут превышать критические отметки, при которых возникают ситуации, приводящие к затоплению отдельных участков прилегающей суши и разрушению портовых, гидротехнических, хозяйственных сооружений и других прибрежных объектов. Поэтому прогноз штормовых нагонов важен для планирования работ при разработке мер по безопасности мореплавания и реконструкции портов.

На побережье океана расположены восемь из десяти крупнейших городов мира, а именно, 44 % населения проживают в пределах 150 км от океана. Зачастую эти районы — низменные, поэтому они подвержены затоплению вследствие увеличения высоты поверхности моря (Resio and Westerink, 2008). Нагон во время полной воды, а также с учётом прилива и ветровой волной, могут вызывать прибрежные наводнения, которые наносят большой ущерб людям и их гибель, чем другие стихийные бедствия геофизического происхождения. Как нагоны, так и сгоны могут представлять угрозы для навигации. Течения, возникающие во время нагонов, способствуют береговой эрозии (Steele et al., 2009).

1.1. Определения нагона

В специализированной литературе, как в России, так и зарубежом, встречается достаточное многообразие определений «штормового нагона». В работе (Siek, 2011) штормовой нагон (Storm Surge) создаётся потоком воды, идущим к берегу под совместным действием напряжения ветра и низким давлением воздуха вокруг шторма (рисунок 1.1). Нагон определяется как колебание уровня воды в прибрежной зоне или внутреннем водном объекте с периодом от нескольких минут до нескольких дней в результате воздействия барических систем (Siek, 2011). В монографии (Боуден, 1988) штормовой нагон — это возмущение уровня моря, вызываемое метеорологическими причинами, относительно поверхности, искривленной приливом, если он есть. Например, П. Веландер в статье «Численное предсказание штормовых нагонов» (Численные..., 1964) пишет, что «штормовой нагон» означает результат воздействие ветра и атмосферного давления на уровень моря, связанный с отдельным штормом. В статье «Теоретические исследования нагонов у берегов Японии» (Численные..., 1964) штормовые нагоны определяются как «необычайно сильные деформации уровня моря, вызванные такими атмосферными возмущениями, как тайфуны, ураганы и сильные внетропические циклоны». Здесь же (Численные..., 1964) отмечены причины формирования нагонов — сильные ветры и аномалии атмосферного давления, а в прибрежных районах сильное влияние оказывает рельеф дна. Лабзовский (1971) представляет штормовой нагон следствием суммарного действия ветрового течения и длинной гравитационной волны анемобарического происхождения.

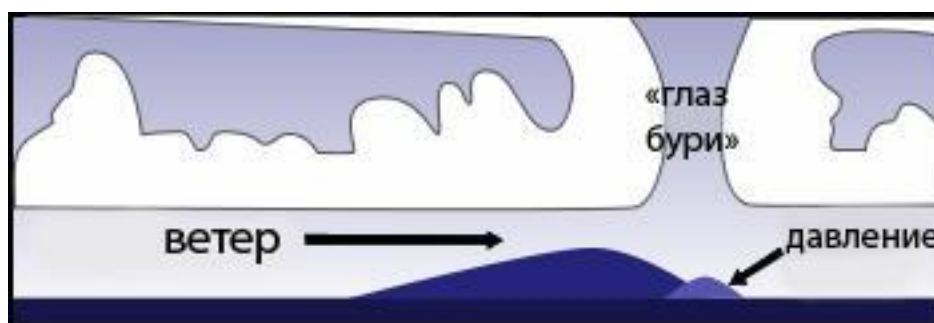


Рисунок 1.1. Нагон, вызванный совместным воздействием сил ветрового напряжения и атмосферного давления (Siek, 2011).

Величина нагона определяется как разность между измеренным уровнем и предвычисленным уровнем, а также длиннопериодными климатическими изменениями уровня моря. Возмущение уровня может быть как положительным — нагон, так и отрицательным — сгон. Масштаб таких явлений изменяется от нескольких часов до нескольких суток (Боуден, 1988). Сгонно-нагонные колебания уровня наиболее выражены в мелководных прибрежных

зонах. Величина нагона зависит от ряда условий, таких как воздействие свободной длинной волны и барической системы, размер, движение и интенсивность штормовой системы, придонного трения.

Величина нагона зависит от ряда условий, таких как воздействие свободной длинной волны и барической системы, её размера, движения и интенсивности и придонного трения.

Главным образом на формирование нагона оказывают влияние пять важных факторов, таких как: 1) ветер (поверхностное напряжение ветра, направление ветра (нормальное к берегу, или вдоль берега), скорость ветра и его продолжительность), 2) атмосферное давление, 3) ветровое волнение, 4) взаимодействие нагона с приливом, 5) лёд на поверхности моря. Некоторые штормовые нагоны формируются исключительно за счёт местных особенностей ветра и локальной прибрежной батиметрии или формы береговой линии.

Несмотря на потенциально катастрофические последствия штормовых нагонов, их возникновение и распространение исторически плохо изучено, поэтому до сих пор существуют неверные представления об этом явлении.

1.2. Физические механизмы формирования нагона

Во многих работах (Murty, 1984; Ullmann et al., 2008; Wolf, 2009; Olbert et al., 2010; Needham and Keim, 2011; Wiśniewski and Wolski, 2011; Weissea et al., 2012) отмечается, что сила нагона зависит исключительно от метеорологических условий, таких как скорость, направление и продолжительность ветра и атмосферное давление. Сначала внимательно рассмотрим влияние ветрового напряжения на формирование нагона.

Ветровое воздействие. Рассмотрим влияние ветра на морскую поверхность без учёта одновременного воздействия атмосферного давления. Ветер вследствие трения между водой и воздухом вызывает касательное напряжение ветра. Это напряжение, в свою очередь, вызывает дрейфовые течения, направленные вследствие действия силы Кориолиса под углом относительно направления ветра.

Исследования Экмана (Ekman, 1905) показали, что угол отклонения течения от направления вызвавшего его ветра в глубоком море составляет 45° на поверхности, непрерывно увеличиваясь с глубиной.

В море с глубиной большей, чем глубина трения Экмана (D)

$$D = \pi \sqrt{\frac{2N_z}{f}} \quad (1)$$

(N_z — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, f — параметр Кориолиса), полный перенос воды в верхнем экмановском слое направлен вправо от направления ветра под прямым углом в северном полушарии, то есть параллельно берегу. Около берега, находящегося справа от направления ветра, перенос воды создаёт повышение уровня моря. На мелководье, где отношение h/D (где h — глубина моря) имеет порядок $\sim 0,1$, полный поток направлен по ветру, то есть повышение уровня создаёт нормальный к берегу ветер (Боуден, 1988; Лабзовский, 1971). Другими словами, наивысший нагон в глубоком море образуется при ветрах, параллельных береговой черте, а для мелководных морей — при ветре, нормальном к берегу.

Ветер, дующий на мелкой воде, вызывает наклон морской поверхности (2), пропорциональный напряжению ветра, нормальному к берегу (введя правую систему координат):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\tau_0}{\rho g H}, \quad (2)$$

где ζ — уровень морской поверхности, x — горизонтальное расстояние, H — глубина, τ_0 — нормальная к берегу составляющая напряжения ветра на поверхности, ρ — плотность воды, g — ускорение силы тяжести (Stewart, 2006).

Расчёты по формуле (2) показывают, что при скорости ветра в 20 м/с на расстоянии 500 км уровень повысится на 1 м (Боуден, 1988). Из-за того, что наклон обратно пропорционален глубине воды, на мелкой воде он будет больше (рисунок 1.2). Для сильной бури 22 м/с (9 по шкале Бофорта), дующей более 200 км с глубиной 30 м уровень моря увеличится на 0,85 м (приблизительно параметры юга Северного моря). А если скорость ветра увеличится до шторма 30 м/с (11 по шкале Бофорта), то тогда уровень повысится на 1,60 м.

Такие авторы, как Needham and Keim (2011), отмечают, что поверхностное ветровое напряжение является доминирующим фактором в формировании нагонов.

Атмосферное давление. Сравнение возмущений, вызванных касательным напряжением ветра и непосредственным влиянием атмосферного давления, показывает, что для пониженных областей давления в средних широтах ветер создаёт приблизительно на порядок больший эффект, чем прямое воздействие давления (Боуден, 1988).

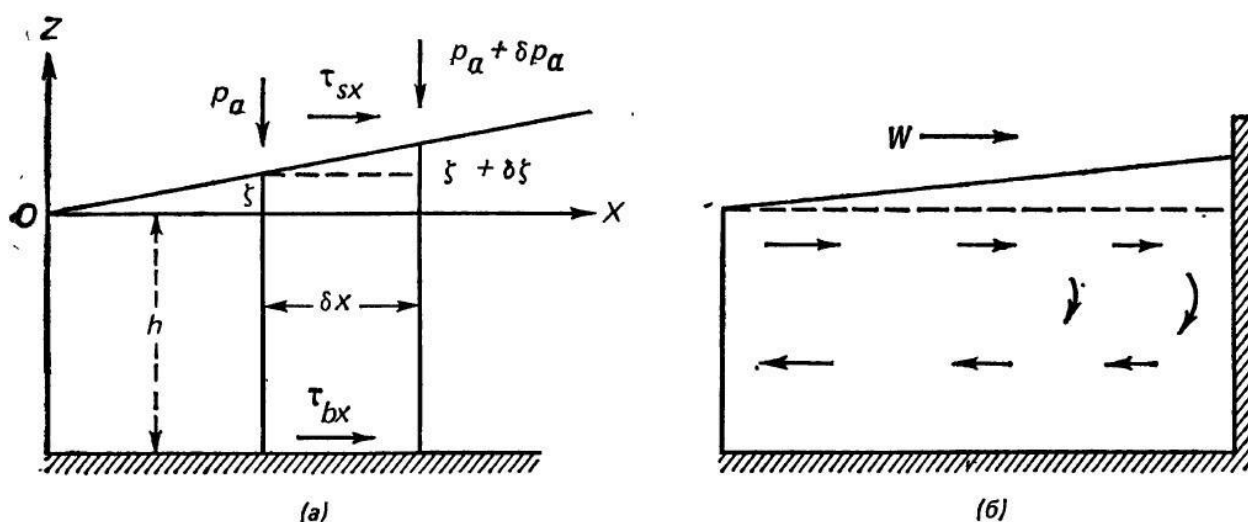


Рисунок 1.2. Нагон в заливе: (а) наклон поверхности моря, возникающий под действием ветра и атмосферного давления; (б) схема течений (Боуден, 1988).

Развитию нагона способствует прохождение циклонов, во время которых наблюдается так называемый эффект «обратного барометра»: понижение давления внутри атмосферного вихря на 1 гПа повышает уровень моря на 1 см (Murty, 1984; Pugh, 1996; Wiśniewski and Wolski, 2011; Weissea et al., 2012). Это своего рода реакция уровня моря на крупномасштабные метеорологические условия. То есть этот эффект выполняется в случае большой акватории и предполагается, что среднее атмосферное давление над ней и средний уровень моря остаются неизменными. Окончательное уравнение для изменения уровня моря $\Delta\zeta$ можно представить в виде уравнения

$$\Delta\zeta = -\frac{\Delta P_A}{\rho g}, \quad (3)$$

где ΔP_A – изменение атмосферного давления, ρ – плотность морской воды. Если проставить следующие значения $\rho = 1026 \text{ кг/м}^3$, $g = 9,80 \text{ м/с}^2$, то

$$\Delta \zeta = -0.993 \Delta P_A,$$

где ζ — в сантиметрах, а ΔP_A — в гПа. Это и называется эффектом «обратного барометра». Если уровень моря полностью адаптирован к изменениям атмосферного давления, эта компенсация означает, что наблюдаемые значения давления на дне не подвержены изменениям атмосферного давления. В течение типичного года внетропическое атмосферное давление может изменяться от 980 гПа до 1030 гПа. Так как стандартная атмосфера равна 1013 гПа, то диапазон статического уровня моря составит от +0,33 м до –0,17 м.

Если же атмосферное возмущение движется быстро, то стационарное состояние не будет успевать устанавливаться, поэтому эффект «обратного барометра» может служить лишь грубым приближением. На практике этот эффект встречается редко, так как существует динамическая реакция мелководных вод континентального шельфа на движение поля атмосферного давления. Из уравнений гидродинамики для шельфа постоянной глубины можно вывести теоретическую модель отклика уровня моря на атмосферное давление (Proudman, 1953), изменение уровня моря $\Delta \zeta$ представлено в виде (4)

$$\Delta \zeta = -(\Delta P_A)/[\rho g(1 - C_A^2/gD)], \quad (4)$$

где, отрицательный знак выражает эффект «обратного барометра», который теперь усиливается $[1 - (C_A^2/gD)]^{-1}$, где C_A – скорость распространения возмущения, A – общая, физически возможная функция, D – постоянная глубина воды. Этот отклик (5) может быть записан:

$$\text{Динамический отклик на уровень моря} = \frac{\text{Статический отклик на уровень моря}}{(1 - \frac{C_A^2}{gD})}. \quad (5)$$

Полный вывод формулы представлен в (Pugh, 1996). Если возмущение атмосферного давления стационарно, то $C_A = 0$, что и есть статический отклик. Выражение C_A^2/gD – это квадрат отношения скорости возмущения к скорости свободной прогрессивной длинной волны. Если $C_A > 0$, то реакция усиливается. Если скорость возмущения больше скорости свободной волны, то отклик будет маленьким. Это выражение будет равно 1,07 при скорости возмущения 20 км/ч и глубиной 50 м; а если глубина уменьшится до 25 м, то оно увеличится до 1,14. Резонанс для возмущения со скоростью 20 км/ч наступит на малых глубинах в 3,0 м.

Отдельно можно выделить нагоны, которые формируются при выходе глубоких тропических циклонов (тайфунов) на побережье (например, Мексиканский и Бенгальский заливы, побережье Японских островов). К сожалению, роль размера циклона была оценена только после прохождения таких ураганов как Катрина (Katrina, 2005) и Айк (Ike, 2008), которые сгенерировали большие нагоны, чем ожидалось (Needham and Keim, 2011). Оценка

вклада давления и ветра в роли движущей силы нагона проведена в статье (Olbert et al., 2010). Результаты показывают, что эффект «обратного барометра» способствует образованию более 80 % остаточных нагонов в районе Кельтского моря и примерно до 55 % на британском побережье Ирландского моря.

Ветровое волнение. При воздействии сильного ветра на поверхности океана формируются ветровые волны, которые, разрушаясь в прибойной зоне, создают волновой нагон, увеличивающий величину общего нагона. При этом уровень моря повышается ещё примерно на 10 — 12 см при скорости ветра около 20 м/с (Рабинович, 1993).

Некоторые детали воздействия ветрового волнения на величину нагона до сих пор требуют дополнительных разъяснений и исследований. Например, эмпирическое моделирование ветрового напряжения на поверхности воды проходит достаточно успешно, хотя фактически процесс передачи импульса и энергии из атмосферы в море через ветровое волнение очень сложен и до конца не изучен (Wolf, 2009).

Моделирование с помощью модели SWAN (Booij, 1999; Holthuijsen, 2007; SWAN, 2007, 2009) штормового нагона, который произошел 11 — 12 января 2005 года в Гебридском море на Внешних Гебриских островах, показало, что ветровое волнение внесло в общий вклад уровня воды ~ 0,48 м (Wolf, 2009).

Свободные длинные волны. В некоторых случаях величина нагона зависит от свободных длинных волн, сгенерированных в открытом море во время движения атмосферных барических систем. Проходя над глубоким морем, барические системы создают возмущения уровня моря за счёт разницы атмосферного давления между центром и периферией системы и особенностей пространственной структуры поля ветра. Затем эти возмущения распространяются в виде свободной длинной волны, называемой нагонной волной. При совпадении скоростей свободной длинной волны и барической системы может произойти резонанс, и высота волны сильно возрастёт (Жуков, 1976; Дуванин, 1968).

В море, где ширина превосходит баротропный радиус деформации Россби (R)

$$R = \frac{\sqrt{gH}}{f} \quad (6)$$

(g — ускорение силы тяжести, H — глубина, f — параметр Кориолиса), свободная волна захватывается береговой зоной и распространяется дальше в виде захваченной волны Кельвина. Если скорость барической системы будет близка к скорости волны Кельвина, то может возникнуть резонанс, и амплитуда нагона резко возрастёт (Боуден, 1988).

В морях с шириной меньшей баротропного радиуса Россби (5) формирование нагона происходит непосредственно за счёт ветра, дующего над морем, либо свободных длинных волн, входящих в море и создающих колебания уровня. Данные нагоны называют внешними (Гилл,

1986). Так, для Белого моря баротропный радиус деформации Россби (6) равен $\sqrt{10 \text{ м/с}^2 * 100 \text{ м}/10^{-4} \text{ с}^{-1}} \approx 320 \text{ км}$, что значительно больше средней ширины Белого моря (которая в среднем составляет 150 км).

Следовательно, величина нагонов естественно зависит от ширины полосы мелководья у наветренного берега. Важную роль здесь играет расстояние до критических глубин (3 — 4 м) (Гидрометеорологические..., 2008; Weissea et al., 2012). Чем дальше эти глубины от берега, тем больше на данном участке величина нагона. Ширина зоны затопления прибрежных территорий зависит от уклона побережья, силы, направления и продолжительности действия поля ветра. Так, чем меньше уклон побережья, тем при прочих равных условиях шире полоса затопления. Наибольший подъём уровня и, соответственно, максимальные площади затопления наблюдаются при ветрах таких румбов, при которых волновая равнодействующая направлена по нормали к берегу (Гидрометеорологические..., 2008).

Приливы. На величину нагона влияет его взаимодействие с приливными колебаниями. Например, если полная вода попадает на максимальный уровень нагона, то их величины складываются (Проект..., 1990, 1991). В статье (Olbert et al., 2010) нагон и прилив рассматриваются как независимые процессы, если пики нагона равномерно распределены во время приливного цикла. В статье (Olbert et al., 2010) показано, что характеристики взаимодействия прилива и нагона имеют пространственное распределение. Самое высокое взаимодействие прилив — нагон обнаружено в Ирландском море. В восточной части Ирландского моря более половины всех пиков нагонов совпадают с полной водой. Эта зависимость усиливается в западной части Ирландского моря (75 %) и в Северном канале, где приблизительно каждый второй пик нагона совпадает с высоким уровнем воды. На западном побережье Ирландии около 40 % пиков попадают на полную воду, остальные максимумы равномерно распределяются по другим приливым зонам.

Исследование взаимодействия прилива и нагона проводилось на побережье Кореи (Kim et al., 2008). При моделировании идеализированного случая (при локальной генерации нагона) обнаружено, что волновое приспособление чётко связано с приливым состоянием по отношению к приливной амплитуде и фазе. Нагон и высота волны увеличиваются в полную воду и, наоборот, при малой воде. В связи с этим обычный метод сложения прилива и нагона может завышать общий уровень. В идеальном случае нагон и общий уровень зависят от состояния прилива на мелководье (в этом исследовании глубина составила 4,5 м). В этой статье (Kim et al., 2008) утверждается, что высокие приливы уменьшают высоту штормовых нагонов.

В любом случае, признано, что на мелководье при большей амплитуде прилива важно учитывать нелинейные эффекты взаимодействия прилив — нагон (Wolf, 2009; Кораблина и др., 2016).

Ледовый покров. Серия наблюдений влияния ветра на градиенты уровня моря вдоль Ботнического залива (самой северной части Балтийского моря), показала, что значение коэффициента сопротивления $C_D = 0,0024$ подходит для сильных ветров летом, когда нет льда (Pugh, 1996). Если залив зимой покрыт льдом, то эффективный C_D постепенно уменьшается и приближался к нулю, когда весь залив покрыт припаем. Полный ледяной покров редок, потому что сильные ветры имеют тенденцию ломать лёд, но при непрерывном покрытии льдом напряжение ветра может быть сбалансировано горизонтальными толчками, передаваемыми через жёсткий ледяной покров. Последствия сезонных изменений ледяного покрова также значительны для нагонов в море Бофорта в канадской Арктике. Нагоны уменьшаются под действием ледяного покрова и сильнее затухают, чем сгоны (Kowalik, 1984). Ледяной покров может влиять на естественные периоды свободных колебаний мелководных заливов на юге море Бофорта, так что резонансное усиление нагонов может быть совершенно разным между зимой и летом.

Речной сток. Отдельное внимание стоит уделить устьевым областям рек и влиянию речного стока на формирование нагона. Моделирование нагонов в устьях рек очень сложная задача в виду того, что нужно аккуратно задавать граничные условия и уметь создавать расчётную сетку для разрешения мелких деталей берегов. В некоторых случаях речной поток может создавать подпор в реке, тем самым вставить на пути движущейся нагонной волны, а затем увеличивать высоту нагона (Кораблина и др., 2016). На рисунке 1.3 отображены затопляемые территории и устьевые области на Атлантическом побережье при возникновении там штормовых нагонов показано на основе математического моделирования (Xie et al., 2004) с использованием гидродинамической модели ADCIRC (Keim and Muller, 2009).

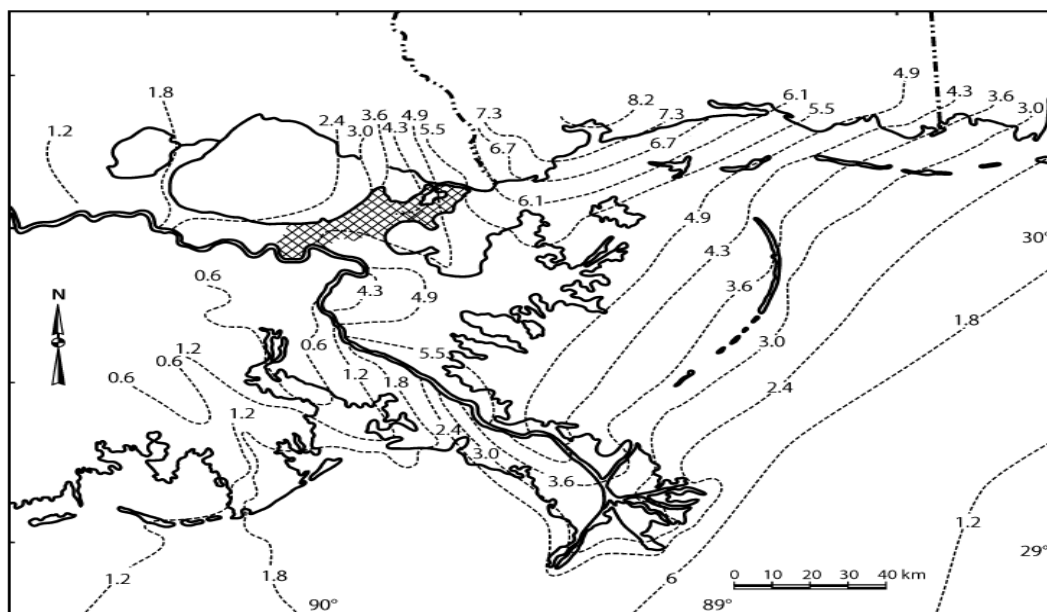


Рисунок 1.3. Распространение максимального штормового нагона, сгенерированного ураганом Катрина вдоль побережья Мексиканского залива (побережье Луизианы и Миссисипи), построенная с помощью модели ADCIRC (Keim and Muller, 2009).

Важно уделять внимание наличию естественных и искусственных препятствий для течения воды, например, гидротехнических берегозащитных сооружений, которые оказывают сильное воздействие на нагон, иногда вызывая экстремальные локализованные различия уровня воды. Искусственная плотина на реке тормозит волну, которая будет через неё проходить со стороны моря на материк вверх по реке. Из-за плотины возникает повышение величины нагона на 3 метра со стороны моря до плотины и понижение — с другой (Keim and Muller, 2009; Needham and Keim, 2011). Однако некоторые барьерные сооружения наоборот строятся для того, чтобы обезопасить города от затопления. Например, такие сооружения есть в Финском заливе для защиты от наводнений в г. Санкт-Петербург, на р. Темза — в г. Лондон.

1.3. Локальные факторы.

Региональные особенности штормовых нагонов в Мировом океане

Рассмотрим некоторые примеры хорошо изученных регионов, где на формирование нагона оказывают воздействие местные условия, характерные только для конкретной акватории.

Северная часть Атлантического океана. В Северном, Балтийском морях наблюдаются катастрофические явления из-за штормовых нагонов. Это известные наводнения в г. Санкт-Петербург (устье р. Нева), в г. Лондон (устье р. Темза) и другие. Наибольшие колебания уровня воды наблюдаются в длинных и постепенно сужающихся в вершине заливах, узких проливах и устьях рек (пролив Ла-Манш, Таганрогский залив, Финский залив, Обская губа).

Северное море. Северное море открыто для североатлантических вод на севере, поэтому внетропические циклоны, перемещающиеся с запада на восток, способны приводить воду в движение с небольшим сопротивлением от нижнего трения. Здесь нагоны генерируются ветрами, действующими над шельфом на север и северо-запад от Шотландии, а также с помощью градиентов давления, перемещающихся из глубины Атлантического океана в сторону мелководья. Когда эта волна распространяется в Северное море, она подвержена влиянию вращения Земли и мелководья по мере приближения к сужающейся области на юг. Эти нагоны иногда называют *внешними*, чтобы отличить их от движения и изменения уровня, вызванного локальным ветром, действующим на морскую поверхность в Северном море, которые называются *внутренними* нагонами. В южной части Северного моря, кроме высоких приливов, эффекта «обратного барометра» и местной батиметрии (Weissea et al., 2012), во время исследований нагонов нужно учитывать, что ветровые гравитационные волны на поверхности океана формируются в ответ на локальное ветровое поле. Эти волны могут складываться с волнами зыби.

Нагоны в Ла-Манше обычно меньше, чем в других районах региона, но иногда движение нагонов с юга Северного моря через пролив Дувр, следуя вдоль английского побережья под влиянием геострофических сил, вызывает прибрежное наводнение (Pugh, 1996).

Западное побережье Британских островов. Динамические характеристики нагонов на западном побережье Британских островов отличаются от динамических характеристик Северного моря, хотя стандартные отклонения для нагонов сопоставимы. Наиболее эффективное направление ветра для создания здесь высоких нагонов — это с Ю и ЮВ, в соответствии с теорией переноса Экмана (Ekman, 1905) справа от ветра и увеличением уровня на мелководье. Наблюдения подтверждают результаты моделей, которые указывают на то, что внешнее распространение нагона в Кельтском море не является здесь важным фактором, в

отличие от Северного моря (Pugh, 1996). Ещё одно различие между нагонами на западном побережье и в Северном море связано с резонансной реакцией Ирландского моря и Бристольского канала на приливные силы из Атлантического океана. Эти резонансные моды также реагируют на метеорологическое воздействие на аналогичных частотах, что приводит к быстрой генерации короткоживущих интенсивных нагонов, которые распадаются в течение одного полусуточного цикла прилива. В марте 1947 года в Авонмуте (Avonmouth) произошёл впечатляющий пример такого нагона. Нагон 3,54 м при уменьшающемся приливе изменил нормальное приливное падение уровня моря в течение нескольких часов (Pugh, 1996). Обычные траектории депрессий, ответственных за большие нагоны в этом регионе, находятся к югу от тех, которые имеют решающее значение для Северного моря. Последние двигаются с ЮЗ над Ирландией, со скоростью около 75 км/ч.

На британском побережье Ирландского моря, местные ветры оказывают меньшее влияние на высоту нагона, так как нагоны в этом море преимущественно вызваны распространением внешних нагонов, входящих в «канал» с севера на юг. Регрессионный анализ показал, что в этом регионе падение атмосферного давления на 1 гПа подразумевает повышение уровня моря на 1,2 см, а в Кельтском море вклад эффекта «обратного барометра» в высоту нагона составляет 80 % (Olbert et al., 2010). В Ирландском и Кельтском морях существуют ограничивающие поток узкие каналы изолированного бассейна.

Балтийское море. В Балтийском море очень небольшой диапазон приливов, так как его связь с Северным морем ограничена и происходит через узкие проливы Каттегат и Скагеррак. Однако Балтийское море подвержено сильным внетропическим циклонам, которые приводят к большим нагонам. Один из них привёл к поднятию уровня моря на 4 метра в Санкт-Петербурге в 1924 году (Pugh, 1996). В Балтийском море приливные эффекты не имеют значение для изменения уровня моря, в отличие от сейш, которые генерируются вследствие проходящих мезомасштабных барических минимумов (Wiśniewski and Wolski, 2011). В этом море при оценке нагонов нужно учитывать водообмен между Балтийским и Северным морями, речной сток, сезонные изменения плотности воды атмосферных осадков и испарение (Wiśniewski and Wolski, 2011).

Наблюдения, проведенные сэром Джеймсом Кларком Россом (Ross, 1854) в течение канадской арктической зимы 1848 — 1849 годов, во время поиска потерянной экспедиции Франклина, подтвердили отклик уровня моря на изменения атмосферного давления за счёт эффекта «обратного барометра». Исследование было сделано во время сплошного ледяного покрова, поэтому наблюдения не осложнялись эффектом ветрового напряжения. В Ньюилине (Newlyn) реакция уровня моря составила минус 0,84 см для каждого 1 гПа повышения атмосферного давления. Анализ для разных частот показал изменения от минус 1,10 см/гПа для

низких частот и минимальный отклик минус 0,70 см / гПа для 0,2 цикла в день. Эти изменения обусловлены атмосферным давлением и влиянием ветра, которые связаны друг с другом при прохождении поля атмосферного давления над Кельтским морем.

Циклон, известный как Гудрун (Gudrun), образовался в северной части Атлантического океана и прошёл по Британским островам, Скандинавии и Финляндии 7 — 9 января 2005 года (Wolf, 2009). Этот циклон сгенерировал сильные ЮЗ и З ветры, которые создали рекордно высокий штормовой нагон в 275 см в Пярну (Эстония), а также в других ближайших регионах вдоль побережья. Этот шторм вызвал изменения в развитии берегов и динамику пляжных отложений практически на всей Эстонии. Данный нагон вызвал большие изменения из-за относительно высокого уровня моря в течение длительного периода перед штормом, а также ввиду отсутствия ледяного покрова в море, который мог бы быть защитой.

Средиземное море. Нагоны в Адриатическом море наиболее эффективно генерируются сильными ЮВ ветрами, направленными вдоль длины моря. Эти ветры связаны с депрессиями, которые движутся на восток, начиная от Лигурийского моря до северо-запада Италии. Северная часть Адриатического моря, Венеция подвержены воздействию нагонов, однако в данном районе сейши играют существенное влияние на затопление. Наблюдения за нагонами в Венеции показали, что они имеют характерный период около 22 ч, который сохраняется в течение многих дней. Эти колебания характеризуются максимальной амплитудой, иногда превышающей 1 м. Низкая оценка скорости приземного ветра над Адриатическим морем — это одна из трудностей для прогноза нагонов. Эти ветры показывают значительные различия в разных местах из-за воздействия окружающих горных хребтов. Короткопериодные колебания, совпадающие с высокими гармониками основного 22-часового колебания, могут быть вызваны этим переменным напряжением ветра. Также наблюдаются колебания с периодом 11 и 7 ч.

Исследование формирования нагонов в Лионском заливе с помощью данных мареографов показало, что важную роль для образования нагонов играют местные ветры мистраль и трамонтана (Ullmann et al., 2008). В статье (Ullmann et al., 2008) приводится связь климата нагонов в Лионском заливе с североатлантическим колебанием.

Районы тропических циклонов. Названия тропических циклонов (штормов) известны по-разному: ураганы / hurricanes (США), циклоны / cyclones (Индия), тайфуны / typhoons (Япония), вольты / willi-willies (Австралия) и багиос / baguios (Филиппины). Штормовой нагон представляет собой потенциально разрушительную возрастающую волну под действием внутритропических и тропических циклонов, например, ураганов и тайфунов. В тропических циклонах уровень давления ниже, а скорости ветра выше, чем во внутритропическом циклоне, поэтому тропический циклон создает нагон значительно выше. Влияние тропических циклонов распространяется по всей западной части Атлантического океана, Мексиканского залива и

западной части Тихого и Индийского океанов. Вспомним последние разрушительные последствия штормовых нагонов. Это ураган «Катрина» в 2005 г., поразивший южную Луизиану и Миссисипи в США, циклон «Наргис», который обрушился на Мьянму в 2008 г. А уязвимость Нового Орлеана к штормовым нагонам известна еще с 1929 г. после выхода статьи для *Engineering News-Record*, Arthur M. Shaw (Resio and Westerink, 2008; Federal..., 1988).

Обратим внимание на районы, где штормовые нагоны образуются под действием сильных тропических циклонов (рисунок 1.4). Эти районы расположены в области пассатных ветров, то есть в диапазоне от 30° с. ш. до 30° ю. ш.. Нагоны, возникающие после проходящего тропического циклона, наблюдаются в Бенгальском (Murty and Henry, 1983; Murty et al., 1986, Dube et al., 1986), Мексиканском заливах (Suhayda and Young, 1988; Condon and Sheng, 2012; Keim and Muller, 2009; Ferreira et al., 2014), на восточном побережье Мозамбика, заливе Карпентария, на северо-восточном побережье Австралии (Zheng et al., 2013), на побережье Кореи и Китая, проходя по Восточно-Китайскому морю (Kim et al., 2008, Choi et al., 2003), в Арабском море (Murty, El-Sabh, 1984). Последствия после такого циклона могут быть более обширными, когда он подходит параллельно побережью. Поэтому высота нагона, образующегося после тропического циклона, зависит от минимума давления в центре циклона, размера и траектории циклона, угол подхода циклона к берегу, формы и батиметрии побережья, а также наличие препятствий протокам рек (Jelesnianski, 1965; Holland, 1980; Hubbert et al., 1991; Hubbert and McInnes, 1999; Needham and Keim, 2011).

Можно сделать следующие выводы. К более сильным штормовым нагонам и наводнениям приводит наблюдающееся изменение давления и ветра вдоль траектории циклона: снижение минимального давления в центре урагана {1} и увеличение радиуса урагана с максимальным ветром {2}. Однако, если $955 < \{1\} < 975$ гПа и $40 < \{2\} < 60$ км (Peng et al., 2004), то штормовой нагон и, следовательно, наводнение одинаково более чувствительны к изменению {1}, чем к {2}.

В статье (Peng et al., 2004) приводятся следующие оценки. Первое, если скорость перемещения урагана уменьшается с 50 до 25 км/ч, то высота нагона увеличивается до 1,5 м, а площадь затопления в некоторых регионах увеличивается в три раза. Второе, когда скорость перемещения урагана уменьшается с 25 до 12,5 км/ч, то высота нагона увеличивается на 1 м, а площадь затопления — вдвое. Третье, если скорость перемещения урагана упала с 12,5 до 6,25 км/ч, то увеличение высоты нагона и площади затопления умереннее по сравнению с быстрым движением шторма.

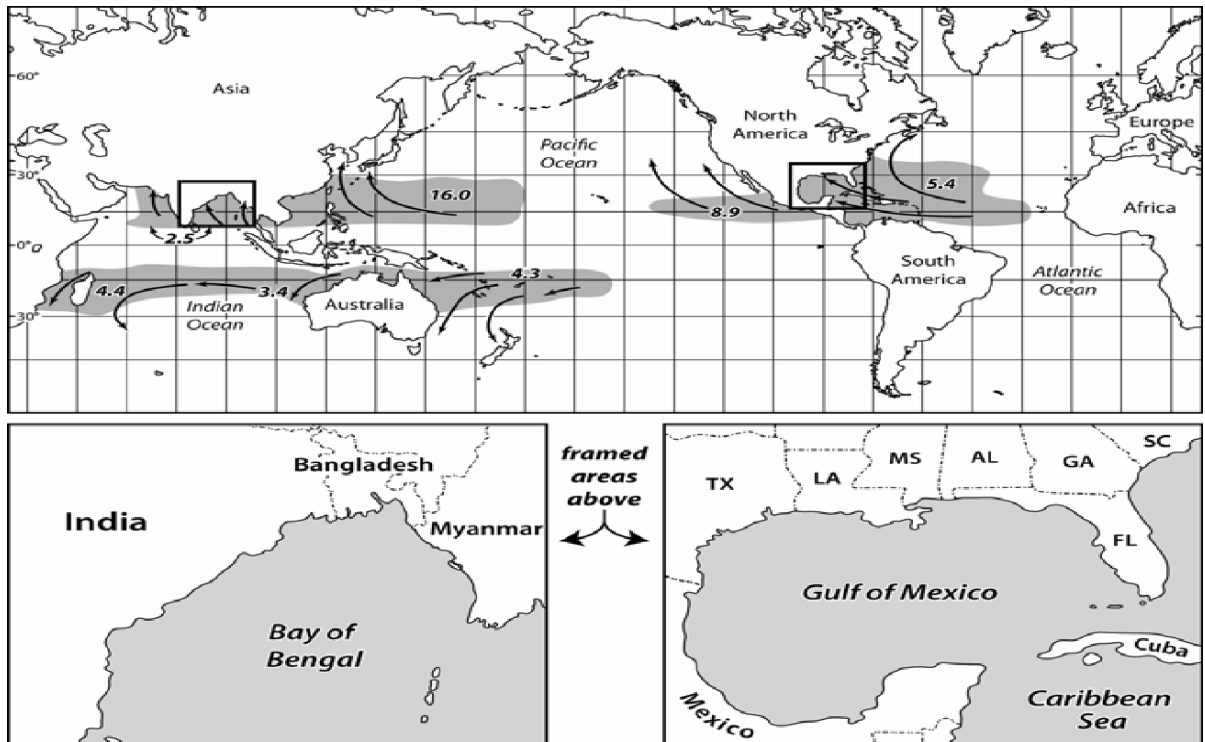


Рисунок 1.4. Области глобального тропического циклогенеза и среднегодовое число сильных ураганов (Needham and Keim, 2011).

Некоторые авторы для удобства оценки климата штормовых нагонов классифицируют нагоны и предлагают индексы штормового нагона (ИШН). Например, статистически значимые величины крупнейших годовых аномалий уровня моря анализируются с помощью ИШН. ИШН (7) определяется как среднее из трёх максимальных штормовых нагонов в год. Для расчёта значения ИШН на каждой станции используются только независимые штормовые события, между которыми должно быть не менее 120 ч. Это показывает своего рода оценку максимальной продолжительности шторма в данном районе. В данных статьях (Conte and Lionello, 2013; Androulidakis et al., 2015) ИШН был рассчитан для прибрежных станций i наблюдаемых *obs* и модельных *mod* данных, затем вычислен процент ошибки E (%) по формуле:

$$E_i(\%) = \frac{\text{ИШН } mod\ i - \text{ИШН } obs\ i}{\frac{\text{ИШН } mod\ i + \text{ИШН } obs\ i}{2}} \times 100. \quad (7)$$

$E_i > 0$, когда модель завышает амплитуду аномалий уровня моря (нагонов и сгонов).

Воздействию нагонов наиболее подвержены низменные берега с прилегающими дельтами рек (например, в Юго-Восточной Азии, Южной Америке); районы, которые находятся под действием тропических циклонов (северо-восточное побережье Австралии); территории, которые находятся почти на уровне моря (побережье восточного Бангладеша). Из-за местных юго-восточных ветров, продолжительностью сутки, в заливе Ла-Плата высота нагона может

превысить 1 м, что уже может отразиться на торговле и работе в морском порте. В частности, возникающие из-за стационарного циклона над эстуарием длительные юго-восточные ветры, могут сформировать нагон выше 3-х метров, что приводит к разрушительному наводнению (O'Connor, 1991). Также, в данном заливе формированию нагона способствует маленькая глубина и сужение эстуария.

Атлантическое побережье Северной Америки. Вокруг Мексиканского залива и вдоль Атлантического побережья от Флориды до мыса Гаттерас (Hatteras) наибольший риск затопления происходит от тропических ураганов, которые происходят в тропическом Атлантическом океане, откуда они двигаются в западном направлении, пока не достигнут Вест-Индии (Keim and Muller, 2009). Здесь многие из них поворачивают на север к побережью США. Ураганы иногда продвигаются далеко на север, к Новой Англии, однако районы, наиболее подверженные затоплению, находятся на юге. По мере увеличения уровня моря на 0,3 м в 100 лет, риск наводнения становится всё более значительным.

Дальше на север преобладают нагоны, возникающие из-за внетропических циклонов (Pugh, 1996). Скорость ветра в них менее экстремальна, но в отличие от тропических циклонов эффект от этих циклонов распространён более широко — на сотни километров.

Австралия. В статье (Zheng et al., 2013) анализируется взаимодействие между экстремальным количеством осадков и нагонами вдоль австралийского побережья. Это исследование может быть решающим для определения риска наводнений в прибрежной зоне. Взаимодействие между количеством осадков и нагоном изменяется в зависимости от продолжительности шторма. Оно увеличивается при шторме продолжительностью от 1 до 24 ч. Также важен момент, когда экстремальные события произошли в одно и то же время при штормовом нагоне продолжительностью более 6 ч. Большинство исследований показывают, что зависимость между экстремальными осадками и штормовыми нагонами существует, однако мало что известно о факторах, которые к этому приводят. Zheng и др. (2013) утверждают, что размер водосборной площади влияет на продолжительность шторма. Для оценки риска затопления в южной Австралии, в холодное время года необходимо учитывать высокую влажность почвы, в отличие от летнего периода, когда почвы засушливы.

Тайвань. Во время прохождения тайфуна Даг (Doug) на Тайване были полностью уничтожены волноломы и корабельные доки в гавани Лангтанг на северо-восточной оконечности Тайваня в 1994 году (Hsu et al., 1999; Huang et al., 2005). Предполагаемый максимальный подъём уровня моря составил около 3-х метров (Wolf, 2009). Наибольший уровень нагона обнаружен не в том месте, где произошёл самый серьёзный ущерб. Это говорит о том, что волновой разбег может быть важным вкладом в формирование высоты штормового нагона (Wolf, 2009).

Бенгальский залив. Побережье Индии и Бангладеша, которые окружают Бенгальский залив, очень уязвимы для сильного наводнения из-за тропических циклонов (Murty and Henry, 1983; Murty et al., 1986; Flather and Henry, 1986; Flather, 1991). В Бангладеше сильные циклоны в ноябре 1970 г. и мае 1985 г. унесли жизни нескольких сотен людей (Encyclopedia..., 2005). Эти циклоны обычно происходят в южных частях залива или в Андаманском море, откуда они двигаются к западу, прежде чем повернуть на С и СВ. Здесь на узком шельфе основным фактором для образования нагонов являются атмосферное давление и ветер. На севере, где ширина шельфа составляет 300 км, в ноябре 1970 года на СВ Читтагонга (Chittagong) произошёл сильный циклон, после которого образовался уровень нагона более 9,0 м (Pugh, 1996). Тот факт, что береговая линия поворачивает вправо у Читтагонга, формирует максимальный уровень нагона выше, чем тот же шторм,двигающийся перпендикулярно прямому побережью. Моделирование этого события подтвердило, что максимальный уровень обусловлен прямым вкладом нагона и вкладом, отражённым от соседнего побережья.

Япония. Несколько тысяч человек погибли в сентябре 1959 года во время тайфуна «Вера» (Vera), который поразил побережье Японии. Величина нагона составила 3,6 м в Нагое (Nagoya) на южном побережье о. Хонсю. На внешнем побережье Японии очень узкий континентальный шельф, поэтому тайфуны оказывают наибольшее влияние на отдельные бухты. На формирование нагона воздействие ветра здесь менее важно, чем изменение атмосферного давления. Если направление и скорость тайфуна вызывает резонансный отклик на естественное колебание вод залива, то эффекты могут быть особенно серьёзными. Колебание вод бухты сохраняются в течение нескольких часов после их начала. Вычисления показали, что максимальные нагоны в Токийском заливе генерируются циклоном, находящимся примерно в 60 км к С или В от залива, когда возможны амплитуды 2,0 м или более. В этом конкретном случае расчёты показали, что ни скорость движения, ни существование резонансных откликов не были критическими. Далее на запад, в заливе Осака и во Внутреннем море между Хонсю и Сикоку, тайфун генерирует нагоны, которые превышают 2,0 м в несколько раз. Максимальный нагон возникает несколько к З от точки, где тайфун пересекает побережье, и в значительной степени не зависит от местной топографии. Наблюдения показывают, что уровень начинает расти примерно за 20 ч до момента ближайшего приближения тайфуна и возвращается обратно примерно через 10 ч.

Нагоны на юго-восточном побережье о. Сахалин формируются южными циклонами из Японского моря, а иногда зарождающимися в Тихом океане восточнее о. Хонсю идвигающимися на север в центральную часть Охотского моря. Здесь нагоны достигают наибольшей величины осенью. Ввиду того, что побережье Охотского моря слабо заселено, штормовые нагоны здесь не вызывают катастрофических последствий, но, тем не менее, во

многих районах при интенсивном ветровом волнении нагоны приводят к существенным убыткам. 6—7 октября 1983 года была затоплена дорога г. Николаевск-на-Амуре — п. Чныррах, разрушен рыбзавод в п. Нижнее Пронге.

В дополнение к описанным областям многие другие регионы уязвимы для нагонов, вызванных тропическими штормами. К ним относятся побережья южного Китая и Гонконга, Филиппин, Индонезии, Северной Австралии и побережья Квинсленда. Во всех случаях уровень нагона и ущерб, вызванный нагонами, очень чувствительны к направлению и скорости их развития, поэтому результаты двух циклонов не похожи друг на друга. Локальные особенности могут дать большие различия в воздействии на уровень моря на короткие расстояния. Например, нагон в гавани Гонконга из-за тайфуна в сентябре 1962 года составил 1,8 м, но в пределах каналов и островов был зарегистрирован гораздо более высокий уровень нагона в 3,2 м.

Глава 2. Современные представления о нагонах в Белом и Баренцевом морях

2.1. Физико-географическое описание Белого и Баренцева морей

Белое море. Белое море расположено на севере европейской части РФ между 68°39' и 63°47' северной широты и между 32° и 44°32' восточной долготы. Это единственное из морей, относящихся к бассейну Северного Ледовитого океана, которое большей частью располагается к югу от полярного круга. Условная граница, отделяющая Белое от Баренцева моря, проходит от мыса Святой Нос (Кольский полуостров) до мыса Канин Нос (п-ов Канин). Белое море одно из самых маленьких по размерам, его относят к внутренним морям. По площади море составляет 1/16 часть Баренцева моря (90,1 тыс. км²). Средняя глубина составляет 67 м. Самая западная часть Белого моря располагается в вершине Кандалакшского залива, а восточная — в Мезенской губе. Таким образом, с севера на юг Белое море простирается на 292 морских миль, а с востока на запад на 301 морскую милю.

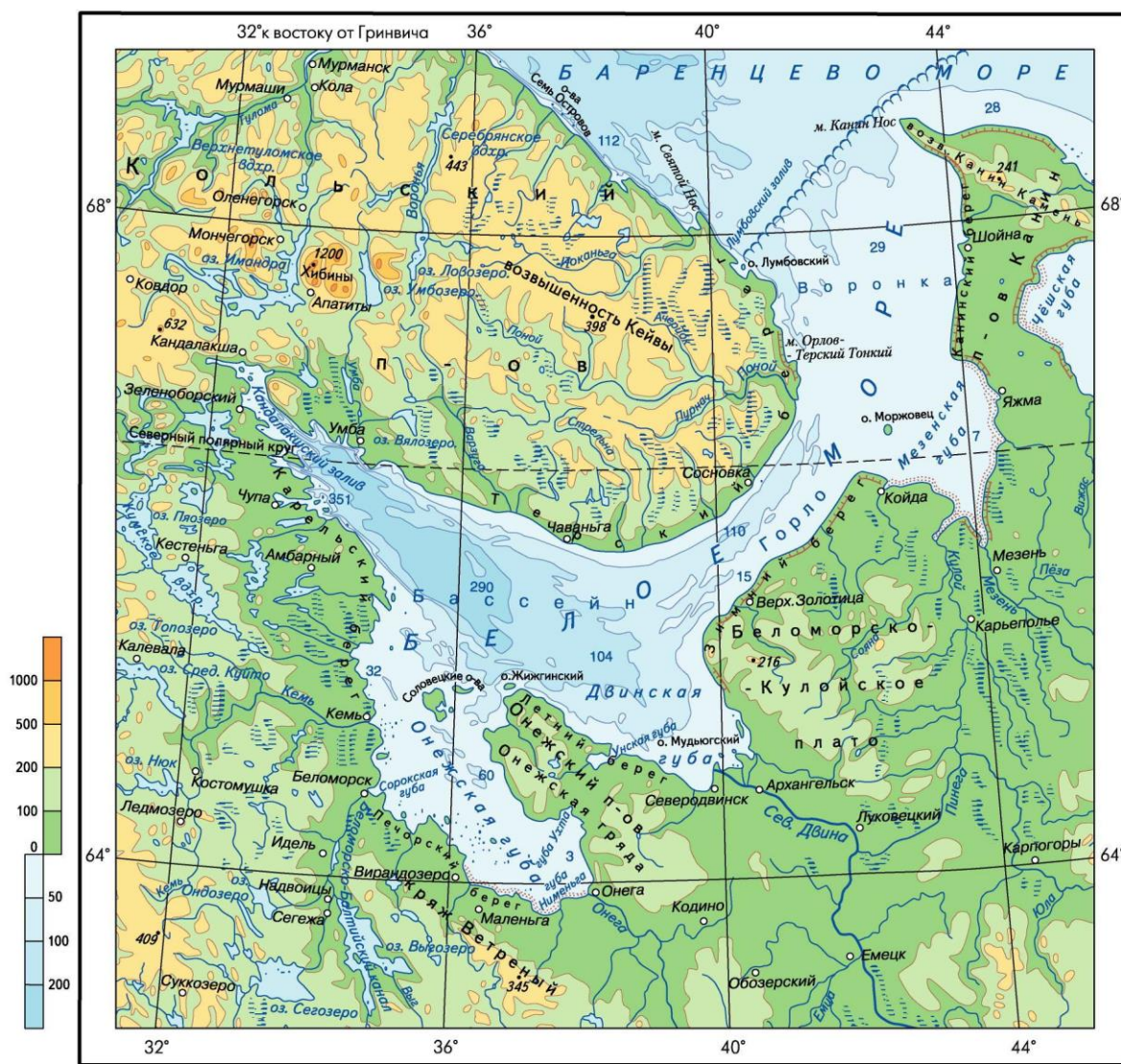
Белое море принято делить на семь районов: Воронку, Горло, Бассейн, Кандалакшский залив, Мезенскую губу, Двинскую губу, Онежскую губу (рисунок 2.1). Эти районы существенно различаются по условиям жизни для всех морских организмов, в том числе для рыб.

Глубина моря неравномерно распределяется по районам моря. Самая большая впадина с глубинами от 200 до 330 м (максимум 350 м) занимает СЗ область центральной части моря, или собственно Бассейна, а также ЮВ часть Кандалакшского залива (рисунок 2.1). К берегам и во все стороны от этого района глубины уменьшаются.

Прибрежная зона Онежской губы мелководна (25 м); глубина средней части залива достигает 50 м. В Двинской губе, даже на границе с Бассейном, глубины меньше 100 м и постепенно убывают по направлению к устью реки Северная Двина и к берегам Зимнему и Летнему. В СЗ части Кандалакшского залива, в Горле и Воронке, глубины редко превышают 100 м. Мелководность северной части моря и Горла по сравнению с Бассейном затрудняет его водообмен с Баренцевым морем, что отражается в гидрологических условиях Белого моря.

Зимой над северной частью европейской территории РФ устанавливается обширный антициклон, а над Баренцевым морем развита интенсивная циклоническая деятельность. В связи с этим на Белом море дуют преимущественно ЮЗ ветры со скоростью 4 — 8 м/с. При значительных вторжениях относительно тёплого воздуха с Атлантического океана

наблюдаются западные ветры. Смещение в район Белого моря антициклона из Арктики вызывают СВ ветры.



Масштаб 1: 5 000 000

Рисунок 2.1. Схема Белого моря (Национальный..., 2008).

Летом над Баренцевым морем устанавливается антициклон, а к югу и ЮВ от Белого моря развивается интенсивная циклоническая деятельность. Над морем преобладают СВ ветры со скоростью 1,5 — 5,4 м/с. Циклоны, проходящие над Баренцевым морем, меняют направление ветра над Белым морем на З и ЮЗ. Если над СВ Европой устанавливается антициклон, над морем преобладают ЮВ ветры. Таким образом, сезонная смена преобладающих ветров носит муссонный характер (Добровольский и Залогин, 1982).

В Белом море выражены приливы. Приливная волна поступает из Баренцева моря и распространяется вдоль оси Воронки до вершины Мезенской губы. Волна, проходя поперёк входа в Горло, вызывает волны, проходящие через Горло в Бассейн, где они отражаются от

Летнего и Карельского берегов. Сложение отраженных от берегов и набегающих волн создаёт стоячую волну, которая образует приливы в Горле и Бассейне Белого моря. Приливы имеют правильный полусуточный характер.

Распределение грунтов зависит от глубин и скорости течений. Глубоководные части моря, а также предустьевые участки рек заполнены илами; в мелководных и островных районах, то есть там, где скорости течений увеличиваются, преобладают песчаные, глинистые и каменистые грунты. В некоторых районах моря очень высокий приливный уровень, например, благодаря конфигурации берегов у Мезенской губы он превышает 7 м. Высокие приливы вызывают в этих местах мощные приливные течения, называемые сулоями. Но это скорее исключение, чем правило. Специфика режима уровня арктических морей заключается в том, что сгонно-нагонные колебания уровня преобладают над приливными колебаниями (Абузьяров и др., 1988).

Отдельно нужно уделить внимание устьевой области реки Северной Двины. Здесь наблюдаются нагоны, и расположен один из крупных городов и морской порт — Архангельск. Повышение уровня моря может приводить к затоплению и разрушению хозяйственных и городских построек. Устье Северной Двины — важнейшее место, где пересекаются морские и речные пути севера России. Экономическое развитие района определяется физико-географическими условиями устьевой области и сопредельных территорий на большей площади устьевой области. По берегам реки и судоходных рукавов дельты располагаются деревообрабатывающие и лесохимические предприятия. Причалы морского порта имеют большую протяжённость.

Устьевая область реки — особый географический объект, охватывающий район впадения реки в приёмный водоем (океан, море, озеро) и имеющий специальный природный комплекс, структура и формирование, которого регулируется устьевыми процессами: динамическим взаимодействием и смешением вод реки и приёмного водоема, отложением и переотложением речных наносов и частично морских наносов. Этот термин ввёл И.В. Самойлов (Магрицкий, 2011). В устьевой области, в целом, присутствуют черты и реки, и моря, так как она находится под их постоянным воздействием. Гидрологический режим устьевой области формируется в результате взаимодействия речных и морских вод, при этом происходит формирование и развитие рельефа и гидрографической сети устьевой области.

Устьевая область Северной Двины (рисунок 2.2) состоит из приустьевого участка реки от устья Пинеги до взморья и южной части Двинской губы. Главные особенности гидрологического режима данной области можно обозначить следующим образом: 1) приливы с моря, 2) величина и распределение речного стока в год, 3) геоморфология, 4) климат.

Верхняя граница устьевой области проходит у устья Пинеги, где прекращается приливное воздействие. Морская граница определяется по свалу глубин в районе 8 метровой изобаты. Устьевая область Северной Двины состоит из трёх частей. 1) Приустьевой участок (устье Пинеги — Архангельск), протяженностью 95 км (от устья, принятого по линии о. Разбойник — о. Лебедин в Корабельном рукаве). 2) Дельта с тремя основными рукавами и многочисленными протоками. Длина дельты (Архангельск — о. Кумбыш) 37 км, ширина по морскому краю 45 км. 54 % от площади дельты в 896 км² приходится на острова. 3) Устьевое взморье — это мелководье Двинской губы, площадью ~ 260 км. В пределах устьевое взморья выделяют мелководную лагуну Сухое море, которое отделяется о. Мудьюг и Никольской косой от Двинской губы.

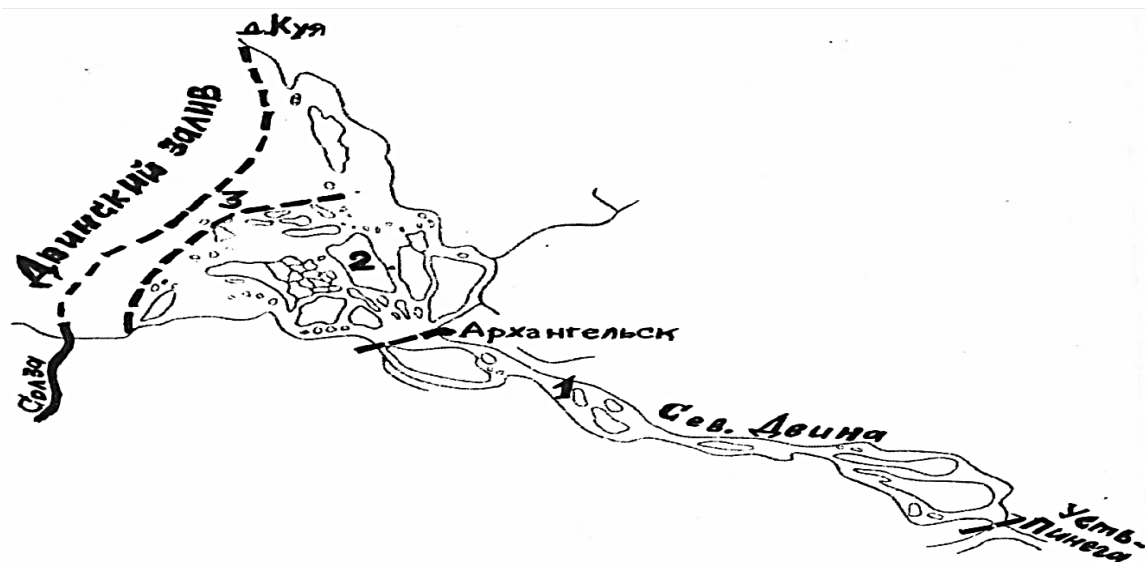


Рисунок 2.2. Схема устьевой области: 1) приустьевой участок реки, 2) дельта, 3) устьевое взморье (Гидрология..., 1965).

Климат бассейна реки характеризуется продолжительной и холодной зимой, коротким и прохладным летом, большим количеством осадков. В год выпадает до 500 мм осадков, из которых 60 — 70 % приходится на тёплый период.

Гидрологический режим реки Северная Двина определяется высоким весенним половодьем, низкой летней меженью с дождевыми паводками и низкими уровнями зимой. Существенную роль в режиме реки играет её течение с юга на север, особенно это заметно в периоды вскрытия и замерзания реки.

Образование льда начинается осенью, во второй половине октября или ноября. Ледостав может быть устойчивым и продолжается около 6 месяцев.

Гидрографическая сеть дельты реки очень разнообразна. Основные рукава (рисунок 2.3), которые находятся в дельте: Никольский, Мурманский и Корабельный, иногда к этим трём

добавляют Маймаксу и Кузнечиху. Основные (три) рукава расходятся от вершины дельты и выходят в море. Самый широкий, но мелководный в нижней своей части, поэтому мало пригодный для судоходства – это Никольский рукав. Другие два рукава обладают лучшими судоходными качествами: морской путь к Архангельскому порту проходит по нижнему и верхнему участку Корабельного рукава. Мурманский рукав специально углублён, и он считается вторым морским судоходным путём.

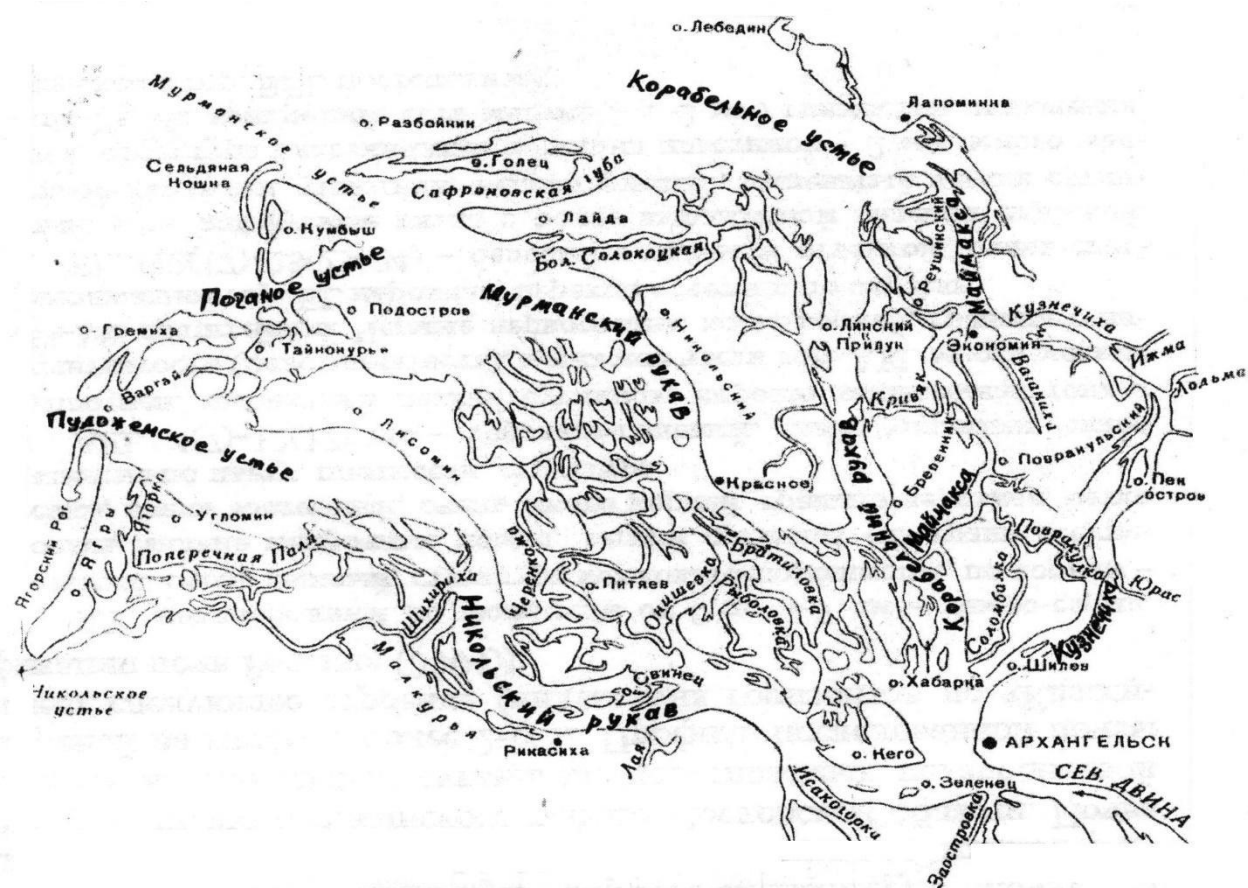


Рисунок 2.3. Схема рукавов и протоков в дельте Северной Двины (Гидрология..., 1965).

Баренцево море. Баренцево море — важнейшая транспортная магистраль Северного морского пути, где располагается единственный в России незамерзающий заполярный порт — Мурманск, где осуществляется морское сообщение с различными странами. Море расположено в основном на североевропейском шельфе. Баренцево море открыто к центральному Арктическому бассейну, к Норвежскому и Гренландскому морям, поэтому относится к типу материковых окраинных морей. Это одно из самых больших по размеру морей России. Баренцево море находится между параллелями $81^{\circ}51'$ и $66^{\circ}44'$ с. ш. и меридианами $16^{\circ}30'$ и $68^{\circ}32'$ в. д.. Его площадь составляет 1,424 тыс. км², средняя глубина 222 м, а максимальная — 600 м.

Баренцево море занимает самое западное положение из всех российских окраинных морей, имеет естественные границы на юге и на востоке, в остальных частях его границами служат условные линии. Западной границей считают линию м. Южный (арх. Шпицберген) — о. Медвежий — м. Нордкап; восточной — западное побережье островов Вайгач, Новой Земли, затем линией м. Желания — м. Кользат; северной — северная окраина архипелага Земля Франца-Иосифа, далее от м. Мэри-Хармсуорт (о. Земля Александры) через острова Виктория и Белый к м. Ли-Смит, который находится на о. Северо-Восточная Земля (арх. Шпицберген); южной — предел материка и линия м. Святой Нос — м. Канин Нос (рисунок 2.4).

Дно моря — это сложно расчленённая подводная равнина с волнистой поверхностью, несколько покатой к западу и северо-востоку. Наиболее глубокие районы и максимальная глубина моря находятся в его западной части.

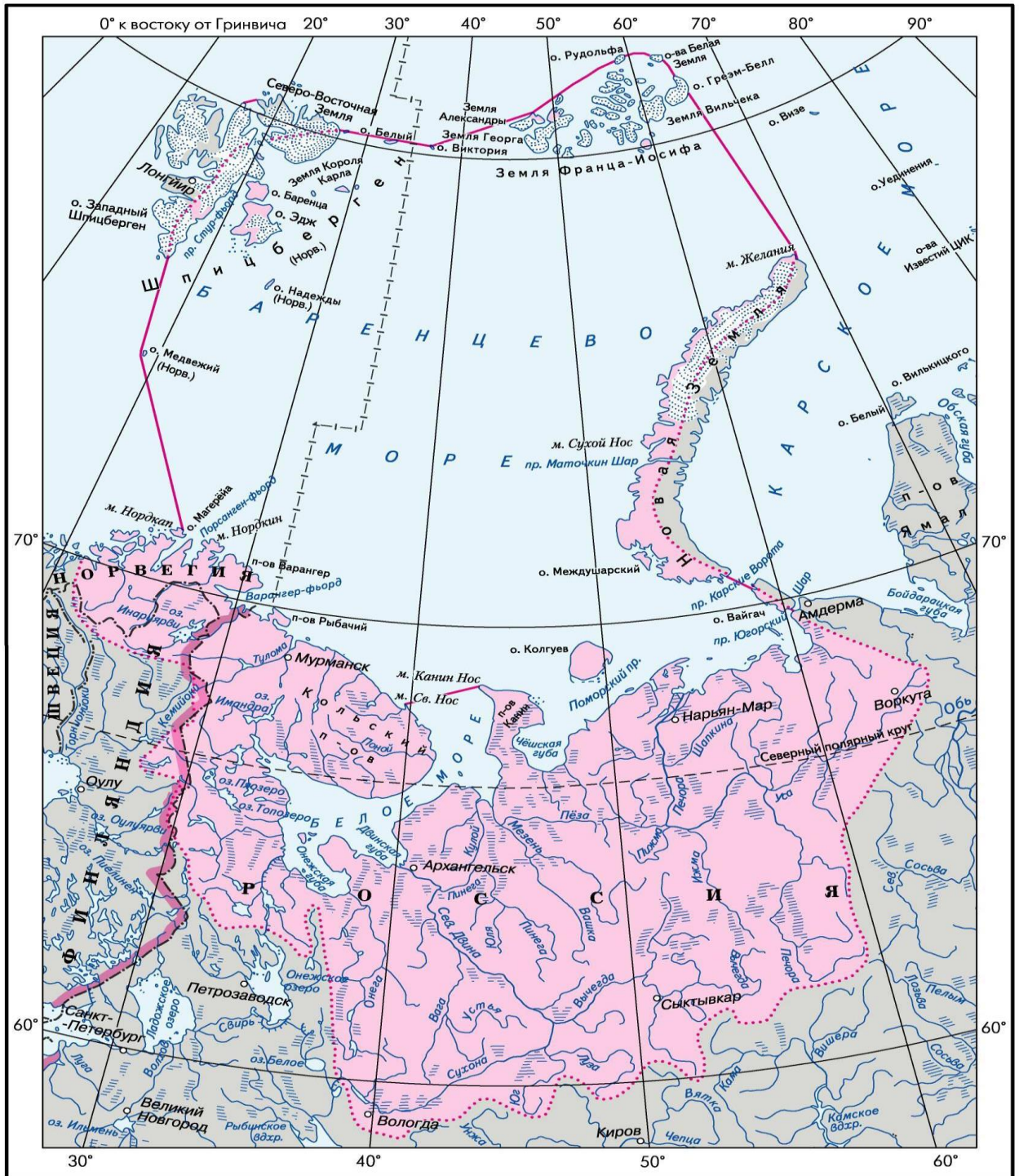
Положение моря в высоких широтах за полярным кругом и непосредственная связь с Атлантическим и Северным Ледовитым океанами определяют основные черты климата моря. Над северной частью моря господствуют арктические воздушные массы воздуха, а на юге — воздушные массы умеренных широт. На границе этих двух основных потоков формируется арктический фронт, где образуются циклоны и антициклоны.

Зимой Исландский минимум углубляется, затем его взаимодействие с Сибирским максимумом усиливает арктический фронт, что приводит к циклонической деятельности над центром Баренцева моря. В это время преобладают ЮЗ ветры. На СЗ Баренцева моря, в его мелководной части, наблюдаются СВ ветры, а в ЮВ части моря — ветры с юга и ЮВ.

Основную роль в колебаниях уровня Баренцева моря играют приливы, вызываемые атлантической приливной волной, движущейся с запада на восток. Затем западнее пролива Маточкин Шар она поворачивает частично на СВ и частично на ЮВ. На формирование уровня режима существенное влияние оказывают метеорологические (продолжительное действие ветра, изменение атмосферного давления) и ледово-гидрологические факторы. Здесь наблюдаются сгонно-нагонные колебания уровня, достигающие в прибрежных районах 1 — 2 м. Сгонно-нагонные колебания уровня наиболее значительны (до 3 м) у Кольского побережья и архипелага Шпицберген (порядка 1 м), наименьшие величины (0,5 м) наблюдаются у берегов архипелага Новая Земля и в ЮВ части моря (Добровольский и Залогин, 1982).

Баренцево море — единственное полностью не замерзающее арктическое море. Льдообразование в море начинается на севере в сентябре, в центральных районах — в октябре и на ЮВ — в ноябре. В море преобладают плавучие льды, встречаются айсберги, припай развит слабо.

БАССЕЙН БАРЕНЦЕВА МОРЯ



..... Граница бассейна
 — Граница моря

Масштаб 1:15 000 000

Рисунок 2.4. Бассейн Баренцева моря (Национальный..., 2008).

2.2. Нагоны в Белом и Баренцевом морях

Причина нагонов в Белом и Баренцевом морях — это проходящие глубокие циклоны над акваториями этих морей. Выход глубоких циклонов обусловлен циклогенезом на арктическом и полярном климатологических фронтах. Средняя скорость перемещения глубоких циклонов здесь составляет около 34 км/ч, среднее давление в центре циклона — 985 гПа, средний диаметр — 1600 — 1900 км, а при выходе на акватории Баренцева и Белого морей, углубляются на 9 гПа за день (Потанин, 1971, 1972). Циклоны в исследуемой области принято делить на следующие: 1) «ныряющие», 2) западные, 3) южные, 4) аномально смещающиеся. При западном направлении циклоны различают в зависимости от расположения его центра: над Баренцевым или над Белым морями (рисунок 2.5). При исследовании нагонов в данном регионе «ныряющий» циклон — это внетропический циклон, характеризующийся особенной траекторией, например, с севера (СЗ) (район Шпицбергена) на юг (ЮВ) и высокой скоростью перемещения. Эти циклоны двигаются от Баренцева моря через Финляндию в западные области центрального округа к нижнему Дону, от мыса Канин Нос через Киров на Татарстан и далее на низовья Урала. К западным отнесены циклоны, траектории которых имеют более широтную направленность.

2.2.1. Нагоны в Белом море

Нагоны в Белом море, как уже говорилось выше, обусловлены выходом глубоких циклонов двух типов: «ныряющие» (повторяемость около 88 %) и атлантические (западные).

В среднем величина нагона в Белом море составляет 0,65 м (в Воронке) и 0,68 м (в Бассейне) (Потанин, 1971, 1972), в заливах — до 0,9 м, продолжительность — в среднем 80 ч. Нагоны наиболее выражены в устьях реки Мезени, Северной Двины, Онеги (Люция..., 1972). Средняя величина нагона для Мезени составляет 1,18 м (максимальная 3,58 м), для Северной Двины 0,85 м (максимальная 2,09 м), для Онеги 0,88 м (максимальная 2,14 м) (Потанин, 1971, 1972).

Нагоны, формирующиеся в Белом море циклонами, перемещающимися над Белым и Баренцевым морями с запада на восток, имеют продолжительность 4 — 6 сут. Выявлено (Проект..., 1991), что наибольшие нагоны образуются при следующих направлениях ветра: для п. Кемь-Порт — 0°, для п. Онеги — 315°, для п. Архангельска — 335°. Также не стоит забывать, что в районе гидрометеорологических постов Архангельск и Онега уровень моря достаточно подвержен влиянию речного стока. Исследование проникновения морских вод во время нагона в устья рек представляется отдельной объёмной задачей (Кораблина А.Д. и др., 2016), которая в данной работе не рассматривается.

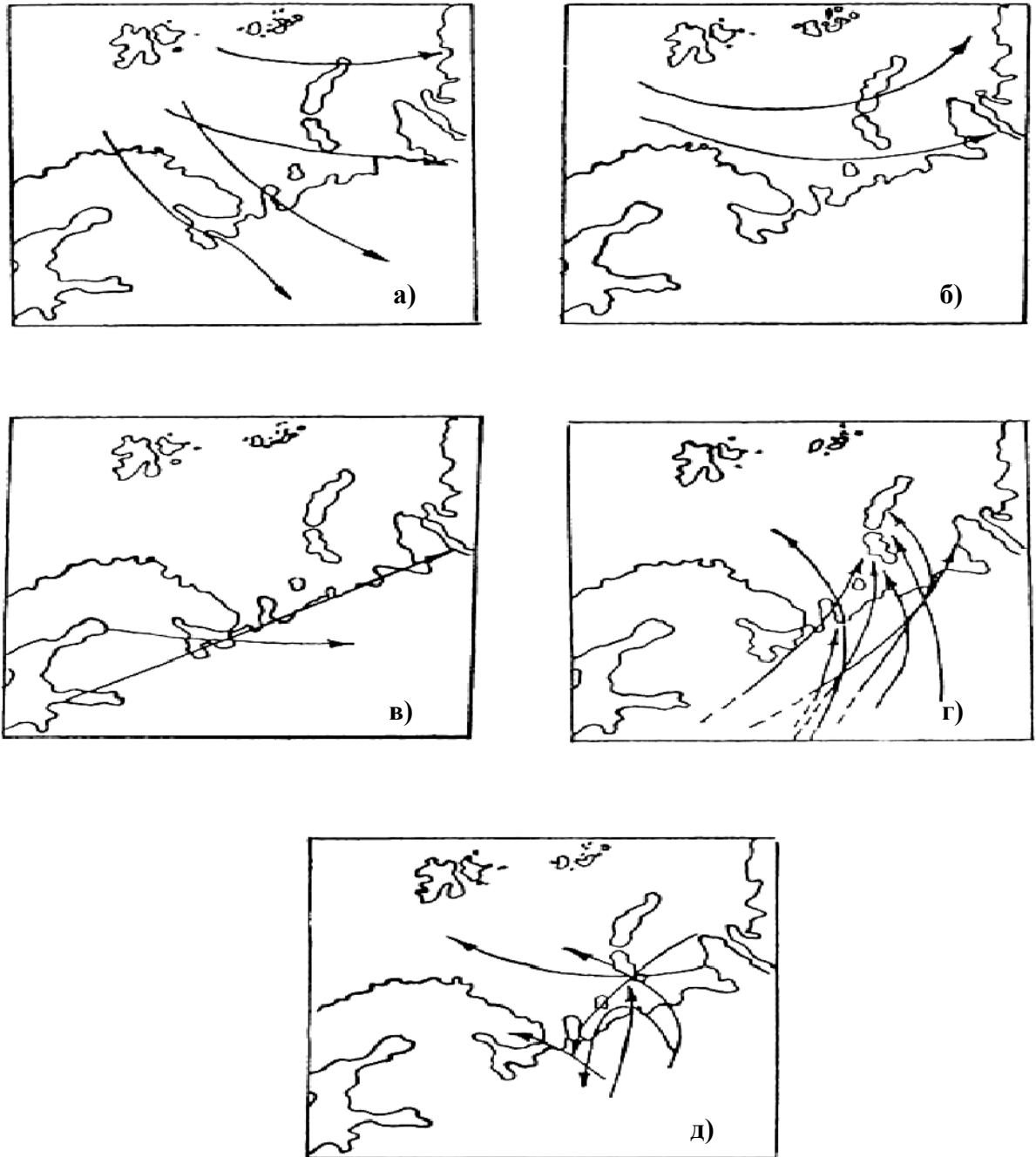


Рисунок 2.5. Типы перемещающихся циклонов: а) «ныряющие», б) западные с центром над Баренцевым морем, в) западные с центром над Белым морем, г) южные, д) anomalно смещающиеся (Filatov et al., 2005).

Большинство нагонов в Белом море формируются следующим образом.

Циклоны с центром над Баренцевым морем генерируют нагонную волну (длинная гравитационная волна с фазовой скоростью $c^2 = gh$) в Баренцевом море (скорость около 150 км/ч). Её скорость в среднем в пять раз выше скорости перемещения барических образований (Проект...,1991). Далее эта волна распространяется в Белое море, подвергаясь

воздействию прилива, рельефа дна и берега. Центр циклона успевает переместиться на восток и ЮВ к моменту достижения гребня нагонной волны вершин заливов (кроме Мезенской губы). Во время максимальных уровней в Белом море оно оказывается в тыловой части циклона в зоне экстремальных ветров СЗ направления. При этих циклонах влияние градиентов приземного атмосферного давления незначительно (Проект..., 1991). Таким образом, выявлено, что формирование беломорского нагона начинается приблизительно через 26 ч (Потанин, 1972) после начала формирования баренцевоморского нагона, поэтому формирование беломорского нагона происходит в тыловой части уходящего циклона и обуславливается распространением гребня длинной волны и действием ветров северных румбов. Так, нагонные ветры для Белого моря — это ветры, перпендикулярные береговой черте (меридиональная составляющая), то есть ветры, расположенные в тыловой части надвигающихся глубоких циклонов. Например, ветер северного румба будет нагонным ветром для Карельского, Печорского, Летнего, Зимнего, Канинского берегов. В Воронке Белого моря половина из общей величины нагона (0,65 м) обусловлена трансформированной длинной нагонной волной, а вторая половина ветровым нагоном из прилегающей части Баренцева моря (Потанин, 1972). В Воронку ветровой нагон приносит около $7,5 \text{ км}^3$ баренцевоморской воды.

В Бассейне Белого моря из общей величины нагона 0,68 м чуть более половины объясняется волновыми подъёмами, а остальное — ветровым нагоном. Однако нужно учитывать следующую структуру нагона. Под действием ветра происходит перемещение массы воды из Воронки, что в дальнейшем приводит к повышению уровня в Бассейне на 8 — 10 см, что соответствует объёму воды $5,9 \text{ км}^3$. Также под воздействием ветра наблюдается перераспределение вод непосредственно в Бассейне, вследствие чего величина нагона у южного побережья Белого моря значительно выше, чем у северного. Затухание беломорского нагона происходит вследствие смещения циклона дальше на восток или его заполнения.

Также важно отметить, что роль воздействия поля атмосферного давления и ветра на формирование нагонов неодинакова в различных областях Белого моря. В Воронке Белого моря поле атмосферного давления и ветра равны 50 %, а для Бассейна с заливами эти составляющие обуславливают соответственно 55 % и 45 % от общей величины нагона (Потанин, 1972).

При прохождении западного циклона с центром над Белым морем возрастает роль ветровой составляющей при формировании нагонов. В аномально смещающемся циклоне преобладают северные ветры, формирующие нагоны в южных районах моря, а сгоны — в северных (там же).

При изучении формирования нагонов необходимо учитывать сезонную изменчивость уровня Белого моря. Выделяются три типа сезонной изменчивости уровня моря.

Первый тип характеризуется наличием максимума в октябре и минимум в феврале (рисунок 2.6). Этот тип изменчивости наблюдается в бассейне моря и Кандалакшском заливе, а сезонная изменчивость уровня составляет 15 — 19 см. Минимум в феврале объясняется тем, что в феврале интенсивнее ЮЗ ветры, а также более высокое постоянное давление над Белым морем по сравнению с Баренцевым морем. Штормовая активность учащается в результате смены северных ветров на более южные в октябре — ноябре (максимум уровня в октябре) (Filatov et al., 2005).

Второй тип сезонной изменчивости уровня моря — два чётко выраженных вторичных экстремума (максимум в июле и марте и минимум в апреле и августе). Сезонная изменчивость уровня моря находится в пределах 17 — 21 см и характерна для Горла, Двинской и Онежской губы. Максимум июня — июля происходит из-за взаимодействия нагонов, которые в это время высоки и образованы северными ветрами, и весенних речных половодий. Апрельский (который чаще более выражен, чем февральский минимум) и августовский минимумы связаны с незначительным речным стоком, зимней и летней меженью. Слабый мартовский максимум, возможно, проявляется из-за прихода баренцевоморских вод. Вклад сезонных колебаний осадков в изменчивость уровня море весьма значителен и может составлять до 3,8 см (18 — 25 % от сезонной изменчивости уровня моря) с минимумом в феврале — марте, максимумом в августе — сентябре (Filatov et al., 2005).

Третий тип изменчивости уровня Белого моря — это два максимума в мае и октябре и два минимума в августе и марте. Он характерен для устьевых зон Онеги (рисунок 2.7) и Северной Двины (возможно, других крупных рек). Здесь сезонная изменчивость уровня моря (в течение многих лет) максимальна для Белого моря и составляет 23 см (р. Онега) и 80 см (р. Северная Двина) (Filatov et al., 2005). Эти различия по типам существуют из-за того, что ветры южных направлений над Белым морем преобладают с декабря по март, а северного — с мая по ноябрь. Можно говорить о том, что муссонный режим — это основной фактор, контролирующий сезонные колебания уровня моря.

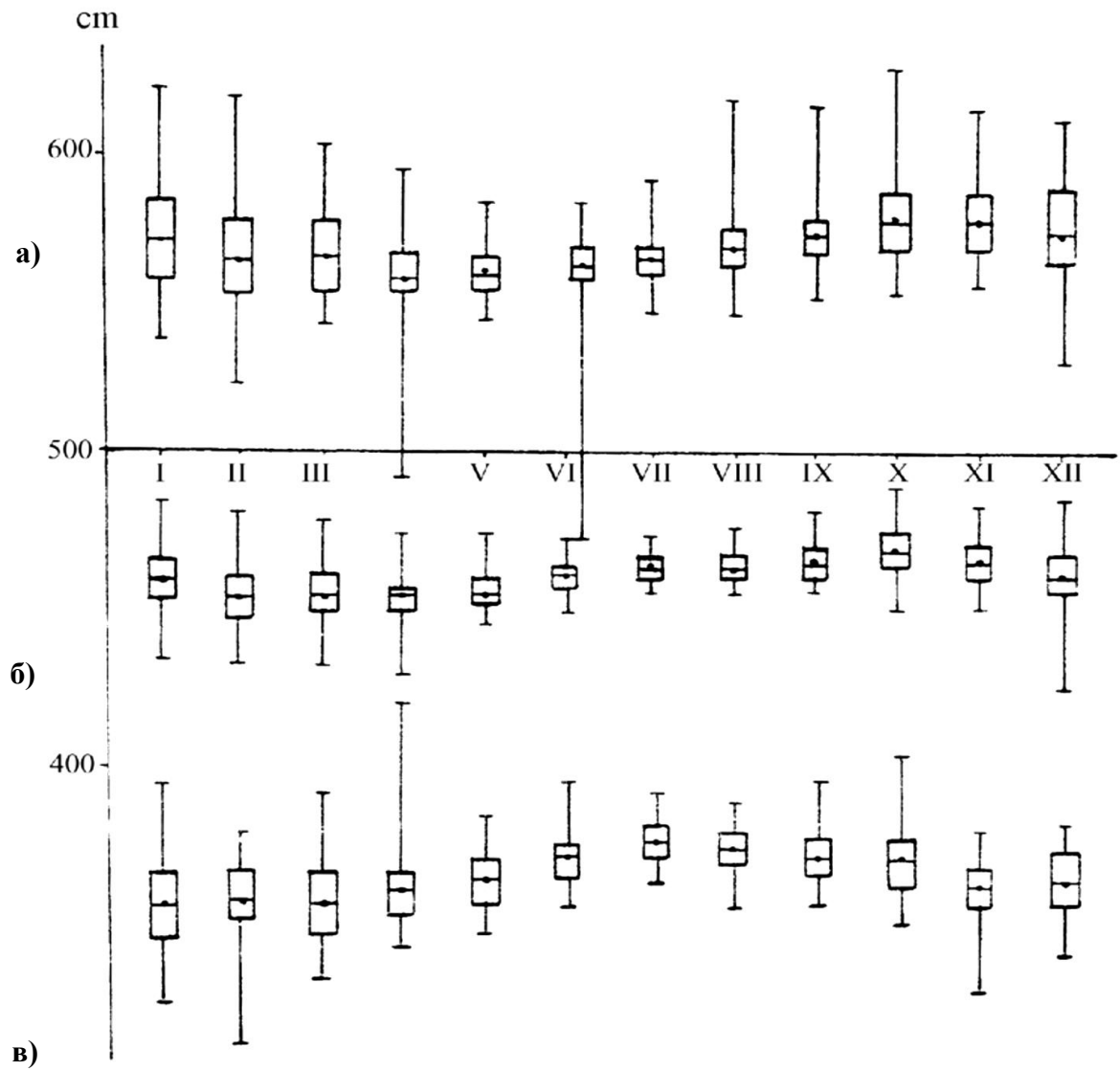


Рисунок 2.6. Максимальная (а), средняя (б) и минимальная (в) сезонная изменчивость уровня моря (квантильные диаграммы) на станции Умба в Белом море (Filatov et al., 2005).

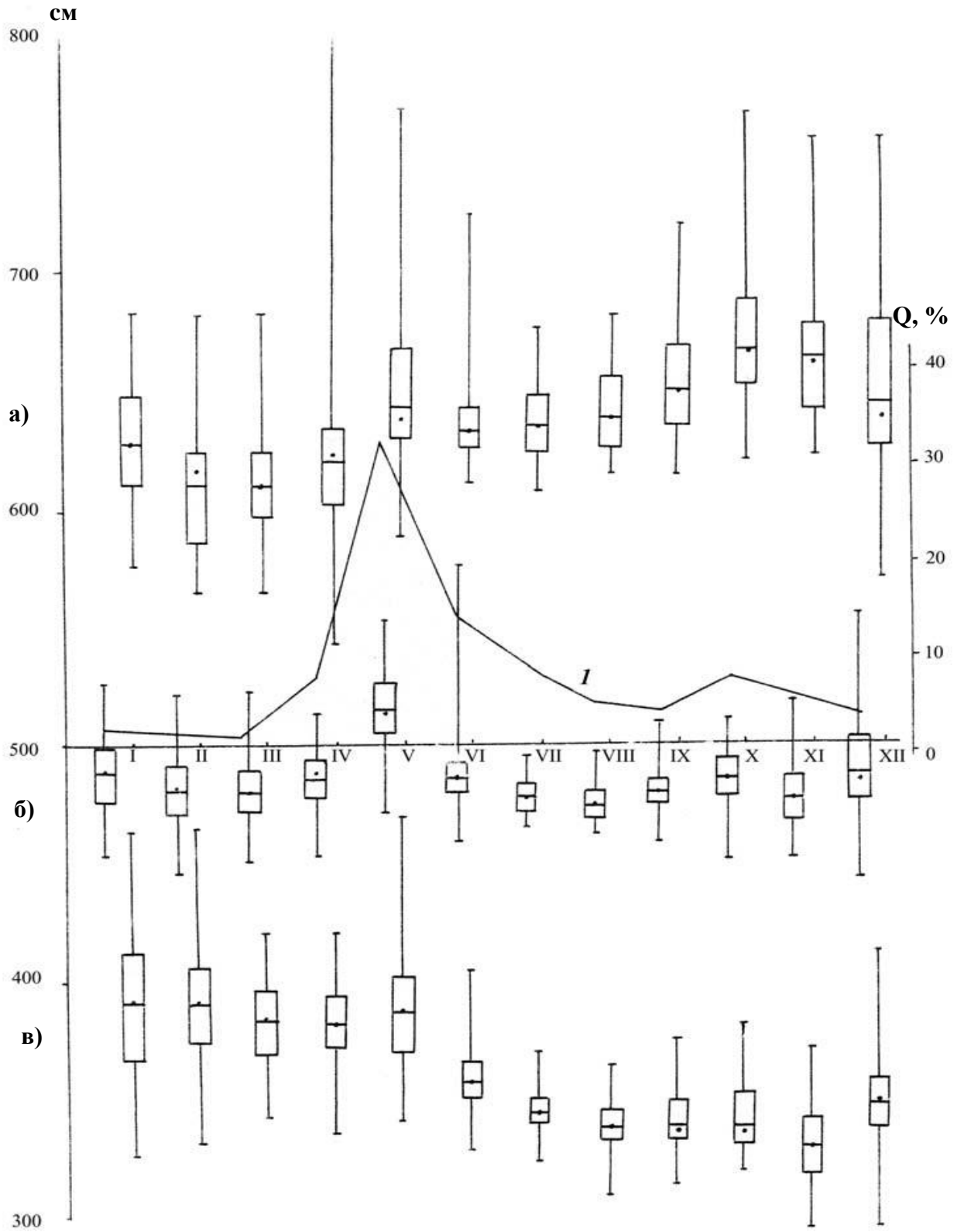


Рисунок 2.7. Максимальная (а), средняя (б) и минимальная (в) сезонная изменчивость уровня моря (квантильные диаграммы) на станции Онега в Белом море (Filatov et al., 2005).

Наибольшее распространение нагонов (рисунок 2.8) в Белом море, возникающих после прохождения «ныряющих» циклонов, наблюдается в сентябре – декабре (максимальное количество нагонов зафиксировано в октябре), когда циклоническая атмосферная деятельность над Белым и Баренцевом морями значительно увеличивается. Зимой ледовый покров заметно сдерживает (Filatov et al., 2005) увеличение уровня моря, поэтому штормовых нагонов образуется менее 10 % от общего количества. Летом циклоническая деятельность достаточно мала, поэтому в Белом море с апреля по июль нагонов не наблюдается, за исключением Двинской губы, где нагоны отсутствуют в марте и августе.

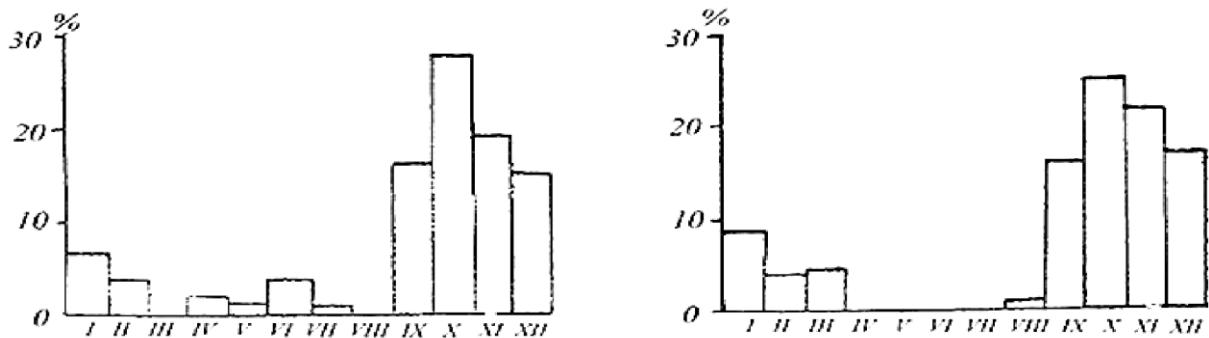


Рисунок 2.8. Распределение штормовых нагонов (%) в Двинской губе (слева) и на оставшейся части Белого моря (справа) (Filatov et al., 2005).

Ветровой нагон в устьях рек. Важную роль в устьях рек также может играть ветровой нагон, приводящий к наводнениям в этих областях. Приливное Белое море осложнено мелководными акваториями и протяженными устьями рек, таких как, Кемь, Мезень, Онега, Поной, Северная Двина. В этих областях в наибольшей степени проявляется взаимодействие между приливом и нагоном. Там, где величина прилива превышает величину нагона, происходит увеличение нагонной составляющей от 2 % до 38 %, а в районах с преобладающей величиной нагона, наоборот, уменьшается на 5 — 8 % (Проект..., 1991).

Наибольшие различия в среднегодовом уровне моря наблюдается в устьях рек Онеги, Северной Двины, наименьшие — в северной части бассейна моря (данные станции Чаванга). Среднеквадратические отклонения составляют соответственно 7,2 см, 5,4 см и 3 см. Диапазон внутренних изменений среднегодового уровня моря достигает 37 см в задней части Онежской губы, в Двинской губе 17 — 23 см, в Кандалакшском заливе 17 — 22 см, в Горле 19 см, в северной части бассейна моря 11 — 13 см. Среднегодовая изменчивость уровня моря в Кандалакшском заливе, бассейне моря и Горле взаимосвязаны, что говорит о преобладании здесь общих факторов (например, обмен водой между Белым и Баренцевым морем). Также здесь увеличивается влияние материкового стока. На речной сток приходится около 9 %

дисперсии межгодовых колебаний уровня в бассейне моря и устье Онеги, 4 % в Горле и Воронке. Определённую роль в изменчивости годового уровня играет 18,6-летний период приливов и отливов (Filatov et al., 2005).

Приливная волна распространяется на большие расстояния вверх по рекам. Например, устьевая область Северной Двины простирается вверх по реке на 120 км от устья, так как сюда доходит прилив и наблюдаются нагонные колебания (Гидрология..., 1965). При этом движении приливной волны уровень воды в реке поднимается, но внезапно он приостанавливает свое повышение или даже несколько понижается, а затем снова продолжает повышаться. Такой процесс называется «маниха» и объясняется влиянием различных приливных волн (Добровольский и Залогин, 1982).

Крайний значительный нагон воды в дельте Северной Двины был 15 ноября 2011 году. Усиление ветра в Белом море вызвало высокий первый пик нагона на утреннюю полную воду в дельте Северной Двины до отметки 302 см (по уровню поста). Предыдущий раз, такой высокий нагон наблюдался в порту Архангельск в 1957 году и составил 297 см по Соломбальскому посту. В ноябре 2010 года также наблюдался высокий нагон, но уровень достиг отметки 256 см (по уровню поста).

Из-за западных циклонов произошли катастрофические повышения уровня в 1635 году в районе Соловецких островов, когда были затоплены все нижние этажи монастырских строений. В Архангельском областном архиве имеются сведения о большом штормовом нагоне в Мезенской губе 20 сентября 1808 года. В этот день сильный СЗ ветер поднял уровень моря в устье р. Мезень на 4 м выше среднего. Надо отметить, что в Мезенской губе наблюдается наибольший прилив, который составляет 8,5 м, что в свою очередь при совпадении с нагоном может приводить к затоплению берегов.

Для изучения формирования нагонов в Белом море применялись и методы математического моделирования.

В работах (Белов и Филиппов 1985; Инжебейкин, 2003) проводилось численное моделирование нагонов в Белом море без устьевой области р. Северная Двина. В работе Белова и Филиппова (1985) на основе численного моделирования исследовались суммарные колебания уровня в условиях взаимодействия ветрового нагона и прилива. Акватория Белого моря (без Воронки и Мезенской губы) аппроксимировалась двумерной сеточной областью с шагом $\Delta x = \Delta y = 10$ км. В узлах сетки задавали фактические глубины и параметры ветра, снятые с карт полей ветра (рассчитанных и построенных по данным наблюдений за ветром на береговых и островных станциях). Прилив задавался в виде синусоиды на разрезе о. Сосновец — м. Инцы. Для оценки вклада нелинейного взаимодействия между ветровым нагоном и приливом проведено отдельное моделирование приливных (в отсутствие ветра), сгонно-нагонных (в

отсутствие прилива) и суммарных (с учётом ветра и прилива) колебаний уровня. В данной модели: 1) не учитывалось влияние градиента атмосферного давления на формирование суммарных уровней; 2) значительная часть моря (Воронка и Мезенская губа) была не охвачена, вследствие чего не учтена доминирующая часть взаимодействия между приливом и индуцированной баренцевоморской нагонной волной.

Инжебейкин (2003) исследовал колебания уровня в Белом море с помощью гидродинамической модели приливов, в которой нелинейные члены учитываются изменением глубины при колебаниях уровня и квадратичным придонным трением. Шаг сетки по обеим осям — 6 миль. Подчеркнём, что используемая им расчётная сетка также не затрагивает устьевую область реки Северная Двина. Результаты моделирования показали, что в Белом море существует нелинейное взаимодействие между приливами и штормовыми нагонами, которое проявляется в асимметрии повторяемости максимума нагона относительно фаз прилива, а также получено, что параметр взаимодействия между приливом и нагоном приблизительно прямо пропорционален величинам прилива и нагона. Также Инжебейкин (2003) утверждает, что длинная свободная нагонная волна распространяется из Баренцева моря в Белое в виде волны Кельвина. Однако, как было написано выше (глава 1) радиус деформации Россби для Белого моря равен $(\sqrt{10 \text{ м/с}^2 * 100 \text{ м}})/10^{-4} \text{ с}^{-1} \approx 320 \text{ км}$, что значительно больше средней ширины Белого моря (в среднем 150 км).

В работе Лебедевой и др. (2015) проводилось моделирование нагонов в устьевой области реки Северная Двина с помощью модели MIKE-21 (Danish..., 2002). Недостаток этой работы заключается в том, что на всем протяжении внешней границы со стороны Двинской губы Белого моря задаётся один и тот же уровень моря, полученный по измерениям на посту г. Северодвинск. Однако ранее было показано, что фазы распространения приливов и штормовых нагонов происходит по-разному в различных протоках дельты реки (Гидрология..., 1965). Кроме этого, уровень задавался только по минимумам и максимумам уровня, что не позволяет проследить особенности распространения нагона в течение всей фазы его формирования и разрушения этого явления.

В статье (Кораблина и др., 2016) рассмотрено применение методов математического моделирования для изучения особенностей формирования штормовых нагонов в динамической системе Белое море — устьевая область реки Северная Двина. С помощью системы Surface Modeling System (SMS 11) Aquaveo создана нерегулярная триангуляционная сетка для всего Белого моря с минимальным шагом 50 м, сохраняющая все особенности устьевой области реки и двумя внешними жидкими границами: в Горле на входе в море и в устье реки Пинеги. На открытой границе со стороны Баренцева моря задавались приливные колебания уровня моря, а в р. Северная Двина — расход воды. По результатам модели ADCIRC выявлены особенности

циркуляции вод в устьевой области Северной Двины. Численные эксперименты впервые показали особенности распространения нагона по протокам дельты реки и самой реки Северная Двина. После проведённого анализа модельных данных установлено, что нагон распространялся с ССЗ Двинского залива. Это вызывало различия в высоте нагона при входе его в протоки дельты реки. Так, в Корабельном устье высота нагона составила 0,8 м, а в Пудожемском устье — 0,6 м. По мере продвижения нагона от устьевоего взморья к устью Северной Двины (район Соломбалы) его высота увеличивалась от 0,5 до 2 м (Кораблина и др., 2016). Также получены особенности циркуляции вод без учёта приливов в Двинском заливе и в устьевой области Северной Двины в разных фазах нагона. В период разрушения нагона в устьевой области при выходе на устьевое взморье формируются круговороты с разным знаком. Обнаружено, что по высоте нагона модельные и натурные данные совпадают, а по фазе модельное время наступления наибольшей высоты нагона опережает наибольший максимум по наблюдениям примерно на 10 ч. Такая разница, скорее всего, обусловлена особенностями полей ветра реанализа. Выявлена асимметрия скорости изменения уровня в период подъёма и понижения уровня во время нагона. Результаты моделирования показали, что время прохождения максимума нагона от устьевоего взморья до устья реки составляет 2 ч.

2.2.2. Нагоны в Баренцевом море

Непериодические колебания уровня Баренцева моря мало изучены. Первые оценки этих колебаний уровня для юго-восточной части моря относятся к началу 1950-х годов. Из-за отсутствия систематических наблюдений данные оценки основаны на отдельных кратковременных наблюдениях. По сведениям из лоций Баренцева моря превышения уровня при нагонах для устья р. Индига (Чёшская губа) оценивались в 1,5 м, в устье р. Печоры 1,0 — 1,3 м.

Исследование нагонов в Баренцевом море проводил Потанин (1971, 1972). По его мнению, баренцевоморские и беломорские нагоны имеют, как правило, общую причину. Вывод сделан на основе экстремальных параметров опасных подъёмов уровня моря, полученных по данным береговых станций и постов. Им предложен следующий механизм формирования нагона в Баренцевом море. Происходит трансформация длинной вынужденной барической волны, образующейся вследствие статического (75 %) и динамического воздействия перемещающегося циклона на водные массы морей (Потанин, 1972). Затем эта волна распространяется в Белое море. Проведена оценка воздействия поля атмосферного давления и ветра на формирование нагонов. Это воздействие неодинаково в различных областях Баренцева моря. Так, например, на мурманском побережье поле атмосферного давления обуславливает около 75 %, а поле ветра — около 25 % от общей величины нагона (Потанин, 1972). Также

получена генетическая связь между баренцевоморскими и беломорскими нагонами. Причём общий период колебаний уровня моря составляет в среднем 100 — 110 ч при прохождении глубоких циклонов.

В работе (Денисов, 1977) детально исследован механизм развития нагонных колебаний уровня как динамической реакции моря на перемещающиеся барические образования в окраинном море средней глубины, обладающим сложным рельефом и соизмеримым по своим размерам с типичными циклонами.

Так же, как и в Белом море, нагоны в Баренцевом море формируются во время прохождения в основном двух циклонов: «ныряющих» (47 % от общего числа) и атлантических (41 %). На южные и аномально смещающиеся циклоны приходится 12 %. Важным фактором является соизмеримость областей низкого давления (средний диаметр — 1800 км) с линейными размерами Баренцева моря. Формирование нагонов происходит при углублении циклонов в среднем на 9 гПа/сут и в предельных случаях — на 30 — 40 гПа/сут (Проект..., 1990). Для двух основных типов циклонов, формирующих нагоны в Баренцевом море, характерно образование вторичных циклонов, которые обладают значительными скоростями смещения.

Формирование нагона на побережье Мурмана продолжается порядка 30 ч, в течение которых глубокий циклон смещается до меридиана 40° в. д. Причем из общей величины нагона 0,36 м 75 % представляют собой волновой подъём (трансформированная длинная волна) и 25 % — ветровой нагон. Дальше при перемещении циклона на восток и перемещения гребня длинной волны в Белое море происходит затухание нагона в этом районе, которое длится 40—42 ч.

Внутригодовое распределение нагонов подтверждает связь нагонов с осенне-зимним максимумом циклонической деятельности (таблица № 1) (Проект..., 1990).

Таблица № 1. Повторяемость штормовых нагонов на побережье Мурмана по месяцам, процентное содержание (%) (Проект..., 1990).

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Нагон	15	12	8	3	4	5	2	2	6	13	6	24	100

Общей закономерностью в распределении средних и максимальных нагонов является их возрастание вдоль побережья Мурмана с запада на восток. На этом побережье средняя величина нагона составляет 36 см, а продолжительность — 72 ч (Потанин, 1972). В ЮВ части моря наибольшие нагоны наблюдаются в районе Печорской губы и Варандея. В устье Печоры средняя величина нагона составляет 1,3 м (максимальная 4 м).

Основной процесс, влияющий на формирование нагонов в Баренцевом море, — воздействие поля атмосферного давления, трансформация длинной волны, которые действуют одновременно, но по-разному, в зависимости от метеорологических условий и района моря. Скорость распространения этой волны составляет в Баренцевом море порядка 54 км/ч, в Белом море — 22 км/ч, а в Воронке Белого моря уменьшается до 14 км/ч (Потанин, 1972).

Кроме локального действия ветра ещё одной особенностью формирования нагонов в Баренцевом море является подъём моря у берега за счёт растекания вод из области шторма в результате совместного эффекта циклонического поля ветра и силы Кориолиса. В условиях обширного Баренцева моря со средней глубиной около 200 м, соизмеримого с размерами циклонов, эффекты вращения Земли и воздействия циклонической системы штормовых ветров практически равнозначны и взаимосвязаны. В относительно глубоководной части Баренцева моря (Норвежско-Мурманский район) сгонно-нагонные явления обусловлены ветрами, параллельными береговой черте (составляющая ветра на параллель). А в мелководной части Баренцева моря (Печорская губа) наибольшие подъёмы уровня обусловлены ветрами, перпендикулярными к линии берега (меридиональная составляющая), то есть ветрами северных направлений, находящихся в тыловых частях циклонов, уходящих к востоку.

В Баренцевом море во время прохождения «ныряющих» циклонов понижение уровня под центром циклона может составлять 80 — 100 см (Проект..., 1990). Это показывает преобладание динамических отклонений уровня над статическими в 4 — 5 раз.

При атлантических (западных) циклонах повышение уровня достигает 50 см, а также характеризуется формированием «ячеистой» структуры поля уровня. Это обусловлено воздействием неравномерного поля ветра северной половины циклона на водные массы моря в условиях сильного влияния силы Кориолиса и пересечённого рельефа дна.

Природное разнообразие возможных нагонных ситуаций в масштабах всего Баренцева моря показывает необходимость обширного использования методов гидродинамического моделирования.

Глава 3. Материалы и методы исследования

3.1. Исходные данные

Данные о ветре, атмосферном давлении и концентрации льда. В качестве входных параметров используются поля скорости приземного ветра на высоте 10 м, атмосферного давления и концентрации льда реанализа CFSR (Climate Forecast System Reanalysis). NCEP CFSR — это современный продукт национального центра прогнозов окружающей среды NCEP (National Centers for Environmental Prediction), выпущенный в 2010 г. (Saha et al., 2010). Этот реанализ имеет пространственное разрешение $\sim 0,3125^\circ \times 0,312^\circ$, временной шаг — 1 ч. Данные охватывают период в 32 года с 1979 по 2010 гг.

Для численных расчётов с 2011 по 2015 гг. использовалась следующая версия реанализа NCEP/CFSv2 (Climate Forecast System Version 2), имеющая в отличие от предыдущего реанализа пространственное разрешение $\sim 0,205^\circ \times 0,204^\circ$ (Saha et al., 2014). Все данные приведены для всемирного скоординированного времени (BCV, UTC).

Система прогнозов климата, осуществляемая NCEP, представляет собой глобальную систему атмосфера — океан — суша — морской лёд, разработанную для обеспечения наилучшей оценки состояния этих областей за период, начиная с 1979 года (Saha et al., 2010). CFSR и CFSv2 имеют схожие характеристики, но CFSv2, прежде всего, разработан для улучшения согласованности между моделями и начальным состоянием, создаваемым системой усвоения данных. Большинство доступных наблюдений *in-situ* и данные спутников включены в CFSR. Эти данные в отличие от других реанализов учитывают взаимодействие атмосферы и океана для формирования 6-часовых полей прогноза, взаимодействие моря и льда и усвоение спутниковых данных с помощью статистической интерполяции (Hu et al., 2016). Модель атмосферы представлена 64 уровнями толщиной 38 км (T382), расположенными от поверхности через каждые 0,26 гПа. В атмосферной модели реанализа CFSR (и его продолжении CFSv2) учитывается повышение углекислого газа CO_2 и изменчивость других газов, аэрозолей, микроэлементов и колебаний солнечной постоянной. Мировой океан в районе экватора имеет разрешение $0,25^\circ$, за пределами тропиков — $0,5^\circ$, состоит из 40 горизонтов до глубины 4737 м (Khaled and El Afandi, 2014). Модель поверхности Земли имеет четыре горизонта в почве, а модель морского льда — три. Модель морского льда Geophysical Fluid Dynamics Lab (Winton, 2000) включает два вертикальных равных слоя морского льда и один слой снега, состоящий из пяти категорий толщины морского льда (0 — 0,1, 0,1 — 0,3, 0,3 — 0,7, 0,7 — 1,1, и более 1,1 м) (Wu and Grumbine, 2013). У снега не задана теплоёмкость. Динамика морского льда основана на

технологии упруго-вязко-пластичной модели (Hunke and Dukowicz, 1997). Расчёт внутреннего воздействия льда и его термодинамики основан на Winton (2000), прочность льда приводится по (Hibler, 1979). CFSR — единственный продукт, использующий смоделированную толщину льда, а также усваивающий спутниковые данные концентрации льда. Карты ледовитости разных реанализов показывают незначительные изменения в прибрежных зонах.

Выбор реанализа CFSR основан на работе (Lindsay et al., 2014), где приведены сравнения наблюдений приземного ветра на высоте 10 м на дрейфующих станциях и данных семи реанализов. В этой статье показано, что реанализы CFSR, MERRA и ERA-Interim имеют лучшее соответствие с натурными наблюдениями. Из трёх реанализов выбран CFSR в связи с тем, что систематическая ошибка скорости ветра на высоте 10 м реанализа CFSR наименьшая среди других и находится в диапазоне от 0,0 до минус 0,3 м. Корреляция связи данных реанализа CFSR с наблюдениями в течение года находится в пределах от 0,80 до 0,87 (Lindsay et al., 2014). Оценка качества реанализа NCEP/CFSR для Баренцева моря приведена в работе (Мысленков и др., 2016).

Для того чтобы сравнить данные толщины льда четырёх реанализов (ERA-Interim, CFSR, NCEP-R1 и MERRA), используется модель PIOMAS (Notz et al., 2013; Zhang and Rothrock, 2003). Данные подводной толщины (осадка) морского льда (Submarine sea ice draft data) реанализа сравниваются с натурными данными Unified Sea Ice Thickness Climate Data Record. После корректировки данных средняя систематическая ошибка находилась в пределах от минус 0,02 до 0,30 м. После настройки модели корреляция между модельной осадкой льда и измеренной осадкой льда для ERA-Interim, CFSR, NCEP-R1 и MERRA составляет 0,76, 0,79, 0,80 и 0,82 соответственно (Lindsay et al., 2014).

Существенные различия в смоделированных временных рядах суммарных оценок объёма льда наблюдаются в марте. В марте для CFSR, ERA-Interim, MERRA, NCEP-R1 (1980 — 2009 гг.) тренд составляет минус 2,5, минус 2,9, минус 3,6, минус $3,4 \pm 0,03 \times 10^3$ км³/декада соответственно (Lindsay et al., 2014). В сентябре тренды для четырёх реанализов следующие: минус 2,7, минус 3,4, минус 4,2, минус $4,1 \pm 0,03 \times 10^3$ км³/декада соответственно. Тренды, рассчитанные с использованием MERRA и NCEP-R1, значительно сильнее, чем для двух других реанализов. Проведенный анализ показывает существенные различия для данных различных реанализов. Эта чувствительность моделей лёд — океан к атмосферному воздействию описана в (Hunke and Holland, 2007). Тренды объёма льда разные в различных расчётах с применением CFSR, однако, тренд всегда наименьший. Применение реанализа NCEP-R1 показывает наибольший тренд: на 50 % больше, чем у CFSR.

Гармонические постоянные. Для того чтобы задать приливные колебания уровня на открытых границах используются гармонические постоянные, взятые из базы данных

глобальной приливной конечно-элементной модели FES2004 (finite element solutions) версии 2004 года (Le Provost et al., 1994; Lyard et al., 2006). FES2004 — это усовершенствованная версия глобальной приливной модели 1999 года, основанная на решении приливных баротропных уравнений на глобальной сетке конечных элементов (~ 1 млн узлов). Значительное улучшение модели произошло в прибрежной зоне. Разрешение сетки FES2004 в прибрежной зоне составляет 7,5 км. В приливной модели используется оригинальная батиметрия с высоким разрешением, а также учитывается лёд в полярных областях. Точность таких «свободных» решений улучшена с помощью нового метода усвоения данных мареографов и альтиметрии (Topex / Poseidon и ERS-2). Улучшение глобальных приливных моделей — трудоёмкая задача, так как точность моделей ограничена ошибкой данных спутниковой альтиметрии. Амплитуда и фаза пятнадцати гармонических постоянных рассчитываются в узлах сетки с разрешением $1/8^\circ \times 1/8^\circ$. В модели учитывается постоянная M4, которая важна для прибрежных районов, а также рассчитываются длиннопериодные волны Mf, Mm, Mtm, Msqm. В работе используются такие гармонические постоянные, как K1, O1, P1, Q1, N2, M2, S2, K2. В целом, такое количество гармонических постоянных достаточно для того, чтобы задать приливные колебания и изучать формирование нагона.

Данные измерений. Для сравнения данных уровня моря, полученных с помощью модели ADCIRC, в Белом море использовались ежечасные временные ряды высот уровня морских гидрометеорологических станций (МГ) Северодвинск, Соловки, Сосновец (таблица № 2). Данные предоставлены в соответствии с таблицей ежечасных высот уровня по самописцу (для морей с приливами) ТГМ-8 за 2004 — 2014 гг. (3-ий часовой пояс, ВСВ). Отметка нуля поста с 1984 года минус 5,00 м (абс) по Балтийской системе высот (БСВ).

Для анализа данных в Баренцевом море имеются срочные ряды величины уровня моря на станции Варандей с 1951 по 2009 года. Эти эпизодические данные имеют достаточно много пропусков и могут служить только для качественной оценки. Отметка нуля поста с 1951 по 1983 года составляет минус 1,422 м, с 1984 года — минус 5,00 м (абс) по Балтийской системе высот (БСВ); до 1991 года указывается местное Гринвичское зимнее время, после — 1991 года ВСВ. Для исследования низкочастотных колебаний в Баренцевом море использовались данные измерений за 2014 г. с буя Вардё (Vardø), Норвегия (координаты буя $70,34^\circ$ с. ш., $31,03^\circ$ в. д.), дискретность наблюдений 1 час.

Имеющиеся данные измерений, применяемые для анализа формирования нагонов, представляют собой слишком редкую сеть наблюдений, и она совершенно недостаточна для исследования нагонов, так как они в высшей степени зависят от местных условий, определяемых батиметрией, береговой линией, синоптическими условиями. В последнее время в России особенно характерна проблема получения необходимых данных наблюдений для

изучения нагонов в связи с закрытием и без того редких гидрометеорологических постов, где проводят наблюдения за уровнем моря, а получить данные с этих постов часто очень трудно. Поэтому особое значение для исследования нагонов приносит численное моделирование.

Таблица № 2. Характеристика морских гидрометеорологических станций (МГ).

Название	Координаты		Разряд	Код станции
	широта, с. ш.	долгота, в. д.		
Северодвинск	64°33'	39°45'	МГ-2	87047
Соловки	65°01'	35°41'	МГ-2	87027
Сосновец	66°29'	40°40'	МГ-2	87006
Варандей	68°48'	57°59'	МГ-2	88037

3.2. Методика выделения нагонов

Известно много различных методов выделения нагона и расчёта его высоты.

В ФГБУ «Северное УГМС» в настоящее время существует следующая методика определения выделения штормовых нагонов: для каждого наблюдательного пункта определяются критические отметки, при превышении или понижении которых начинаются учащенные наблюдения за уровнем. Критические отметки определяются индивидуально для каждого пункта. Методика определения критических отметок описана в (Наставление..., стр.37, 1984).

Существует руководящий документ (Руководящий..., 2002.), где «штормовой нагон» относится к опасным морским гидрометеорологическим явлениям и определяется как «сильное повышение уровня моря в прибрежной зоне моря или морском устье реки под воздействием нагонного ветра», критерии выделения устанавливает УГМС для каждого пункта.

Как было сказано в Главе 1, штормовой нагон — это возмущение уровня моря, вызываемое метеорологическими причинами, относительно поверхности, искривленной приливом, если он есть. (Боуден, 1988). Следовательно, для того чтобы найти величину нагона, нужно исключить приливные колебания.

3.2.1. Выделение приливных колебаний

Для исключения приливных колебаний уровня моря можно использовать три способа.

Во-первых, для того чтобы исключить приливные колебания, их можно рассчитать по натурным данным с помощью гармонического анализа, а затем для расчёта высоты нагона вычесть из общего уровня. Однако только на некоторых станциях проводятся измерения уровня моря; поэтому, учитывая ограниченность натуральных данных по времени и пространству, этот способ мы не рассматриваем (Проект..., 1990).

Приливные колебания можно также удалить с помощью цифровых фильтров, среди которых самый простой — метод скользящего среднего. Но их применение затруднено выбором типа фильтра и расчётом его устойчивости (Отнес и Эноксон, 1982).

Наконец, для того чтобы охватить всю расчётную область, приливные колебания можно рассчитать с помощью гидродинамических моделей, например, используя глобальную модель приливов FES2004 (Lyard et al., 2006), а потом их вычесть из общего уровня. Нами выбран последний вариант в связи с ограниченным набором натуральных данных измерений уровня.

Например, в работе (Савельев и Герман, 1986) для расчёта уровня нагона в Охотском море применялся метод спектральной регрессии, преимущество которого заключается в учёте сложной внутренней структуры процесса и определением связи между элементами в искомом

диапазоне частот. Показано, что уравнения спектральной регрессии позволяют рассчитывать максимумы нагонов в среднем до 90 %, однако для некоторых случаев максимумы восстанавливаются на 63 — 77 %, что объясняется не учётом каких-либо влияющих факторов и неполной репрезентативностью пунктов наблюдений за скоростью ветра (Савельев и Герман, 1986).

Остаётся учесть сезонные колебания, связанные с атмосферными процессами, и стерические колебания, которые изменяются из-за плотности морской воды за счёт изменения температуры и солёности воды.

Сезонные колебания в Белом море изменяются в зависимости от района. Так, в Кандалакшском заливе и Бассейне они составляют 0,15 м, в Горле — 0,19 см, Онежской губе — 0,18 м, в вершинах Двинской и Онежской губы — 0,34 м (Проект..., 1991). Минимальное среднемесячное значение уровня для Белого моря наблюдается в феврале, максимальное — в октябре. Стерические колебания в Белом море также непостоянны по времени и пространству. Зимой эти колебания минимальны, однако в Онежской губе с апреля колебания увеличиваются, достигая максимума в мае — июне вследствие распреснения вод и таяния льдов. Затем стерические колебания снова уменьшаются, а в октябре в связи с осенним речным паводком снова незначительно увеличиваются. Межгодовые стерические колебания уровня составляют 0,02 — 0,04 м.

В Баренцевом море сезонные колебания имеют полугодовой цикл, минимум приходится на апрель — май, максимум — на октябрь — ноябрь. Разность между минимальным и максимальным значением среднемесячного уровня в открытом море меньше чем на мелководье и не превышает 0,08 — 0,11 м, а для Мурманска она составляет 0,2 м. Максимум стерических колебаний приходится на февраль — март, а минимум — на июнь. Таким образом, разность между максимальным и минимальным значением стерических колебаний составляет 0,3 — 0,4 м (Проект..., 1990).

Однако существуют собственные низкочастотные колебания моря (Захарчук, 2009), выходящие за рамки диапазона естественного синоптического периода, поэтому их нельзя объяснить только локальными аномобарическими эффектами. Возможно, данные возмущения могут быть связаны со свободными низкочастотными волнами. Например, размер бассейна существенно влияет на пространственно-временные характеристики свободных волн в Балтийском море (Захарчук, 2009).

В данной работе предлагается применение собственной методики исследования нагонов; проведён расчёт высоты нагонов за продолжительный период времени (1979 — 2015 гг.) с помощью математического моделирования с учётом ветра, атмосферного давления, прилива, концентрации льда, ветрового волнения. Все вычисления проводились на нерегулярной

расчётной сетке, охватывающей как Белое, так и Баренцево моря. Продолжительный период в 37 лет позволил изучить сезонную и межгодовую изменчивость нагонов в Белом и Баренцевом морях.

3.2.2. Выделение длиннопериодных колебаний

Для нахождения низкочастотных колебаний уровня и последующего их удаления использовался спектральный анализ ежечасных временных рядов уровня моря с буя для Баренцева моря и со станции Северодвинск для Белого моря.

Спектральное описание случайного процесса (Малинин, 2008) представляет собой обобщение гармонического анализа периодических функций на случайные процессы. Если преобразование Фурье применить к его автокорреляционной функции, то прямое преобразование Фурье выглядит следующим образом (8):

$$S_x(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau, \quad (8)$$

где $S_x(\omega)$ — спектральная плотность, $e^{-i\omega\tau}$ — показательная функция мнимого аргумента. Спектральная плотность обозначает плотность дисперсии стационарной случайной функции на определённой частоте:

$$S(\omega_k) = \sigma^2 / \omega_k.$$

Спектральный анализ представляет собой разложение общей дисперсии процесса на отдельные её составляющие, соответствующие выделенным частотам, а также оценка их значимости. Так, если исследуемый процесс — это гармоническая функция времени с частотой ω и амплитудой A , то дисперсия процесса будет равна $A^2/2$. Тогда в общем случае, если процесс представим совокупностью нескольких гармоник с частотами ω_i и амплитудами A_i , то дисперсия (9) такого процесса равна

$$\sigma^2 = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n A_i^2, \quad (9)$$

где n — число гармоник.

По ежечасным уровенным (м) данным буя Вардё (Vardø, Норвегия) в 2014 году и станции Северодвинск в 2013 году была рассчитана спектральная плотность ($\text{м}^2 \times \text{час}$), её изменение показано на рисунке 3.1. Для 90-процентного доверительного интервала (степень свободы равна семи) данных уровня в Северодвинске верхняя доверительная граница равна $30 \text{ м}^2 \times \text{ч}$, а нижняя — $3 \text{ м}^2 \times \text{ч}$; в данных буя — 24,5 и $2,6 \text{ м}^2 \times \text{ч}$ соответственно. В данных буя Вардё (Vardø) не были удалены приливные колебания, поэтому на рисунке 3.1 выделяется пик в 12 ч (чёрная линия), в отличие от данных станции Северодвинска (красная линия), где этого пика не наблюдается. Как в Белом, так и в Баренцевом море наблюдается пик спектральной

плотности в 38 — 42 дня (выделено зелёным овалом на рис. 3.1). В целом, в Баренцевом море наблюдаются значимые узкополосные пики спектральной плотности синоптических колебаний на периодах 38, 41 — 46 сут (Захарчук, 2009).

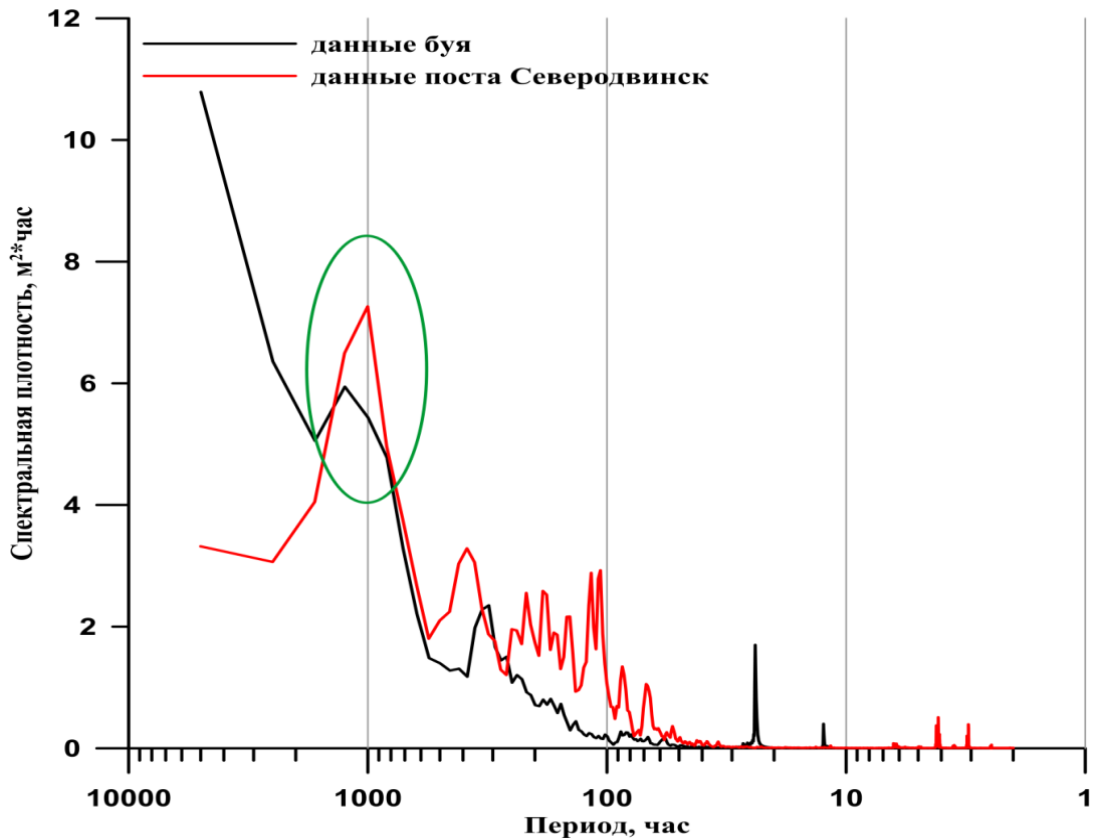


Рисунок 3.1. Спектральная плотность уровня моря ($\text{м}^2 \times \text{ч}$) по ежечасным уровенным (м) данным буя (Vardø, Норвегия) в 2014 году и станции Северодвинск в 2013 году. (Зелёный овал выделяет пик спектральной плотности в ~ 40 сут).

В связи с этим смоделированная высота нагона (4) (рисунок 3.2) определялась путём вычитания из суммарной высоты уровня (1) приливных колебаний (2) с последующим исключением низкочастотных колебаний более 40 сут с помощью цифрового фильтра Баттерворта (Butterworth) (Отнес и Эноксон, 1982) с частотой среза 0,04 ц/ч, соответствующей периоду 25 ч (Emery, Thompson, 2001). Так, квадрат модуля передаточной функции $H(f)$ синусного фильтра низких частот Баттерворта определяется формулой (10)

$$|H(f)|^2 = \frac{1}{1 + \left(\frac{\sin(\pi fT)}{\sin(\pi BT)}\right)^{2M}}. \quad (10)$$

Этот фильтр не имеет нулей и число его полюсов равно M . Чтобы представить синус фильтра высоких частот Баттерворта нужно добавить угол в $\pi/2$, то есть $\sin(\pi fT + \frac{\pi}{2})$. Решение этих

уравнений, а также программа для реализации данных фильтров, использовавшаяся нами, описана в (Отнес и Эноксон, 1982).

Моделирование нагонов в Белом и Баренцевом морях производилось с помощью гидродинамической модели ADCIRC (Luettich et al., 1992; Luettich and Westerink, 2004). В работе исследовались все нагоны высотой более 0,3 м. Продолжительность нагона определялась относительно нулевой линии (абс). Эта продолжительность нагона будет соотноситься непосредственно с наблюдаемой продолжительностью, однако её можно также определять относительно уровня моря, из которого исключили приливные и высокочастотные колебания (линия (3), синяя на рисунке 3.2), то есть после применения фильтра Баттерворта. Продолжительность, вычисленная относительно линии (3) (рисунок 3.2), отражает характеристику исключительно самого нагона. После рассчитывалось и анализировалось отношение первой продолжительности ко второй. Затем все выделенные таким образом нагоны были разделены по диапазонам высот от 0,3 до 0,6 м, 0,6 — 0,9 м, 0,9 — 1,2 м, более 1,2 м. Также рассчитана экстремальная высота нагона, возможная раз в 100 лет. Была определена сезонная и межгодовая изменчивость нагонов, дана оценка вклада ветра, атмосферного давления, ветрового волнения и концентрации льда в формирование нагона. Вклад ветрового волнения оценивался с помощью совместной модели ADCIRC+SWAN (Dietrich et al., 2011). Также дана оценка вклада высоты нагона в общий уровень моря. Проанализированы типы атмосферной циркуляции во время нагонов с помощью классификации, которая приведена в (Проект..., 1990, 1991; Потанин, 1972).

В связи с многообразными определениями термина «штормовой нагон» (см. Главу 1) и путаницей между терминами «штормовой нагон» и «нагон», в данной работе термин «нагон» определим как повышение уровня моря, вызываемое метеорологическими причинами относительно поверхности, искривленной приливом и длиннопериодными колебаниями уровня моря (Korablina et al., 2017). Высота нагона определяется путём исключения приливных и низкочастотных составляющих (с периодом более 35 — 40 сут) из суммарного уровня моря (Кораблина и др., 2017). В некоторых случаях нагон, полученный вышеописанным методом, в действительности мог иметь отрицательный уровень моря, а в других — высота нагона может совпадать с самыми высокими значениями уровня. Понятие «штормовой нагон» следует определить как нагон, высота которого приводит к затоплению и разрушению береговых сооружений, поэтому высота «штормового нагона» определяется для каждого конкретного пункта на основе многолетних данных о наводнениях и экстремальном уровне моря. В работе термин «нагон» следует отнести к океанологическому событию, а «штормовой нагон» — к эколого-географическому.

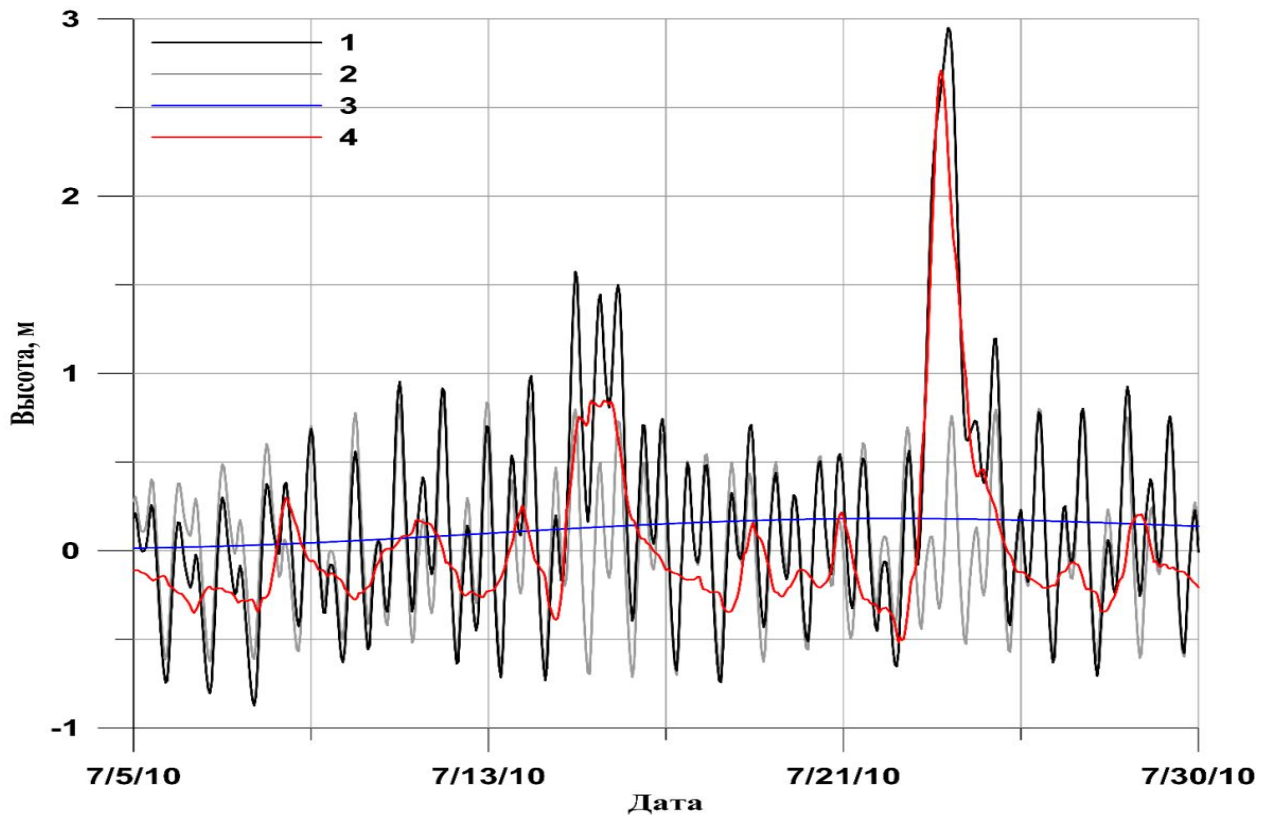


Рисунок 3.2. Уровень моря (м), рассчитанный с помощью численного моделирования на станции Варандей в 2010 году. Цифрами обозначены: 1 — модельный уровень, 2 — модельный прилив, 3 — уровень моря без прилива и высокочастотных колебаний, 4 — уровень моря без прилива и низкочастотных колебаний (40 сут).

3.2.3. Оценка экстремальной высоты нагона

Для оценки экстремальной высоты нагонов существуют несколько методов. В работе используется метод исходного распределения (Initial Distribution Method, IDM) (Лопатухин, 2012). В этом методе за оценку наибольшей высоты волны h_{max} принимается квантиль h_p (14) режимного распределения высот $F(h)$ (13) при заданной вероятности p (15). Обычно логарифмически-нормальное распределение (или закон Вейбулла) записывается в следующем виде:

$$F(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_x^{\infty} \frac{1}{x} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln x - \mu}{\sigma} \right)^2 \right] dx, \quad (11)$$

где μ — математическое ожидание; причём если $(\ln x - \mu)/\sigma = \ln(x/e^\mu)^{1/\sigma}$ и медиана логнормального распределения равна e^μ , то распределение (11) можно записать следующим образом:

$$F(x) = \frac{s}{\sqrt{2\pi}} \int_x^{\infty} \frac{1}{x} \exp \left[-\frac{1}{2} \ln^2 \left(\frac{x}{x_{0,5}} \right)^s \right] dx, \quad (12)$$

где, $s = 1/\sigma$, σ — стандарт логарифмов высот волн, $x_{0,5}$ — медиана. Тогда плотность распределения (12) соответственно равна:

$$f(h) = \frac{s}{x\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} (\ln x - \ln x_{0,5})^2 \right]. \quad (13)$$

Для логнормального режимного распределения (12) высот волн, квантиль обеспеченности p определяется выражением (14):

$$h_p = h_{0,5} \exp \left(\frac{U_p}{s} \right), \quad (14)$$

где U_p — квантиль стандартного нормального распределения. В прикладных задачах вероятность события, возможного 1 раз в T лет, называется периодом повторяемости, а соответствующая ей вероятность тогда определяется как

$$p = \frac{\Delta t}{24 \cdot 365 \cdot T}. \quad (15)$$

Для расчёта экстремальной высоты нагона в данной работе дискретность измерений Δt составила 1 час, период повторяемости T равен 100 годам.

3.3. Модель ADCIRC, ADCIRC+SWAN

Первые работы по изучению формирования нагонов под действием ветра с использованием моделирования представлены в (Штокман, 1970; Arakawa, 1935; Blumberg and Mellor, 1987; Hansen, 1956; Jelesnianski, 1972; Jelesnianski et al., 1992).

Далее приведены примеры моделей, использовавшиеся для расчёта и прогноза нагонов.

Гидродинамические модели для описания штормовых нагонов в Северном море предложил Хансен (Hansen, 1956). Он первый разработал двумерную модель, которая использует баротропные линеаризованные уравнения. С помощью неё Хансен смоделировал сильное наводнение, которое произошло в Нидерландах в 1953 году.

Крупная конечная расчётная сетка для вычисления штормовых нагонов рассмотрена Jelesnianski (1965). Специальная программа (SPLASH) для расчёта амплитуды нагонов разработана Jelesnianski (1972). Holland (1980) использовал силу ветра для получения нагонов в модели. Kawahara с соавторами (1982) применяли двухступенчатый явный метод конечных элементов для анализа распространения волны нагона.

Первая модель циркуляции океана, разработанная Blumberg и Mellor (1987) специально для прибрежных задач Princeton Ocean Model (POM), привела к новому пониманию ряда важных физических явлений, обусловленных приливным и ветровым воздействием. Эта модель включает физико-биологическое моделирование. Хотя POM и создание других прибрежных моделей циркуляции значительно продвинули науку в последние 30 лет, существующие модели имеют ограничения, из-за которых они не имеют универсального применения в прибрежных районах океана. POM — это гидродинамическая циркуляционная 3D модель. Она использует сигма-координаты в вертикальном направлении для представления свободной поверхности воды и плавного отображения рельефа дна, а также криволинейные ортогональные координаты в горизонтальном направлении для соответствия нерегулярной границы берега. POM содержит модель замыкания турбулентности Mellor-Yamada. Эта субмодель создана для обеспечения вертикального турбулентного коэффициента диффузии. Горизонтальный коэффициент диффузии рассчитывается по формуле Смагоринского.

Федеральное агентство по чрезвычайным ситуациям США (The Federal Emergency Management Agency (FEMA, 1988)) разработало модель для прогноза штормовых нагонов, используя конечно-разностный метод. Данная модель FEMA успешно применена для описания физических процессов затопления при образовании штормовых нагонов на побережье Луизианы (Suhayda J. N., Young M. H. 1988).

Hubbert с соавторами (1991) предложили модель австралийского региона для оперативного прогнозирования нагона, а потом совместно с McInnes (1999) представил и

добавил в двумерную модель схему затопления и осушения. Flather (1991) применил модель Holland (1980) для имитации штормовых нагонов, вызванных ураганом, на севере Бенгальского залива. Модели SLOSH (The sea, lake, and overland surges from hurricanes, Jelesnianski and Shaffer, 1992) и SPLASH учитывают процессы затопления и осушения. В чрезвычайных ситуациях с помощью данных модели SLOSH определяется, какие районы должны быть эвакуированы во избежание последствий штормовых нагонов. Эта система прогноза штормовых нагонов основана на двумерном уравнении мелкой воды.

Hsu с соавторами (1999) разработали модель штормового нагона для острова Тайвань, используя аналитические выражения, учитывающие градиент ветра и радиус урагана.

Гидродинамическая модель MIKE 21 представляет собой общую систему численного моделирования нестационарных двумерных потоков, разработанную в Датском гидравлическом институте воды и окружающей среды (Danish Hydraulic Institute of Water and Environment, DHI, 2002).

Xie с соавторами (2004) представил Принстонскую океаническую модель (POM), использующую модифицированную схему затопления-осушения, включающую в себя сохранение массы и возможность выбора скорости затопления на основе полей трёхмерных потоков. Эта новая схема включена в трёхмерную модель штормовых нагонов. Идеализированные случаи моделирования наводнений в закрытых или полузакрытых прибрежных системах, например, в озёрах, показали необходимость учёта сохранения массы и правильно установленной скорости затопления. Данная модель может также использоваться для изучения штормовых нагонов, визуализации затопления и осушки, дальнейшего изучения нелинейных эффектов в процессе нагона. Например, Huang с соавторами (2005) применили метод конечных объемов (МКО) в численном моделировании нагона для северной части острова Тайвань.

Несмотря на пристальное внимание инженерного сообщества, проблема штормовых нагонов по-прежнему далека от завершения, потому что есть много неучтённых неизвестных параметров, таких как: давление в центре урагана (тайфуна), скорость тайфуна, количество осадков и влияние местной топографии.

Численные методы часто применяются для создания эффективного прогноза штормовых нагонов, например, метод конечных объемов и метод конечных разностей. Все аналитические модели требуют следующую информацию для характеристики урагана: максимальную скорость ветра, давление в центре урагана, радиус максимального ветра и параметры, описывающие форму давления и распределение ветра. Часто некоторые из этих параметров связаны с эмпирическими формулами, полученными по историческим данным. Аналитические модели

штормовых нагонов основаны на различных интерпретациях приземного ветра и поля давления.

Для наших целей выбрана модель *ADvanced CIRCulation model for oceanic, coastal and estuarine waters (ADCIRC)* (Более подробное описание модели приведено в оригинальных работах (Luettich et al., 1992; Luettich and Westerink, 2004)).

ADCIRC. Модель ADCIRC разработана в Университете Северной Каролины в Чапел Хилл, США (Стюарт, 2005; Keim and Muller, 2009). Модель ADCIRC применяется для прогноза нагонов и наводнений прилегающей суши, моделирования приливов и ветровой циркуляции, исследования шельфа, дноуглубительных работ. Эта единственная модель для расчёта высоты нагонов в США, прошедшая лицензирование. Кроме этого, её можно использовать совместно со спектральной волновой моделью SWAN для ветрового волнения.

Уравнения модели формулируются с учётом гидростатического приближения и приближения Буссинеска на f -плоскости. Модель нестационарная, нелинейная. Она учитывает такие параметры как сила Кориолиса, градиенты атмосферного давления, ветровое воздействие, приливной потенциал и придонное трение. В модели можно задавать свойства подстилающей поверхности. Модель учитывает также затопление и осушение прилегающей суши.

Модель решается численно, а затем дискретизируются по пространственным переменным с помощью метода конечных элементов. Данный метод позволяет использовать неструктурированные (нерегулярные) сетки, которые необходимы для морей со сложной конфигурацией береговой линии. Аппроксимация по времени проводится методом конечных разностей.

Существует два варианта модели ADCIRC. Первый вариант — в виде проинтегрированной по глубине двумерной модели (2DDI ADCIRC), второй — в виде 3-мерной модели (3D ADCIRC). В работе использовалась двумерная модель. Превышение уровня получается путём решения уравнения неразрывности в виде обобщённого уравнения волн и неразрывности GWCE (Generalized Wave–Continuity Equation), интегрированного по глубине. Скорость рассчитывается по уравнениям движения. Все нелинейные члены сохраняются.

Архитектура ADCIRC с успехом позволяет применять этот модельный комплекс при параллельных расчетах (Luettich and Westerink, 2004).

ADCIRC можно запускать как в декартовой, так и в сферической системе координат. Модель использует вертикально интегрированные уравнения движения в неконсервативной форме (16, 17), уравнение неразрывности (18). Для вычисления уровенной поверхности используется общее волновое уравнение GWCE (19) (Westerink et al., 1994):

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -g \frac{\partial [\zeta + \frac{p_s}{g\rho_0} - \alpha\eta]}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{H\rho_0} - \frac{\tau_{bx}}{H\rho_0} + \frac{M_x}{H} - \frac{D_x}{H} - \frac{B_x}{H}, \quad (16)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU = -g \frac{\partial [\zeta + \frac{p_s}{g\rho_0} - \alpha\eta]}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{H\rho_0} - \frac{\tau_{by}}{H\rho_0} + \frac{M_y}{H} - \frac{D_y}{H} - \frac{B_y}{H}, \quad (17)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(UH) + \frac{\partial}{\partial y}(VH) = 0, \quad (18)$$

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} + \tau_0 \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial \tilde{J}_x}{\partial x} + \frac{\partial \tilde{J}_y}{\partial y} - UH \frac{\partial \tau_0}{\partial x} - VH \frac{\partial \tau_0}{\partial y} = 0, \text{ где} \quad (19)$$

$$\tilde{J}_x \equiv \frac{\partial}{\partial t}(UH) + \tau_0 UH = \frac{\partial Q_x}{\partial t} + \tau_0 Q_x = H \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \tau_0 UH,$$

$$\tilde{J}_y \equiv \frac{\partial}{\partial t}(VH) + \tau_0 VH = \frac{\partial Q_y}{\partial t} + \tau_0 Q_y = H \frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \tau_0 VH,$$

где $f = 2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса; $\omega = 7,29212 \times 10^{-5}$ рад/с; φ — градус широты,

M — вертикально интегрированный горизонтальный градиент напряжения;

B — вертикально интегрированный бароклинный градиент давления;

D — горизонтальный градиент вертикально интегрированных пульсаций скорости;

ρ_0 — плотность воды;

τ_s — поверхностное напряжение ветра;

τ_b — напряжение трения на дне;

τ_0 — параметр, отражающий вклад волновой части в уравнение (18)

(при $\tau_0 = 0$ уравнение (19) — чисто волновое уравнение, параметр может меняться в зависимости от глубины моря для лучшей устойчивости численного решения);

p_s — атмосферное давление на поверхности моря;

η — ньютоновский приливной потенциал равновесия;

$Q_x, Q_y \equiv UH, VH$ — составляющие полного потока по осям x, y на единицу ширины;

U, V — интегрированные по глубине скорости потока по осям x, y

$$U, V \equiv \frac{1}{H} \int_{-h}^{\zeta} u, v \, dz,$$

где u, v — вертикально изменяющаяся скорость по осям x, y ;

$H \equiv \zeta + h$ — общая глубина воды;

h — глубина (расстояние от геоида до дна);

ζ — отклонение свободной поверхности.

Придонное трение (напряжение трения на дне) в модели по осям x и y задаётся следующим образом:

$$\tau_b = C_D v, \quad (20)$$

где v — скорость течения, C_D — коэффициент сопротивления (драг-коэффициент). Значение C_D может быть посчитано с помощью трёх различных форм: линейной (21), квадратичной (22) и гибридной (23) функции осредненной по глубине скорости. Линейную функцию рекомендуется использовать в тестовом режиме модели. Для большинства расчётов рекомендуется использовать квадратичную и гибридную функцию. Обе функции используют уравнение придонного трения, однако гибридная функция показывает изменение коэффициента придонного трения c_f в зависимости от глубины. Гибридная форма уравнения преимущественно используется на мелкой воде и там, где допускается затопление и осушка. Линейный вид уравнения:

$$C_D = c_f, \quad (21)$$

квадратичный:

$$C_D = c_f \|v\|, \quad (22)$$

гибридный:

$$C_D = \max\left\{C_{Dmin} \left(1 + \left(\frac{H_{break}}{H}\right)^\theta\right)^{\frac{\gamma}{\theta}}, 10^{-4}\right\}, \quad (23)$$

где C_{Dmin} — минимальный коэффициент трения, ранее определенный в линейной или квадратичной форме для глубокой воды,

v — скорость воды,

H — общая глубина,

H_{break} — глубина, определяющая, использовать ли гибридную функцию как квадратичную или использовать трение по типу Маннинга,

θ — безразмерный параметр, определяющий, как быстро гибридная функция приближается к верхнему и нижнему пределам (глубокой и мелкой воде),

γ — безразмерный параметр, описывающий, как быстро увеличивается коэффициент трения с уменьшением глубины воды (Blain et al., 2010).

На глубокой воде $H > H_{break}$ используют C_{Dmin} линейную и квадратичную форму драг-коэффициента. На мелкой воде $H < H_{break}$ применяется $C_{Dmin} \left(\frac{H_{break}}{H}\right)^\gamma$. Когда глубина приближается к бесконечности, коэффициент трения приближается к C_{Dmin} . Если $\theta = 1/3$, то увеличение ведёт себя аналогично закону придонного трения Маннинга.

По умолчанию коэффициент для гибридной формы уравнения нелинейного придонного трения следующие: $H_{break} = 2m$, $\theta = 10$, $\gamma = 1,3333$, $c_f = 0,0030$ (Blain et al., 2010).

В статье (Фомин и Полозок, 2013) приводятся оценки донного трения для изменения уровня моря, используя гибридную функцию. Минимальный коэффициент трения C_{Dmin} изменялся в пределах от 0,0025 до 0,01. Результаты расчётов показали, что увеличение C_{Dmin} в

указанных пределах приводит к уменьшению максимальных значений уровня Азовского моря на 0,3 м. При этом на максимальных понижениях уровня моря величина C_{Dmin} сказывается в меньшей степени.

Расчёты изменчивости и зависимости коэффициента придонного трения (рисунок 3.3) были проведены различными авторами (Blain et al., 2010).

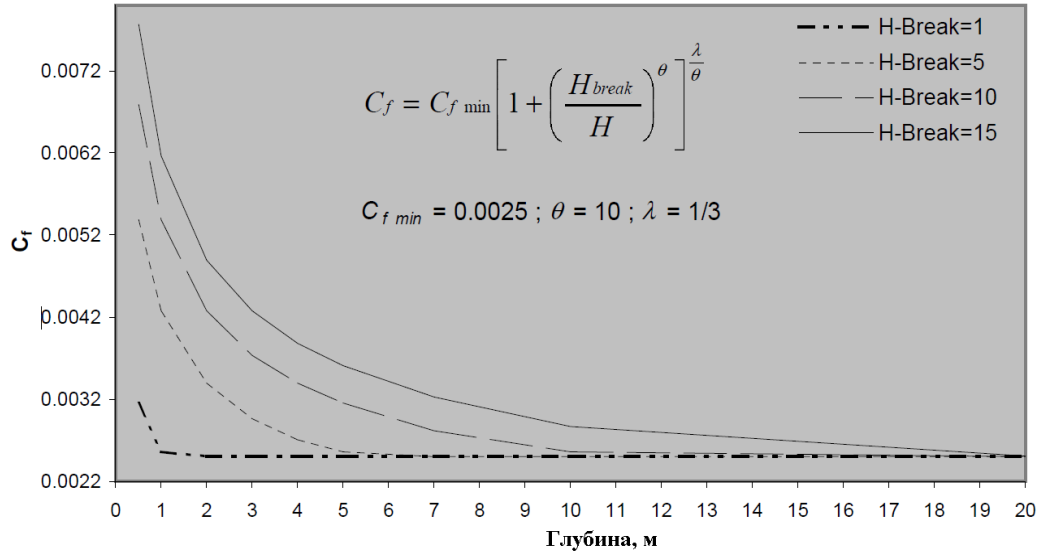


Рисунок 3.3. Изменение C_D с глубиной для различных значений H_{break} (Murray, 2003).

В качестве граничных условий задаются: на поверхности — ветровое напряжение, на дне — придонное трение. На открытой границе можно задавать разные условия: приливные колебания уровня, излучение энергии длинных волн, равенство нулю нормального потока. Также можно учитывать речной сток (расход рек и др.).

Концентрация льда в модели ADCIRC. Учёт концентрации льда в модели ADCIRC происходит следующим образом. Ледовое покрытие в модели ADCIRC отражается в виде изменения коэффициента трения ветра. ADCIRC использует так называемое определение Garratt для коэффициента трения, верхний предел для которого равен 0,0035. Концентрация покрытия льда (в %), или коэффициент трения, используется для модели в виде формулы трения (Ice cube), которая представляет собой кубический полином в процентах концентрации льда. ADCIRC использует максимальное значение коэффициента трения, выбирая между коэффициентом трения Garratt (в зависимости от скорости ветра) и коэффициентом трения концентрации льда ice cube (на основе % льда) (Charman et al., 2011). По умолчанию используется следующая формула Ice cube (23), характеризующая некоторый плавный переход для коэффициента трения Garratt при минимальных значениях концентрации льда и слабом ветре,

$$C_{DF} = (0,075 + 0,75ic - 0,9ic^2 + 0,2ic^3) \times 10^{-2}, \quad (24)$$

где верно следующее соотношение концентрации льда в % (ic) (коэффициента трения) и коэффициента трения по Garratt:

- 1) если $ic = 0$, то трение равно минимальному значению для Garratt (0,000075);
- 2) если $ic = 50$, то трение равно 0,0025 и нулевой градиент;
- 3) если $ic = 100$, то трение равно 0,00125.

ADCIRC+SWAN. Волновая спектральная модель SWAN (Simulating WAve Nearshore) представляет собой автономную (фазово-усреднённую) волновую модель третьего поколения, специально созданную для расчётов параметров ветрового волнения в прибрежной зоне по заданным полям ветра и течений, а также рельефу дна, и разрабатываемую в Технологическом Университете Делфт (Нидерланды) (SWAN, 2006, 2009). Изначально модель создавалась для описания стационарных случаев на прямоугольной сетке, позднее в схему добавили возможность нестационарных вычислений и возможность вычислять на криволинейных и неструктурированных (unstructured) сетках. SWAN можно использовать для любого масштаба ветровых поверхностных гравитационных волн. Модель основана на спектральном уравнении баланса волнового действия с источниками и стоками волновой энергии без ограничений на спектр при эволюции роста волны. SWAN решает это уравнение на океаническом масштабе с помощью неявного алгоритма, являющегося более устойчивым и менее зависимым от горизонтального шага. Ветровые волны имеют нерегулярную высоту волн и периоды, вызванные неравномерной природой ветра. Поэтому поверхность моря постоянно изменяется, что означает, что возможен детерминистский подход к описанию поверхности моря. С другой стороны, статистические параметры поверхности (средняя высота и период волны, направление распространения) оказываются мало изменяемыми во времени и пространстве по сравнению с обычными периодами и высотами волн. Волновые возвышения поверхности в океане в любом месте и в любое время могут быть описаны как сумма большого числа гармонических волн, каждая из которых вызвана турбулентным ветром в различное время и месте. Таким образом, по своему происхождению они статистически независимы. При этих условиях колебание поверхности моря на временной шкале с 100 характерными периодами волн эффективно описывается как стационарный Гауссов процесс. Колебания поверхности моря в любой точке можно описать как функцию времени следующим образом:

$$\eta(t) = \sum_i a_i \cos(\sigma_i t + \alpha_i)$$

где η — колебания поверхности моря, a_i — амплитуда i -го компонента, σ_i — относительная частота i -го компонента волны в присутствии окружающего течения, α_i — случайная фаза i -го компонента волны. Это так называемая модель случайных фаз.

Океанские волны хаотичны по пространству и времени, что ограничивает их описание. С другой стороны, многие изменения более точно описываются с использованием дисперсии функции спектральной плотности, которая представляет собой преобразование Фурье автокорреляционной функции изменения морской поверхности. В SWAN обычно используется функция плотности спектральной энергии. В более широком масштабе эта функция становится функцией пространства, а время и динамику волны следует рассматривать для определения эволюции спектра в пространстве и времени. Обычно необходимо найти распределение энергии волн по направлениям (рисунок 3.4). Такой спектр, описывающий распределение энергии волн по частотам и направлениям, обозначается как $E(f, \theta)$. Полная энергетическая плотность от частоты f распределяется по направлениям θ как $E(f, \theta)$, из чего следует, что:

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta.$$

Данные о скорости ветра, атмосферном давлении, уровне воды передаются между узлами сетки ADCIRC и SWAN. Морской ветер учитывается в ADCIRC в различном формате и регулируется для того, чтобы учесть шероховатость поверхности. Модель ADCIRC интерполирует этот ветер по пространству и времени, проецирует значения в вычислительный узел, а затем передаёт их в SWAN (рисунок 3.5). Уровень воды и течения вычисляются в ADCIRC перед передачей их в SWAN, где они используются для пересчёта глубины воды и всех других параметров, связанных с волновыми процессами. Модель ADCIRC запускается первой, так как предполагается, что прибрежное затопление и свойства волн в большей степени зависят от циркуляции. Валидация совместной модели ADCIRC+SWAN приведена в работе (Dietrich et al., 2011).

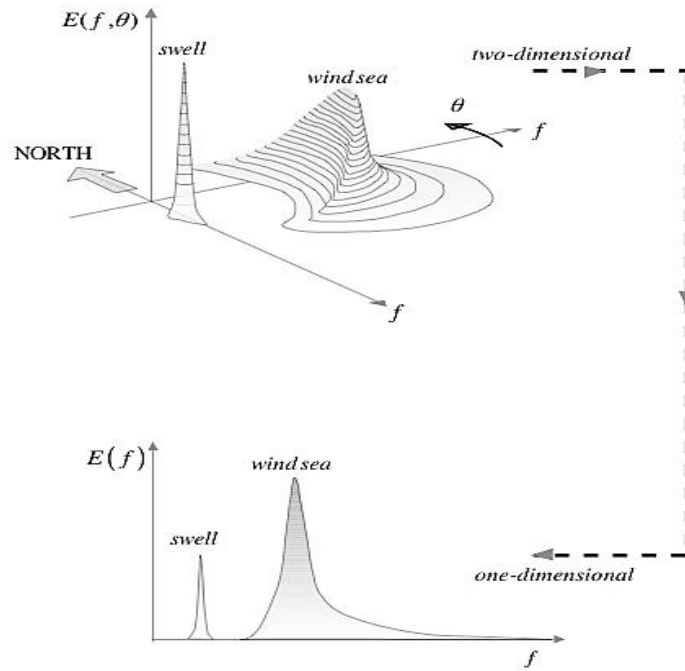


Рисунок 3.4. Интерпретация волнового спектра по модели SWAN (Siek, 2011).

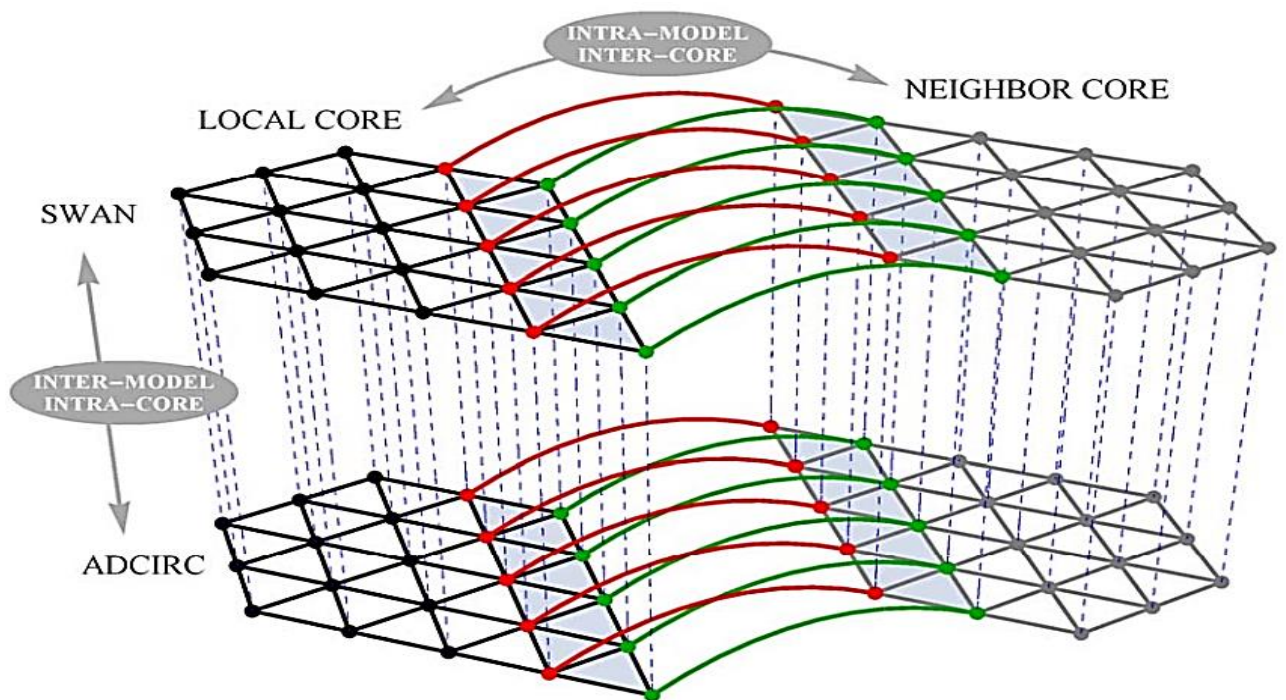


Рисунок 3.5. Схема параллельной связи между моделями и ядрами. Пунктирные линии указывают связь между моделями и внутри ядер для всех вершин в пределах вложенных сеток. Сплошные линии показывают эту связь для узлов на границе между вложенными сетками (Dietrich et al., 2011).

3.4. Построение расчётной сетки

При использовании численных моделей исследуемый район можно представить в виде сетки, состоящей из элементарных ячеек, с границей, которая воспроизводит природный контур берега. Начиная с 1955 г. для этих целей разрабатывались конечноразностные схемы, а в последнее время начали использоваться методы конечных элементов (МКЭ).

Возникновение МКЭ связано с решением задач космических исследований в 1950-х годах. Однако еще в 1936 году в СССР идея МКЭ была разработана, но из-за слабой вычислительной техники метод не был реализован. Впервые МКЭ был применен на компьютере в 1944 году Аргирисом. Сначала этот метод возник в строительной механике и теории упругости, а когда в 1968 году было установлено, что уравнения, определяющие элементы в задачах, могут быть легко получены с помощью вариантов метода взвешенных невязок (метод Галёркина или метод наименьших квадратов), что сыграло важную роль в теоретическом обосновании МКЭ. Это позволило применять его при решении многих типов дифференциальных уравнений. МКЭ превратился в общий метод численного решения дифференциальных уравнений. С развитием компьютерных систем расширился и класс решаемых задач. В настоящее время МКЭ используется при моделировании процессов диффузии, теплопроводности, гидродинамики (Arakawa, 1966), механики твёрдого тела, электродинамики и других научных и инженерных задач.

Таким образом, в данной работе расчётная сетка создаётся МКЭ, который сейчас широко применяется для решения задач гидродинамики. МКЭ — это численный метод решения дифференциальных уравнений с частными производными, а также интегральных уравнений, которые необходимо решить для выбранной задачи. Этот метод имеет следующие свойства: 1) физическая область, в которой ищется решение, делится на конечное количество элементов (подобластей), 2) на каждом конечном элементе зависимая переменная аппроксимируется функцией специального вида, вне своего элемента аппроксимирующая функция равна нулю (Норри и Фриз, 1981). У МКЭ есть ряд преимуществ, отражающихся на реальных задачах. Например, на произвольной форме обрабатываемой области, сетку можно сделать более редкой в тех местах, где особая точность не нужна, и наоборот (Kawahara et al., 1982).

О трудностях перевода. В более ранней иностранной литературе встречается чаще использование слов «regular / irregular», которые переводились на русский язык как «регулярная / нерегулярная» сетка. В последнее время за рубежом используют слова «structured / unstructured», поэтому в русской речи можно услышать дословный перевод «структур(ирован)ная / неструктур(ирован)ная» сетка. По смыслу эти слова одинаковы.

Неструктурная (или нерегулярная) сетка — часть евклидовой плоскости или евклидова пространства, разбитая на простые фигуры, такие как треугольники или тетраэдры, в неравномерном виде. Сетки данного типа могут быть использованы в анализе методом конечных элементов, когда входные данные анализа имеют неравномерную форму. Если множество сеточных узлов упорядочено, то расчётная сетка называется структурной.

Использование структурных сеток (по сравнению с неструктурными) обычно позволяет уменьшить продолжительность расчёта и необходимый объём оперативной памяти компьютера. В то же время, процедура построения криволинейной регулярной сетки, как правило, требует больших затрат труда и ресурсов компьютера, по сравнению с процедурой построения нерегулярной сетки. В отличие от структурной сетки неструктурную сетку можно построить так, чтобы модель берега соответствовала истинному (природному) побережью. Регулярная сетка — «зубчатая», поэтому она может приводить к нарушению вдольбереговых потоков (рисунок 3.6). Подробное описание схемы автоматического построения нерегулярной расчётной сетки для прогностической модели штормовых нагонов представлено в статье (Tracker et al., 1980).

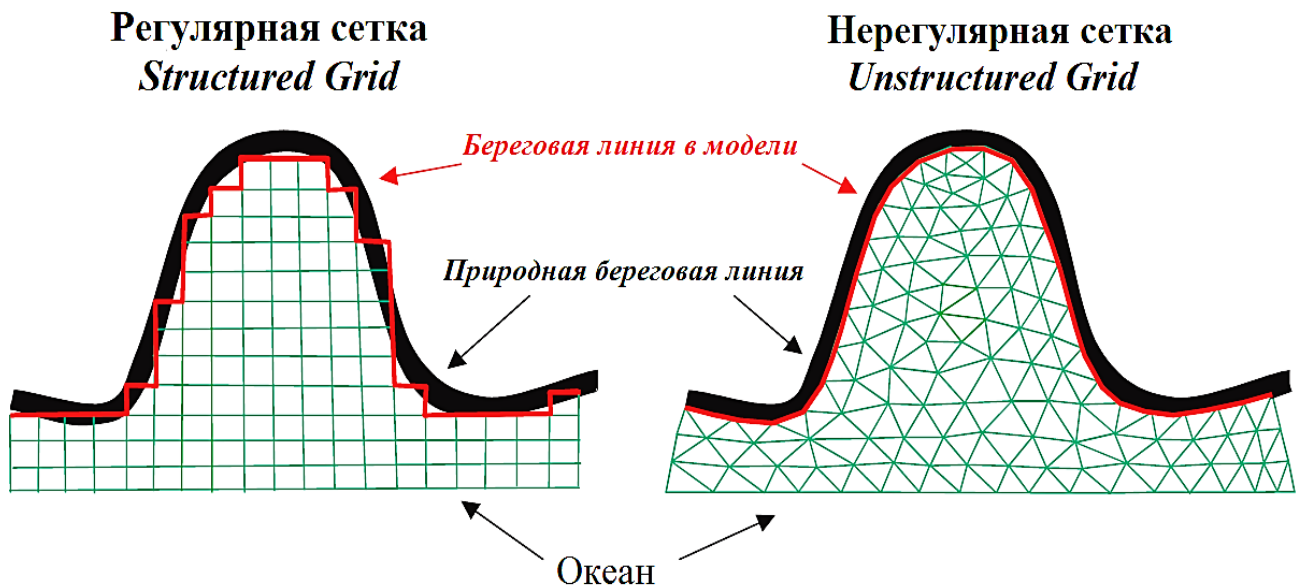


Рисунок 3.6. Регулярная (структурная) (слева) и нерегулярная (неструктурная) сетки (справа), созданные для простого прибрежного залива. Природная береговая линия (истинная) показана чёрным цветом, модельная береговая линия — красным (Chen et al., 2006).

Для моделирования нагонов в Белом и Баренцевом морях с помощью программного обеспечения Surface Modeling System (SMS 11) фирмы Aquaveo (Resio and Westernik, 2008) создана нерегулярная триангуляционная сетка, включающая Белое море и часть Баренцева моря (от Кольского п-ва до северной оконечности арх. Новая Земля) (рисунок 3.7). Сетка создана

методом «*graving*», то есть сетка построена в зависимости от количества точек на береговой линии (SMS, 2013). Данная сетка включает 12 715 расчётных узлов. Шаг сетки изменяется в зависимости от интересующего места изучения нагонов. Например, на побережье в районе Кольского п-ва и арх. Новая Земля шаг сетки составляет 5 км. Далее побережье Баренцева и Белого морей прерывается участками с шагом 1—3 км. Исключения составляют локализованные участки, где минимальный шаг сетки составляет 50 м. К ним относятся Двинская губа, район п. Варандей (бухта к западу от посёлка и район к востоку в устье реки Песчанки). На сетке в Белом море представлены следующие острова Соловецкие (Большой Соловецкий, Большая Муксалма, Анзерский), Кузова, Большой и Малый Жужмуй, Мягостров, Кондостров, Хедостров, Жижгин, Моржовец; в Баренцевом море — Колгуев, Сенгейский, Гуляевские Кошки (№ 2, 3), Матвеев, Долгий, Большой Зеленец. Таким образом, построена нерегулярная расчётная сетка с минимальным разрешением 50 м и максимальным 5 км.

Расчётная сетка имеет две внешние жидкие границы: 1) полукруглая граница от Кольского полуострова (в районе Киркинеса) до м. Желания (арх. Новая Земля), 2) граница в проливе Югорский Шар. Полукруглая внешняя граница состоит из 36 узлов, на ней задаются приливные колебания уровня, рассчитанные с помощью восьми гармонических постоянных, взятых из базы данных FES2004 (Lyard et al., 2006) с дискретностью 1 ч на весь расчётный год. Открытая граница в проливе Югорский Шар длиной 3,7 км имеет свойства нулевого потока и включает три расчётных узла.

Для создания цифровой модели рельефа (рисунок 3.7) использовались морские навигационные карты масштаба 1:10 000, 1:25 000, 1:50 000. Минимальная глубина — 0 м, это береговая линия, максимальная — 400 м на западе Баренцева моря.

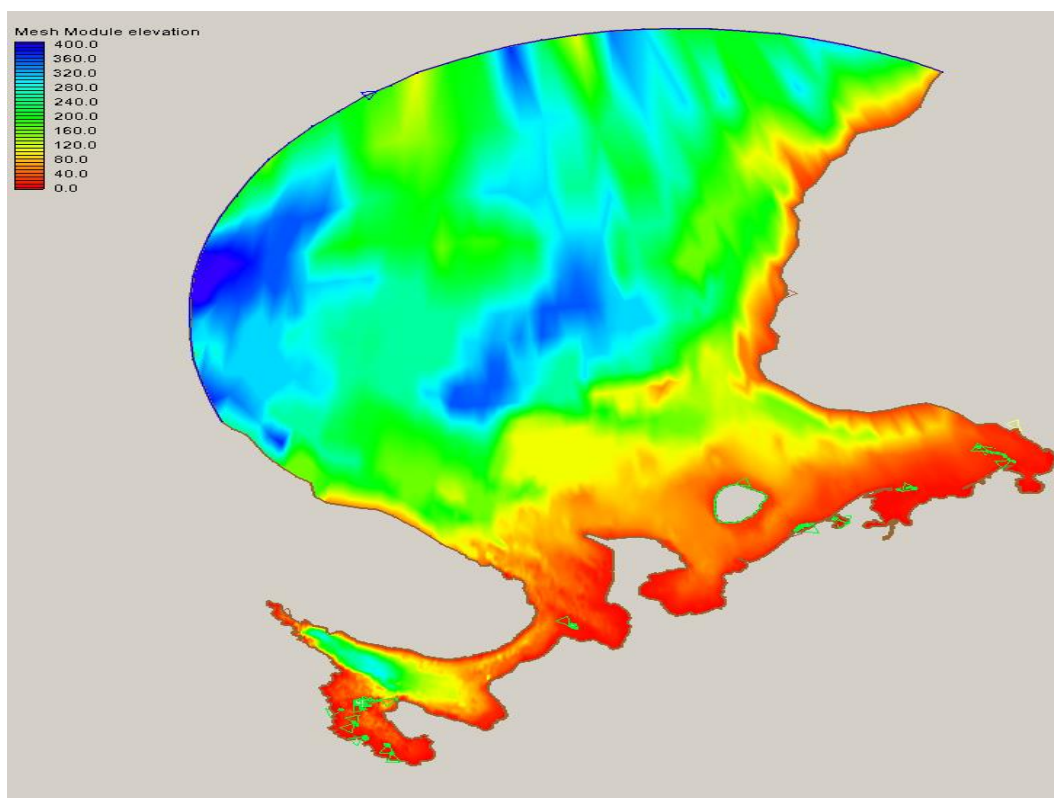
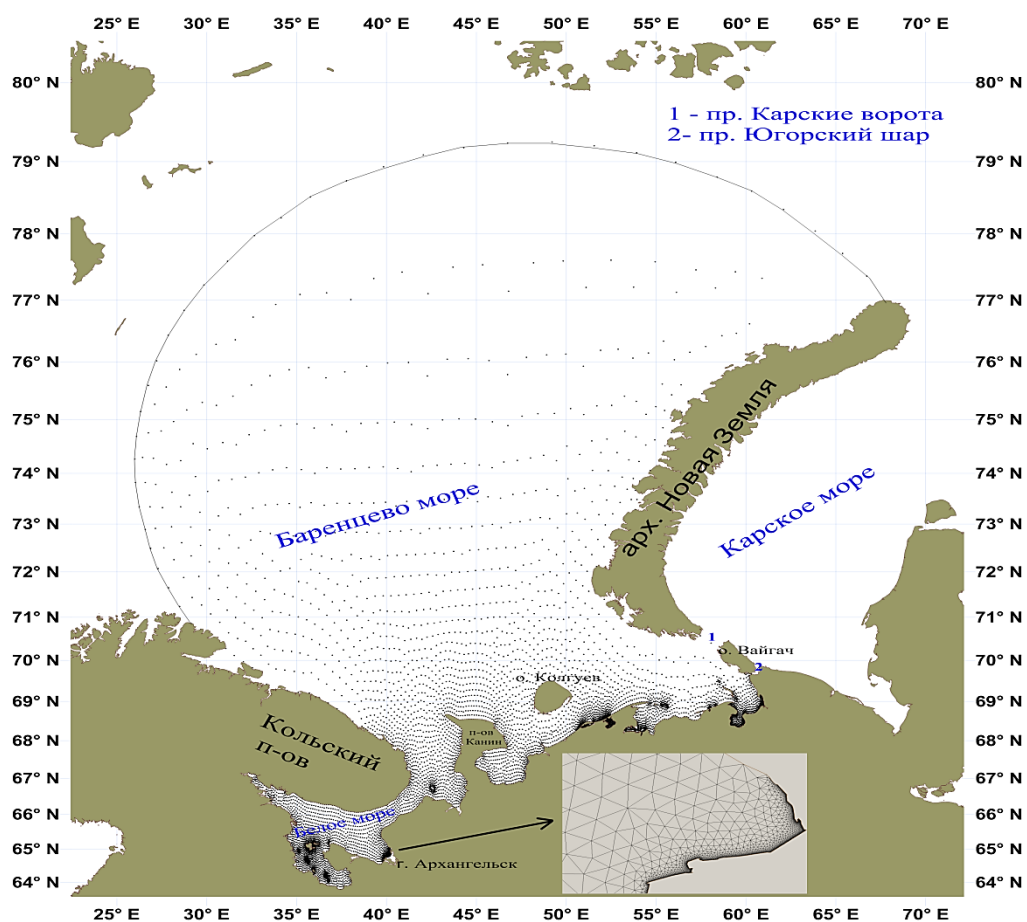


Рисунок 3.7. Нерегулярная расчётная триангуляционная сетка для исследования нагонов в Белом и Баренцевом морях. Точками обозначены узлы сетки (вверху). Цифровая модель рельефа, цветом показана глубина (внизу).

3.5. Технология проведения численных экспериментов

После того как оцифрованы навигационные карты и построена нерегулярная расчётная методом «raving», создаётся файл fort.14, который содержит информацию о сетке, например, координаты и глубину. В зависимости от выбранной проекции координаты могут быть записаны в градусах (географическая проекция) или в системе координат проекции Меркатора. Расчёт модели ADCIRC проводится, когда fort.14 записан в системе координат Меркатора.

Чтобы создать управляющий файл fort.15 для модели, где содержатся все параметры расчётов, нужно подготовить некоторые данные.

Подготовка гармонических постоянных для модели ADCIRC. Требуется файл fort.14 с координатами в градусах. В этом файле также указано количество узлов на открытой внешней границе с атрибутом «ocean» (у нас их 36). С помощью программы базы данных FES04 inerp.f90 получаем 8 гармонических постоянных для каждого узла сетки на внешней открытой границе.

В описании гармонических постоянных в зависимости от года изменяются: нодальная корректировка (коэффициент, зависящий от долготы восходящего узла Луны / nodal factor) и астрономический аргумент начальной фазы данной гармонике в градусах (угол, равный фазе приливообразующей силы / equilibrium argument). Поэтому два последних значения в описании постоянных (!alphanumeric description) в fort.15 рассчитываются отдельно с помощью программы tide_fac.f. В программе нужно указать количество дней для каждого года. Полученные аргументы записываются в fort.15 каждый в новый файл в зависимости от года расчёта.

Мы использовали весовой коэффициент τ_0 в общем волновом уравнении GWCE, изменяющийся в пространстве, во времени и по глубине H . Поэтому в описании (!tau0) указан отрицательный параметр минус 3. В этом случае параметр τ_0 вычисляется с помощью τ_{0base} , который взят из файла fort.13. Если $\tau_{0base} < 0,025$, то $\tau_0 = \tau_{0base}$, то есть параметр постоянен во времени, если $\tau_{0base} = 0,025$, то $\tau_0 = \tau_{0base} + 1,5TK(i)$, где $TK(i) = C_D|U|/H$. В модели требуется файл fort.13, содержащий свойства узлов, в этом случае в описании параметров узла (!NWP) нужно указать 1 и далее написать primitive_weighting_in_continuity_equation. Файл fort.13 создаётся с помощью программы tau0_gen.f (нужно подключить fort.14). Данный файл fort.13 генерируется по следующим правилам: 1) если среднее расстояние d между узлами сетки меньше 1750 м, то $\tau_{0base} = 0,03$; 2) если $d > 1750$ м и $H < 10$ м, то $\tau_{0base} = 0,02$; 3) если $d > 1750$ м и $H > 10$ м, то $\tau_{0base} = 0,005$.

Для расчётов на 1 год шаг по времени численной модели ADCIRC составляет две секунды, разгон модели — два дня. Общее время расчёта модели составляет 364,5 сут, вывод данных начинается с 49 ч.

Для анализа формирования нагонов с помощью модели ADCIRC проводились следующие эксперименты:

1. расчёт, включающий прилив, поле ветра, атмосферного давления, льда по данным реанализа;
2. расчёт, включающий прилив и лёд;
3. расчёт, включающий прилив, поле ветра и концентрации льда по данным реанализа;
4. расчёт, включающий прилив, поле атмосферного давления и концентрации льда по данным реанализа.

Для того чтобы вычислить величину нагона, из «1» задачи вычитается «2» задача, а «3» и «4» задачи, рассчитываются для оценки вклада давления и ветра в формирование нагона.

Для расчёта № 1 в fort.15 требуется указать параметр !NWS=12006, характеризующий наличие воздействия ветра, атмосферного давления и льда. Поле ветра и атмосферного давления содержится в файле fort.22 в виде трёх вертикальных колонок: составляющие ветра (u, v) и давление. Данные реанализа CFSR предварительно подготовлены и представлены в виде, удовлетворяющем расчётов модели ADCIRC.

Лёд в модели считается неподвижным и характеризует ледовитость. Чтобы учесть лёд, в модели требуется подготовка двух файлов fort.25 и fort.225. Файл fort.25 используется только для указания двух общих параметров для данных концентрации льда. Файл fort.225 содержит сведения о концентрации льда в процентах (%). В шапке файла указываются размеры сетки и ячеек, время. Значение минус 1,0 % будет учитываться как 0,0 %. Для учёта ледяного покрова учитывались настройки по умолчанию, то есть функция IceCube. Для вычисления приливных колебаний используются гармонические постоянные, рассчитанные с помощью базы данных FES04.

Для того чтобы провести расчёт № 2, в fort.15 задаётся параметр !NWS=0, характеризующий отсутствие воздействия ветра и давления. Рассчитывается величина «чистого» прилива с помощью баз данных FES04, для того чтобы его потом исключить из общего уровня.

Расчёт № 3 (содержит данные о приливе, поле ветра и концентрации льда по данным реанализа) включает в себя параметры расчёта № 1, однако в файле fort.22 вместо значений атмосферного давления в третьей колонке поставлены нули.

Расчёт № 4 (содержит данные о приливе, поле атмосферного давления и концентрации льда по данным реанализа.) включает в себя параметры расчёта № 1, однако в файле fort.22 вместо значений составляющих скоростей ветра в первых двух колонках поставлены нули.

С помощью совместной модели ADCIRC+SWAN проводились следующие эксперименты:

1. расчёт, включающий прилив, поле ветра, атмосферного давления, льда по данным реанализа;

2. расчёт, включающий прилив, поле ветра, атмосферного давления по данным реанализа;
3. «1»-й расчёт без SWAN.

«1» и «3» задачи рассчитываются для оценки вклада ветрового волнения, а «2» — для концентрации льда. В SWAN расчёт одного шага по времени занимает гораздо больше процессорного времени, чем в ADCIRC. Поэтому запуск модели ADCIRC производился для одного года, а запуск совместной модели ADCIRC+SWAN — только для отдельных случаев нагонов на четыре дня (72 ч до максимальной фазы нагона и 24 ч после). Шаг по времени численной модели циркуляции ADCIRC составил 2 секунды, модели расчёта ветровых волн SWAN — 1200 с, разгон совместной модели ADCIRC+SWAN — 0,5 сут, вывод данных осуществляется с самого начала.

Для того чтобы запустить совместную модель ADCIRC+SWAN, в управляющем файле fort.15 нужно указать параметр $NWS = 12306$. Также добавляется ещё один управляющий файл для SWAN — fort.26, где, для того чтобы лёд из файла fort.93 учитывался моделью SWAN, нужно написать $CICE\ ADCICE\ WBICETH = 70.0$. Тогда по умолчанию волны будут блокироваться 70 % концентрацией льда (расчёт № 1). Здесь же указывается дата начала и конца расчёта, который совпадает с датой, указанной в шапке файла fort.93. Для того чтобы сделать расчёт ветрового волнения без учёта льда, параметр WBICETH следует не указывать.

Выходные данные. Данные об уровне выводятся в заданных точках в файл fort.61 (в fort.15 параметр NSTAE, где указывается количество точек и их координаты).

Во всех узлах сетки данные об уровне записываются в файл fort.63, о средней по глубине скорости воды — fort.64, об атмосферном давлении — fort.73, о скорости ветра — fort.74, о концентрации льда — fort.93. Вывод данных осуществляется каждый час.

3.6. Верификация модели ADCIRC

Характеристики, полученные с помощью модели ADCIRC, сравнивались с натурными ежечасными данными уровня моря на постах в Белом море (Северодвинск, Соловки, Сосновец) для оценки качества модели.

Обработка измерений приливных колебаний в данных пунктах производилась при помощи гармонического анализа временных рядов уровня моря методом наименьших квадратов (Pawlowicz et al., 2002). Данная обработка производилась с помощью ПО MATLAB и подпрограммы `t_tide`. Для полного исключения приливной составляющей применяется фильтр Баттерворта с частотой 0,04 цикл/ч (Кораблина и др., 2017). Для исключения долгопериодных колебаний (сезонных и стерических), высота нагона приведена относительно среднемесячных измерений.

Для оценки качества модели ADCIRC использовались данные параметры (таблица № 3): ζ_{obsM} — максимальное отклонение высоты нагона (ВН) во время нагона по данным наблюдений; Z_{max} — максимальная отметка уровня моря по данным наблюдений за вычетом нуля поста с учётом прилива; ζ_{modM} — максимальное отклонение ВН во время нагона по данным моделирования; $\gamma = \zeta_{modM} / \zeta_{obsM}$ — отношение соответствующих максимальных ВН; σ_{modD} — среднеквадратическая ошибка (СКО) расчётов модели, то есть среднеквадратическая разность между ζ_{obs} и ζ_{mod} для декады во время нагона (где ζ_{obs} — отклонение ВН от среднего значения по данным наблюдений, ζ_{mod} — отклонение ВН от среднего значения по данным моделирования); σ_{month} — СКО для месяца, r_D и r_{month} коэффициенты корреляции между изменениями ζ_{obs} и ζ_{mod} для декады и месяца.

По данным наблюдений 7 мая 2014 года (рисунок 3.8) произошёл значительный нагон, высота которого ζ_{obs} на следующих станциях составила: 0,76 м (Северодвинск), 0,55 м (Соловки), 0,44 м (Сосновец). На станции Северодвинск максимальное отклонение высоты нагона произошло в 6:00 7 мая и по модели составило $\zeta_{obsM} = 0,67$ м, при этом занижении уровня по модели соотношение максимальных ВН составило $\gamma = 0,88$. Максимальное повышение колебаний уровня на станции Соловки произошло позднее около 9:00, а высота нагона по данным наблюдений ζ_{obsM} и модели ζ_{modM} оказалась примерно одинаковой и составила 0,55 м и 0,60 м соответственно, а соотношение $\gamma = 1,09$. Таким образом, в Северодвинске коэффициент корреляции r_D за декаду с 1 по 10 мая составил 0,95, а СКО σ_{modD} равно 0,09 м. Анализ двух других станций показал сопоставимый результат. Так, на станции Сосновец коэффициент корреляции и СКО равны 0,81 и 0,09 м соответственно, а на станции Соловки $r_D = 0,92$ и $\sigma_{modD} = 0,09$ м. Таким образом, моделирование нагона,

произошедшего 7 мая 2014 года на акватории Белого моря, отражает достаточно точно остаточные колебания уровня моря.

23 апреля 2014 года произошёл средний по величине нагон (рисунок 3.9), максимум на станции Сосновец составил $\zeta_{obs} = 0,64$ м. Характеристики колебаний высоты, приведённые в таблице № 3, согласуются с данными, отмеченными для других случаев нагона. Коэффициенты корреляции для декады $r_D = 0,80$ и для месяца $r_{month} = 0,77$ на станции Северодвинск имеют близкие значения при относительно малой СКО $\sigma_{modD} = 0,14$ м, $\sigma_{month} = 0,13$ м, что подтверждает то, что модель хорошо воспроизводит временной ход высоты нагона в Северодвинске. На станциях Соловки и Сосновец СКО для декады во время нагона σ_{modD} также равно 0,14 м при меньших значениях коэффициента корреляции (0,65 и 0,78 соответственно). На всех изучаемых станциях модель показывает значения меньше чем максимум высоты во время нагона, отношение максимальных высот γ изменяется от 0,62 до 0,71.

Таблица № 3. Сравнительная характеристика высоты нагона по данным наблюдений и модели ADCIRC (Korablina et al., 2017). Нуль постов равен минус 5,0 м.

Дата	Пункт	ζ_{obsM} , (см)	Z_{max} , (см)	ζ_{modM} , (см)	γ	$\sigma_{modD}/\sigma_{month}$, (см)	$\frac{r_D}{r_{month}}$
06.11.2010	Северодвинск	96	155	55	0,57	18 / 22	0,92 / 0,58
	Соловки	61	112	43	0,70	15 / 14	0,76 / 0,59
	Сосновец	54	248	54	1,0	16 / 17	0,62 / 0,53
15.11.2011	Северодвинск	154	201	108	0,70	21 / 24	0,97 / 0,85
	Соловки	112	153	90	0,80	14 / 21	0,95 / 0,78
29.11.2013	Северодвинск	81	116	62	0,76	20 / 17	0,87 / 0,73
	Соловки	56	97	50	0,89	14 / 15	0,77 / 0,64
	Сосновец	35	153	40	1,14	10 / 13	0,80 / 0,65
23.04.2014	Северодвинск	63	103	45	0,71	14 / 13	0,80 / 0,77
	Соловки	45	66	32	0,71	14 / 14	0,65 / 0,55
	Сосновец	64	145	40	0,62	14 / 18	0,78 / 0,51
07.05.2014	Северодвинск	76	98	67	0,88	9 / 16	0,95 / 0,71
	Соловки	55	57	60	1,09	9 / 14	0,92 / 0,71
	Сосновец	44	97	48	1,09	9 / 11	0,81 / 0,70

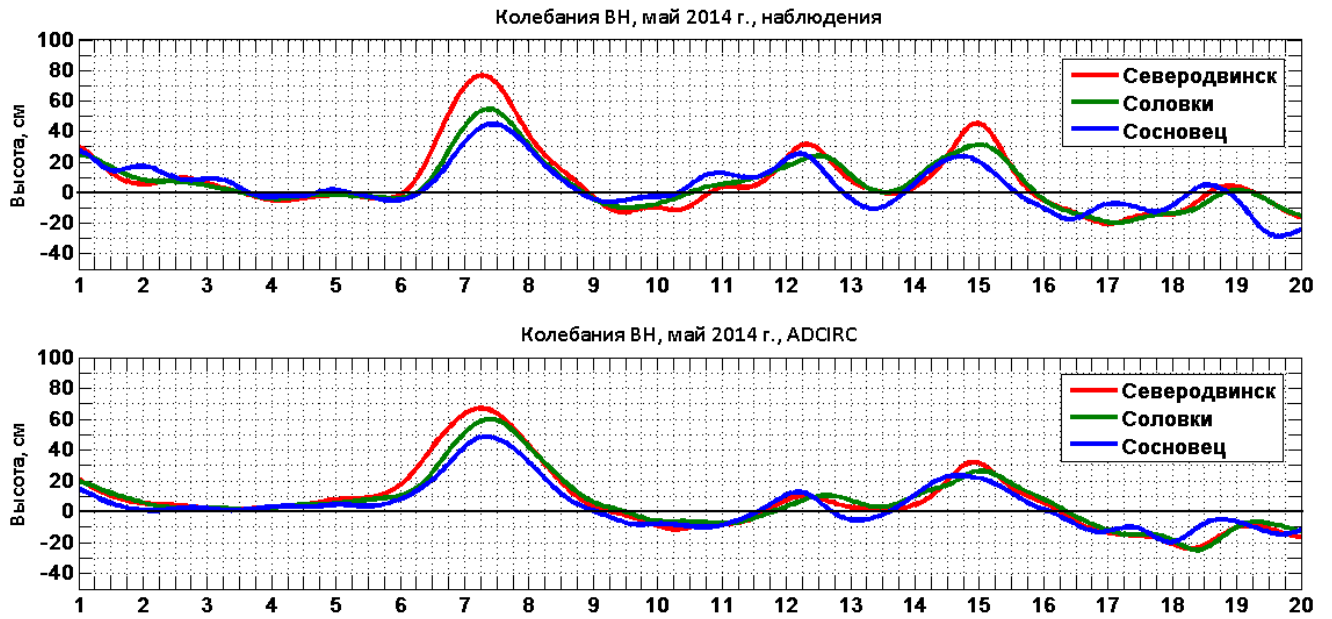


Рисунок 3.8. Изменение высоты нагона (см) в пунктах Северодвинск, Соловки и Сосновец по модельным (вверху) и натурным (внизу) данным с 1 по 20 мая 2014 года.

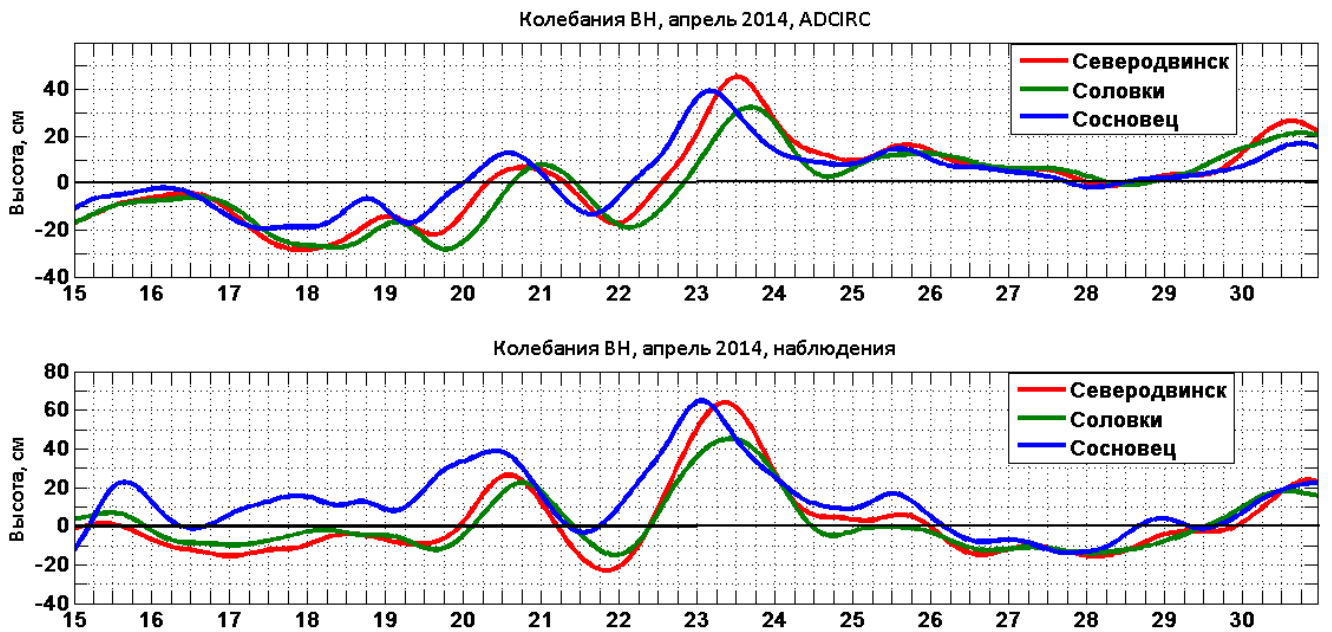


Рисунок 3.9. Изменение высоты нагона (см) в пунктах Северодвинск, Соловки и Сосновец по модельным (вверху) и натурным (внизу) данным с 15 по 30 апреля 2014 года.

На рисунке 3.10 представлена высота нагона (см) с 20 по 30 ноября 2013 года на станциях Северодвинск, Соловки и Сосновец по данным модели и наблюдений. Модель хорошо воспроизводит высоту во время нагон 29 ноября 2013 года, это подтверждается высокими значениями коэффициента корреляции за декаду r_D во время нагона на всех трёх станциях: Северодвинск $r_D = 0,87$, Сосновец $r_D = 0,80$ Соловки $r_D = 0,77$. Временной ход высоты по данным наблюдений согласуется с модельными данными, однако модель занижает высоту нагона в Соловках ($\gamma = 0,89$) и Северодвинске ($\gamma = 0,76$). А вот в Сосновце высота во время нагона по модельным данным больше, чем по данным наблюдений, где $\gamma = 1,14$. При этом наименьшее СКО за декаду было в Сосновце $\sigma_{modD} = 0,10$ м, а наибольшее СКО в Северодвинске — $\sigma_{modD} = 0,20$ м. Перед нагоном 27 ноября наблюдается сгон, и на станции Северодвинск по данным наблюдений его высота была наибольшей и составила минус 0,54 м в 20:00. То есть на станции Северодвинск перепад высот равен 1,35 м, однако по данным модельных расчётов этот перепад составил всего 1,04 м.

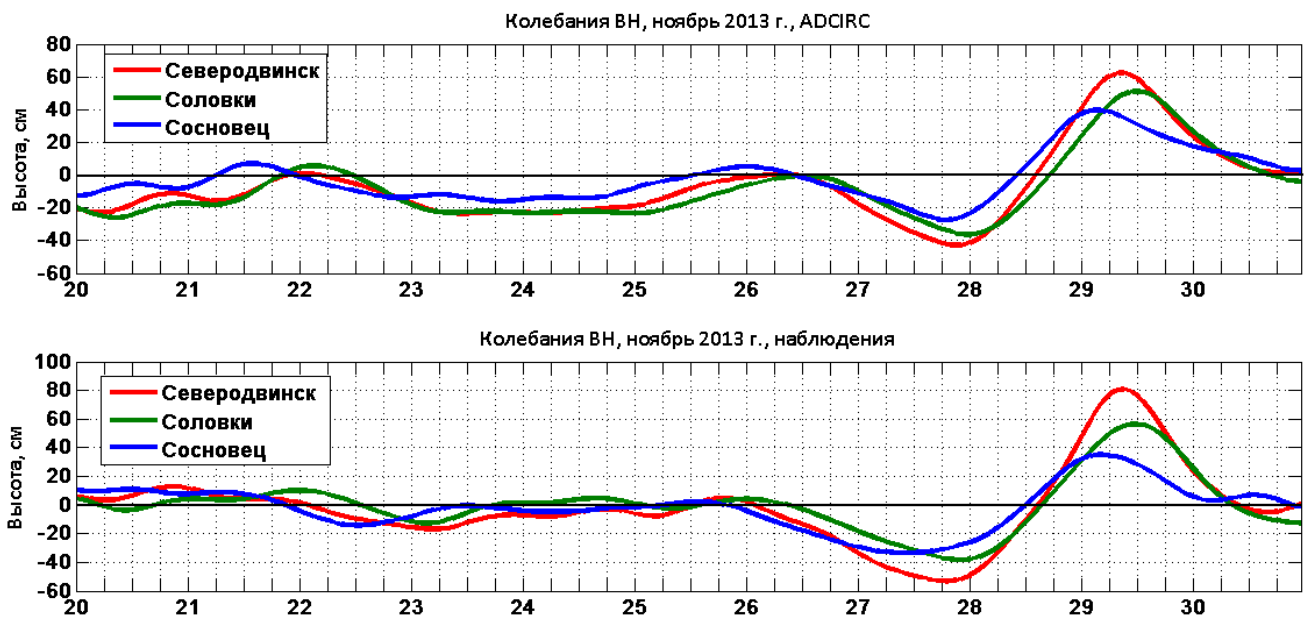


Рисунок 3.10. Изменение высоты нагона (см) в пунктах Северодвинск, Соловки и Сосновец по модельным (вверху) и натурным (внизу) данным с 20 по 30 ноября 2013 года.

Нагон, произошедший 15 ноября 2011 года, был одним из самых значительных за весь период наблюдений. Во время нагона зафиксированы затопления глубиной 1 — 1,5 м в зоне шириной до 50 км от морского края дельты р. Северная Двина (Магрицкий, 2016). Этот нагон нанёс большой ущерб. Высота этого нагона, рассчитанная с помощью модели, сравнивалась с натурными данными. На рисунке 3.11 показано, что модель хорошо воспроизводит временной уровенный ход, однако занижает высоту нагона. В Северодвинске максимальная ВН ζ_{modM}

составила всего 1,08 м, против наблюдаемого 1,54 м, а $\gamma = 0,70$; в Соловках $\zeta_{modM} = 0,90$ м, против наблюдаемого 1,12 м и $\gamma = 0,80$. СКО модельных данных за декаду σ_{modD} при этом составляет 0,21 м в Северодвинске и 0,14 м для станции Соловки.

Модель хорошо воспроизводит временной ход уровня на станции Северодвинск во время нагона 6 ноября 2010 года (рисунок 3.12). Это подтверждается высоким значением коэффициента корреляции $r_D = 0,92$ для значений с 1 по 10 ноября. На двух других станциях, на Соловках и Сосновце, корреляция между высотой нагона за данный период времени намного меньше и составляет 0,76 и 0,62 соответственно. Максимальная ВН во время нагона занижена на станциях Северодвинск и Соловки и составляет 0,57 и 0,70 соответственно, но на станции Сосновец максимальная высота по наблюдениям и модели одинаковы ($\gamma = 1,0$). Следует отметить, что во время нагона перепад ВН в Северодвинске составил 1,05 м, а СКО σ_{modD} относительно невелико и равно 0,18 м.

Анализ модельных и натуральных данных во время пяти нагонов, произошедших 7 мая и 23 — 24 апреля 2014 года, 29 ноября 2013 года, 15 ноября 2011 года и 6 ноября 2010 года, показал, что модель ADCIRC вполне удовлетворительно отражает высоту нагонов. Это подтверждают высокие значения коэффициента корреляции r_D для декадных временных рядов модельных и натуральных данных. Для станции Северодвинск r_D находится в диапазоне от 0,87 до 0,97, при СКО σ_{modD} от 0,09 м до 0,21 м (максимум при перепаде высот более 1,70 м 15 ноября 2011 года); для станции Соловки $r_D = 0,65 \div 0,95$, при $\sigma_{modD} = 0,09 \text{ м} \div 0,15 \text{ м}$; для станции Сосновец $r_D = 0,62 \div 0,81$, при $\sigma_{modD} = 0,09 \text{ м} \div 0,16 \text{ м}$. Причём в мае 2014 года величина СКО σ_{modD} оказалась минимальна на всех трёх станциях и составила 0,09 м, а коэффициент корреляции для декады изменялся от 0,81 (Сосновец) до 0,95 (Северодвинск).

Коэффициент корреляции r_D , рассчитанный для декады, во всех трёх пунктах существенно выше, чем коэффициент r_{month} , рассчитанный для целого месяца. Это означает, что модель достаточно хорошо воспроизводит высоту нагона именно во время самого нагона.

Данные модели ADCIRC занижают высоту нагона на станции Северодвинск, где $\gamma = 0,57 \div 0,88$, следовательно, модель нуждается в некотором уточнении параметров, в частности, скорости ветра и ветрового волнения, которое здесь не учитывалось. Возможно, повышение точности модельных данных связано с необходимостью более тонко задавать геометрию береговой линии и батиметрию, а также с качеством данных реанализа CFSR.

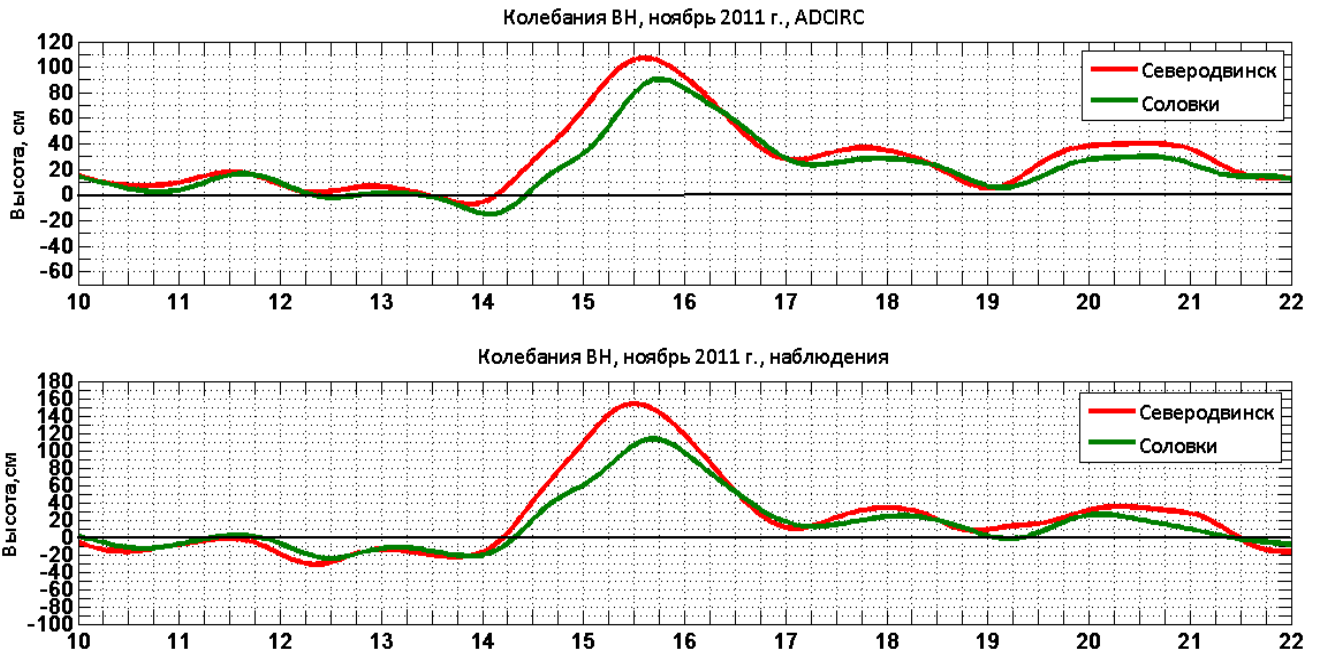


Рисунок 3.11. Изменение высоты нагона (см) в пунктах Северодвинск и Соловки по модельным (вверху) и натурным (внизу) данным с 10 по 22 ноября 2011 года.

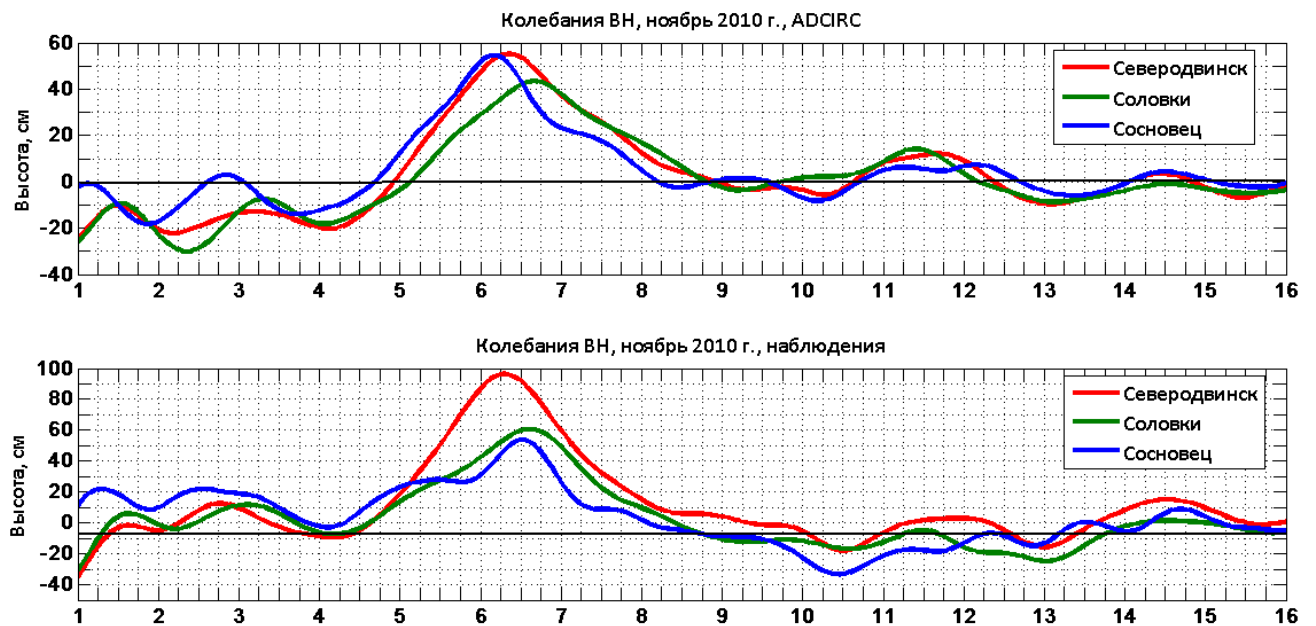


Рисунок 3.12. Изменение высоты нагона (см) в пунктах Северодвинск, Соловки, Сосновец по модельным (вверху) и натурным (внизу) данным с 1 по 16 ноября 2010 года.

Глава 4. Закономерности формирования нагонов в Белом и Баренцевом морях

4.1. Типы атмосферной циркуляции во время нагонов

По данным реанализа CFSR проводился анализ типичных условий атмосферной циркуляции во время нагонов, рассчитанных с помощью модели ADCIRC, в Белом и Баренцевом морях в период с 1979 по 2015 года. За основу взята классификация атмосферной циркуляции, приведённая в (Проект..., 1991; Инжебейкин, 2003). Для формирования нагонов в Двинской губе характерны следующие типы циклонов: западный тип с центром над Баренцевым или Белым морями, «ныряющий», южный и аномальный.

В работе исследовались все нагоны высотой более 0,3 м, но для анализа атмосферной циркуляции во время нагонов в Белом море за период в 37 лет были выбраны нагоны высотой более 0,5 м, таких случаев оказалось 107.

Примерно 47 % (50 из 107 случаев в Северодвинске) нагонов образованы после прохождения «ныряющего» циклона. «Ныряющий» циклон — внетропический циклон, характеризующийся особенной траекторией, например, с севера (СЗ) на юг, и высокой скоростью перемещения. Обычно такие циклоны движутся от Баренцева моря через Финляндию в западные области центрального округа к нижнему Дону, от мыса Канин Нос через Киров в Татарстан и дальше в низовья реки Урал. Атмосферное давление в центре такого циклона по данным реанализа находится в диапазоне 977 — 1013 гПа, то есть среднее давление составляет 994 гПа. Средняя высота нагонов по данным модели составляет 0,64 м после прохождения «ныряющих» циклонов. То есть высота нагона изменяется в пределах от 0,50 до 1,18 м. При этом общий уровень находится в диапазоне от 0,15 до 1,47 м. Направление ветра во время образования нагона при прохождении «ныряющего» циклона изменяется от 0° до 356°, то есть практически любое. При этом скорость таких ветров изменяется от 2,3 до 15,5 м/с (средняя скорость составляет 7,6 м/с). Причём среднее направление ветра за шесть часов до максимальной фазы нагона равно 152° (ЮВ), и также может быть практически любым (изменяется от 14° до 358°). Роза ветров (рисунок 4.4) для Северодвинска во время образования там нагонов не имеет выраженного направления в связи с тем, что нагон в Двинской губе может образовываться в результате локального воздействия ветра непосредственно над самой акваторией Белого моря (Бассейн). Генеральное движение такой барической системы проходит по оси арх. Шпицберген — арх. Новая Земля. Эта барическая система обычно разрушается на юге Карского моря. При этом образуются нагоны наибольшей общей продолжительности

относительно нулевого уровня, равной 173,3 сут за 50 нагонов. При этом наибольшая зарегистрированная продолжительность нагона составила 6,5 дня, а наименьшая — 12 ч. Суммарная продолжительность нагона относительно уровня без учёта приливных и высокочастотных колебаний также наибольшая и равна 70,6 дня. Максимум такой продолжительности равен 3,6 дня, а минимум — 4 ч.

Нагон, произошедший 15 ноября 2011 года в Северодвинске (рисунок 4.1), образовался после прохождения «ныряющего» циклона над восточной частью Баренцева моря. 14 ноября 2011 года в 12:00 центр циклона располагался в районе Новой Земли, а минимум атмосферного давления составил 960 гПа. В тыловой части циклона над Кольским полуостровом образовалась дополнительная область пониженного давления, смещающаяся на ЮВ. Так, 14 ноября 2011 года образовался мезоциклон в Канино-Колгуевском районе. Затем к полуночи 15 ноября этот циклон переместился в ЮЮЗ направлении к мысу Канин Нос и находился у входа в Воронку Белого моря. Эта барическая система двигалась со средней скоростью 49 км/ч. Спустя 12 ч центр циклона переместился в ЮЗ часть Баренцева моря. На западной периферии этого циклона, в центральной части Баренцева моря, скорость северного ветра составляла около 30 м/с, а на юге Баренцева моря и над акваторией Белого моря наблюдалось усиление западного и СЗ ветров порывами до 20 м/с. Эта ситуация сохранялась до 17:00 15 ноября, после чего скорость ветра ослабла. После прохождения достаточно глубокого циклона в Баренцевом море возникла барическая волна, усиленная действием сильного нагонного ветра. Поэтому в Воронке и Мезенской губе возникло достаточно сильное возмущение уровня, затем распространившееся в Белое море, где при дополнительном воздействии ветра образовалось сильное поднятие уровня в Двинской и Онежской губах. Уже утром 14 ноября в Северодвинске ВН начала увеличиваться, и к 14:00 15 ноября достигла отметки 1,53 м относительно среднемесячного значения 5,13 м (относительно нуля поста). Общий уровень моря с учётом приливных колебаний в 17:00 составил 7,01 м относительно нуля поста. К этому моменту ВН опустилась до 1,45 м, а значит, прилив составил около 0,43 м. В Соловках максимум ВН зафиксирован в 16:00 того же дня, а общий уровень с учётом прилива составил 6,53 м относительно нуля поста в 17:30. Для Северодвинска критическим для нагона принят уровень в 6,12 м относительно нуля поста по данным ФГБУ «Северное УГМС». То есть критический уровень во время данного нагона превышен на 0,89 м. На Соловках критический уровень составляет 6,05 м (относительно нуля поста), превышение во время нагона было равно 0,48 м.

Следующий тип атмосферной циркуляции, при которой образуются около 21 % всех нагонов в Двинской губе (22 случая из 107), — это западные циклоны с центром над Белым морем. Траектория таких циклонов проходит с ЮЮЗ на ССВ над акваторией Белого моря.

Средняя высота нагонов, образующихся после прохождения таких циклонов, по данным моделирования составляет 0,60 м: наибольшая высота равна 0,81 м, а наименьшая — 0,50 м. Это соответствует общему уровню моря, изменяющемуся от 0,01 до 1,24 м соответственно. Направление ветра во время нагона при западных циклонах с центром над Белым морем изменяется по всей розе ветров (от 12° до 347°), при этом среднее составляет ВЮВ (119°). Среднее направление ветра за шесть часов до наступления максимума нагона равно 116° и также изменяется по всей розе ветров. Скорость ветра, при котором формируется нагон, изменяется от 2,9 до 15,3 м/с, то есть средняя скорость ветра составляет 10,5 м/с. Выше описанное направление ветра совершенно не характеризует ситуацию образования нагонов на Поморском, Летнем и Зимнем побережьях. Здесь, так же, как и при «ныряющем» циклоне, необходимо учитывать местные особенности формирования нагонов. Нагоны, возникающие при прохождении западных циклонов с центром над Белым морем, имеют продолжительность относительно нуля в диапазоне от 1,8 до 13,8 сут. Причём общая продолжительность 22-х нагонов в Северодвинске относительно нуля составила 94,5 дня. Продолжительность нагонов относительно линии без учёта приливов и высокочастотных колебаний изменяется от 0,7 до 3,1 дня, общей суммой в 35,4 сут.

29 ноября 2013 года образовался нагон (рисунок 4.2) в Белом море при прохождении циклона, центр которого 28 ноября в полночь находился над Кандалакшским заливом с минимальным атмосферным давлением менее 970 гПа. Затем он продвигался на восток, пересекая центральную часть Белого моря, и в 18:00 находился восточнее Двинской губы, где его глубина была равна 975 гПа. Далее этот циклон продолжал двигаться на восток со скоростью около 38 — 40 км/ч, достигнув Обской губы 29 ноября в 12:00. На ББС МГУ 28 ноября отмечалось понижение давления до 965 гПа. В тыловой части циклона на ЮВ Баренцева моря, а также над акваторией Белого моря преобладал нагонный ветер северного направления со скоростью около 20 м/с. По данным численного моделирования к концу дня 28 ноября у мыса Святой Нос возникло повышение ВН приблизительно на 0,5 м, которое потом проникло в Горло (рисунок 4.2). Данные численного моделирования показывают, что в результате совместного действия сил давления и ветра непосредственно в Белом море одновременно с нагоном в Двинской губе ещё большее повышение ВН зафиксировано в вершине Онежской губы (до 1 м). Отдельный вклад в формирование данного нагона внесла нагонная волна, пришедшая из Баренцева моря (Кондрин, 2016; Korablina et al., 2017).

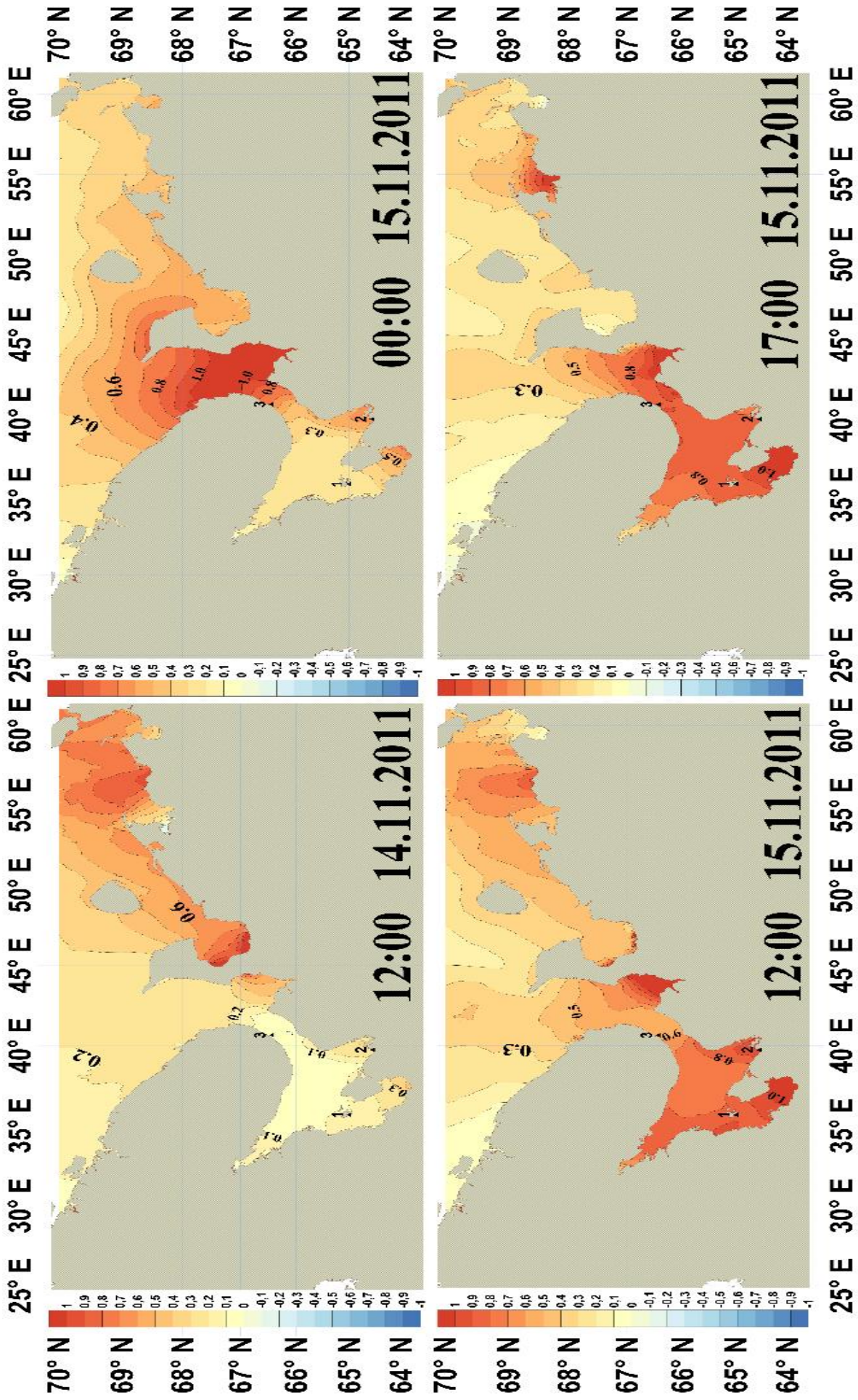


Рисунок 4.1. Высота нагона (м) 15 ноября 2011 года в Северодвинске. Цифрами обозначены станции Соловки (1), Северодвинск (2), Сосновец (3).

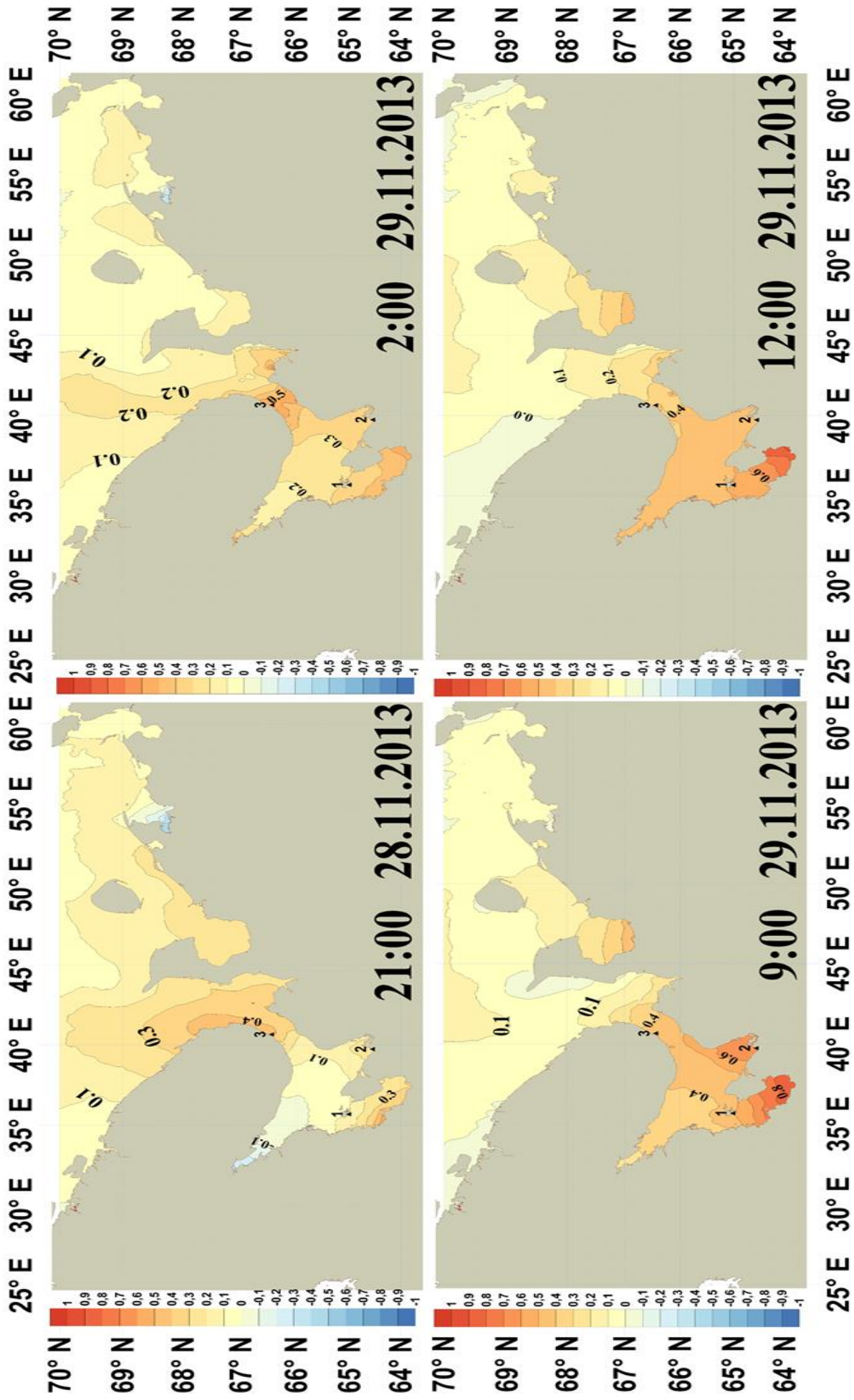


Рисунок 4.2. Высота нагона (м) 29 ноября 2013 года в Белом море. Цифрами обозначены станции Соловки (1), Северодвинск (2), Сосновец (3).

Тринадцать из 107 нагонов произошли вследствие прохождения западного циклона с центром над Баренцевым морем, то есть при прохождении этих циклонов формируется 12 % нагонов. Траектория данных циклонов обычно проходит над центральной частью Баренцева моря достаточно чётко с запада на восток. Атмосферное давление в центре таких циклонов изменяется от 968 до 1020 гПа (среднее атмосферное давление составляет 991 гПа). При этом ВН изменяется от 0,52 до 0,89 м, а средняя ВН составляет 0,63 м. Это соответствует общему уровню в диапазоне 0,0 — 1,34 м со средним значением в 0,72 м. Среднее направление ветра за шесть часов до нагона равно 193° (Ю) со средней скоростью 8,3 м/с. Скорость ветра изменяется в диапазоне от 2,8 до 13,3 м/с. Общая продолжительность 13 нагонов относительно нуля составила 42,1 сут. Причём наименьшая продолжительность относительно нуля равна одному часу, а наибольшая — 6,8 сут. Общая продолжительность нагонов относительно кривой без учёта приливов и высокочастотных колебаний составляет 15,7 сут. При этом наибольшая продолжительность относительно кривой без учёта приливных и высокочастотных колебаний здесь наименьшая и равна 1,8 сут. Направление ветра так же нетривиально изменяется, как и во время прохождения других циклонов, и его достаточно сложно оценить. Нужно отметить тот факт, что на рисунках 4.1 — 3 приводятся данные для станции Северодвинск. Описывать средние характеристики направления ветра для всего Белого моря будет неверно в связи со сложной конфигурацией Белого моря. Проведённый выше анализ формирования нагонов в Белом море показывает, что при их изучении нужно учитывать все факторы образования нагонов одновременно.

Средний по величине нагон, произошедший 23 — 24 апреля 2014 года (рисунок 4.3), образовался вследствие прохождения неглубокого западного циклона, в котором атмосферное давление в центре составило 990 — 985 гПа. Данный циклон прошёл 22 — 23 апреля над центральной частью Баренцева моря на восток к архипелагу Новая Земля в район Югорского Шара. Этот нагон был индуцирован волной, возникшей в Баренцевом море под действием движущегося циклона, усиленной действием нагонного ветра, а затем проникшей в Белое море (Кондрин, 2016). Данная волна достигла высоты приблизительно 0,30 — 0,40 м. Это подтверждается последовательностью прохождения максимума нагона в пунктах Сосновец, Северодвинск, Соловки (рисунок 3.9). Сначала в 19:00 23 апреля на станции Сосновец в Горле Белого моря зафиксирован максимум в 0,70 м, потом в 2:00 24 апреля он достиг станции Северодвинск и составил 0,67 м, затем через два часа (в 4:00) максимум высотой 0,47 м образовался на станции Соловки. Высота этого нагона в Горле и в Двинской губе увеличилась вследствие западного и СЗ ветров со скоростью до 20 м/с. Западный ветер со скоростью 12 м/с, наблюдавшийся 22 апреля 2014 года, способствовал притоку воды в Горло и Двинскую губу. Как и в большинстве других случаев (Инжебейкин, 2003; Кондрин 2016) показано, что

западные циклоны, проходящие над акваторией Баренцева моря, генерируют волну, которая проникает в Белое море под действием нагонного ветра и формирует нагон. После чего обычно высота нагона увеличивается в Горле и Двинской губе под действием западных ветров, а нагон, формирующийся на станции Соловки, образуется исключительно в результате пришедшей волной из Баренцева моря.

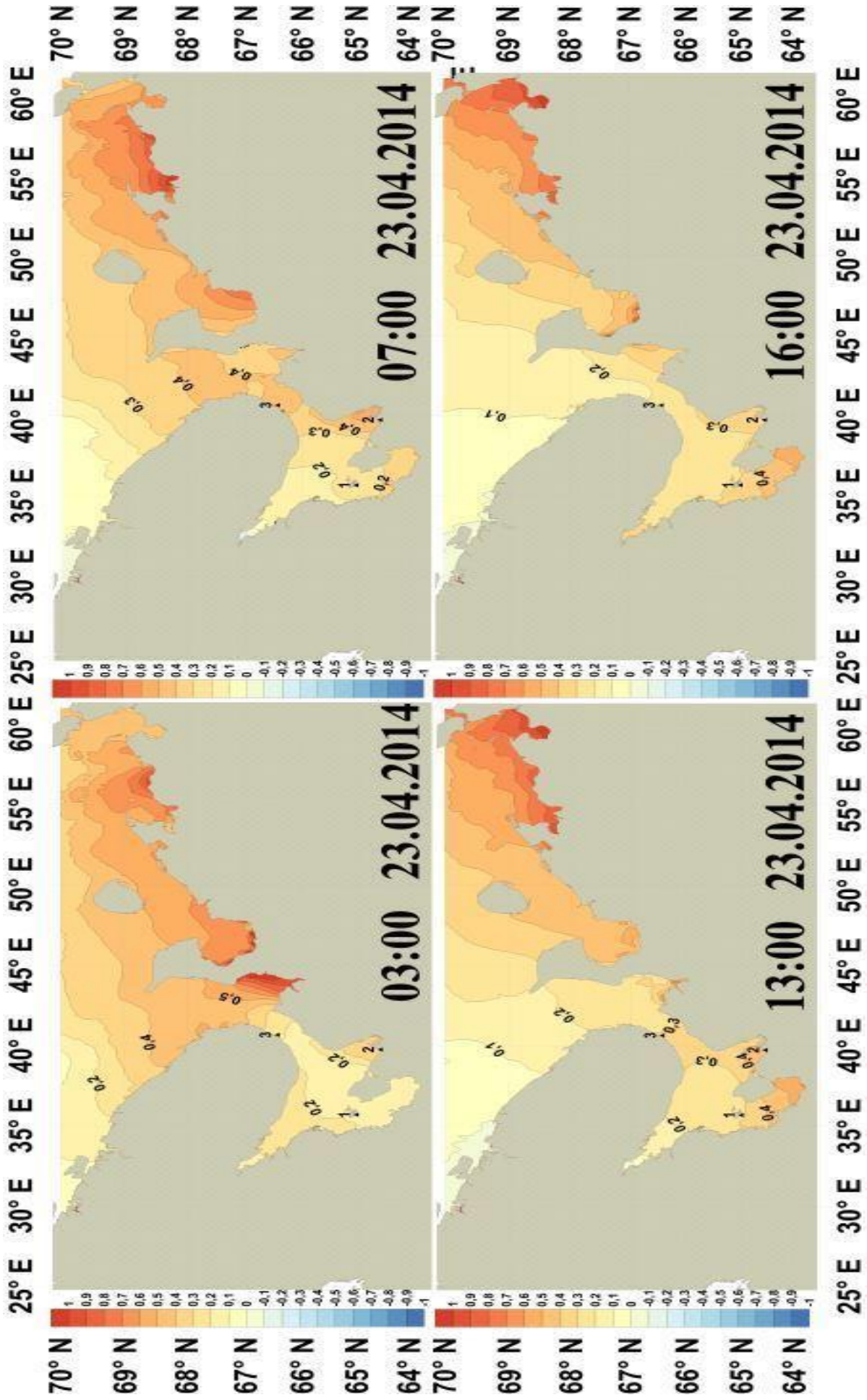


Рисунок 4.3. Высота нагона (м) 23 — 24 апреля 2014 года в Белом море. Цифрами обозначены станции Соловки (1), Северодвинск (2), Сосновец (3).

Выход южных и «аномальных» циклонов наблюдается значительно реже. На долю циклонов с южной траекторией движения, после которых образуются нагоны в Белом море, приходится меньше чем на долю с аномальной траекторией — 9 и 11 % соответственно (10 и 12 случаев). Во время южных циклонов атмосферное давление в центре по данным реанализа изменяется от 965 до 1002 гПа, то есть среднее давление равно 993 гПа. При этом наиболее встречающееся направление ветра наблюдается от СВ до Ю румбов. Скорость ветра изменяется от 6,3 до 12,8 м/с. Во время южных циклонов величина нагона изменяется от 0,50 до 0,60 м, ей соответствует диапазон общего уровня моря от 0,0 до 1,10 м. Суммарная продолжительность 10 нагонов относительно нуля составляет 40,8 дня. Причём наибольшая продолжительность нагона относительно нуля равна 6,5 дня, а наименьшая — 1,3 сут. Продолжительность нагонов относительно кривой без учёта приливов и высокочастотных колебаний изменяется от 0,7 до 3,5 сут, с общей суммой за все нагоны 15,5 дня.

Во время «аномальных» циклонов атмосферное давление в центре располагается в диапазоне от 989 до 1010 гПа, то есть среднее давление в центре циклона составляет 997,5 гПа. При южных циклонах минимальная средняя ВН равна 0,54 м, при аномальных — уже 0,59 м, и изменяется от 0,50 до 0,80 м. Причём направление ветра изменяется от СВ и достигает уже ЮЮЗ румбов. Среднее направление ветра за шесть часов до наступления максимума нагона — ВЮВ (113°) со скоростью 10,2 м/с. Продолжительность нагонов относительно нуля во время «аномальных» циклонов изменяется от сут до 9,2 дня, с общей суммой за 12 нагонов в 54,3 дня. Продолжительность нагона относительно уровня без учёта приливных и высокочастотных колебаний находится в диапазоне от 0,3 до 2,5 сут, общей суммой 17 дней. Для образования нагона в Белом море требуется совместное действие сил ветра и атмосферного давления, которые либо индуцируют нагонную волну в Баренцевом море (которая движется далее в Белое море), либо их локальное воздействие непосредственно в Бассейне Белого моря. Однако в любом случае для образования нагона требуется наличие нагонных ветров, например, от СЗ до С для акватории Двинской губы.

Таким образом, 47 % нагонов в Белом море образуется после прохождения «ныряющих» циклонов и 33 % — после прохождения западных циклонов с траекторией над Белым или Баренцевым морями, при этом в первом случае средняя высота нагона составляет 0,64 м, а во втором — в среднем на 2 см меньше по данным численного моделирования. В конкретном месте при формировании нагона в Белом море важно учитывать скорость и направление местного ветра, так как в целом, характерного направления ветра во время образования нагонов не выявлено. Например, нагонный ветер для Двинской губы имеет направление от СЗ до северного. Максимальная продолжительность нагона относительно нуля образуется во время прохождения «аномальных» циклонов и равна 9,2 дня. А вот максимальная продолжительность

нагона относительно кривой без учёта приливов и высокочастотных колебаний обнаружена во время прохождения «ныряющих циклонов и составляет 3,6 сут. Суммарная продолжительность нагонов наибольшая также во время прохождения «ныряющих» циклонов (173,3 и 70,6 сут соответственно).

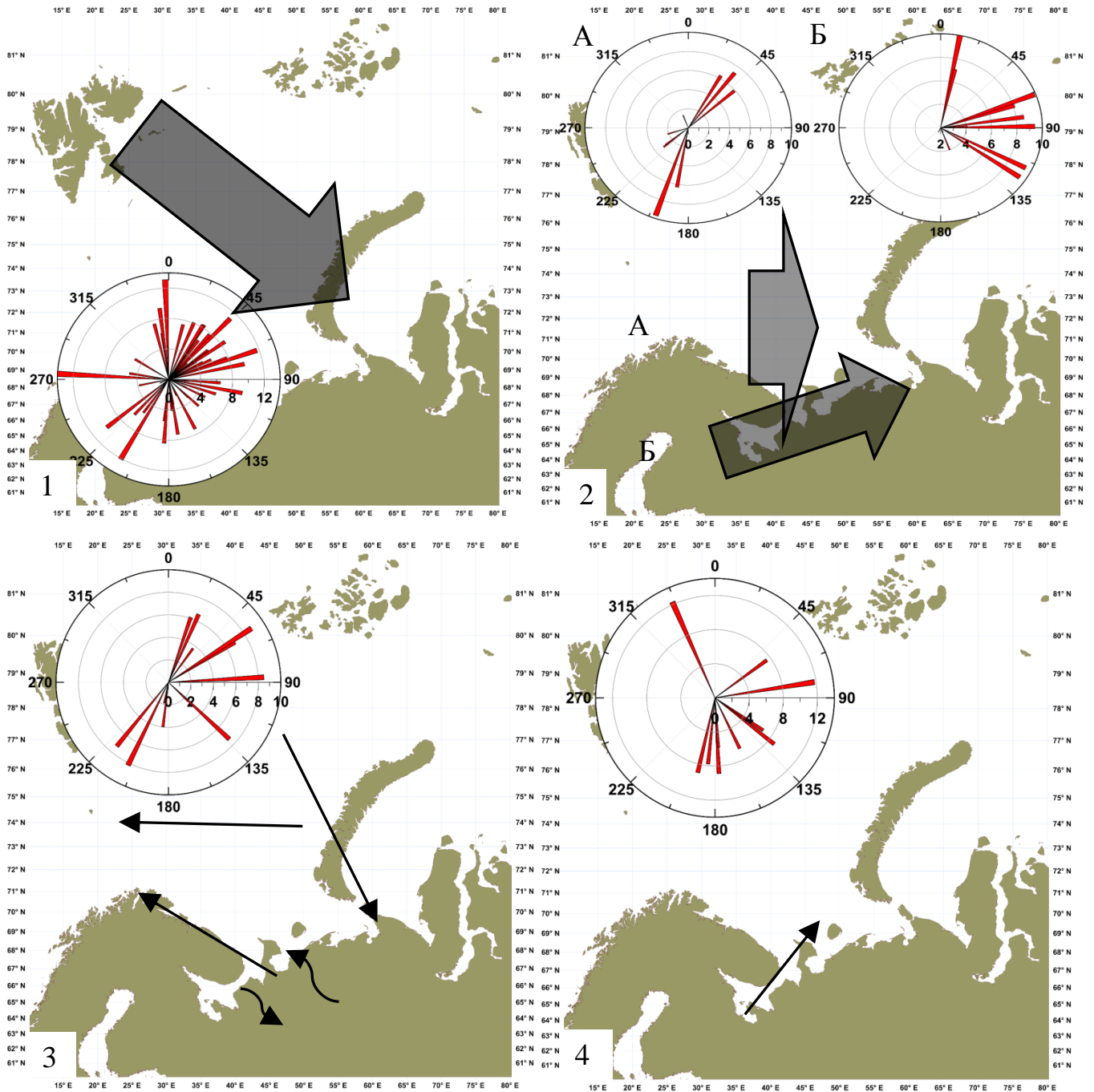


Рисунок 4.4. Типы перемещающихся циклонов: «ныряющий» (1), западный (2) с центром над Баренцевым (А) и Белым (Б) морями, циклоны с аномальной (3) и с южной (4) траекторией и соответствующие им розы ветров (среднее направление ветра за шесть часов до максимальной фазы нагона) во время нагонов в Белом море.

Для анализа атмосферной циркуляции во время нагонов за период в 37 лет в Баренцевом море были выбраны нагоны высотой более 1,0 м, таких случаев оказалось 76. Все нагоны были разделены по следующим типам циклонов: «ныряющие», западные, аномальные.

В Баренцевом море большая часть нагонов, а именно 63 % (48 из 76 случаев) из всех нагонов, имеет среднюю высоту (ВН) равную 1,23 м. Все они образуются при прохождении «ныряющего» циклона. По данным реанализа минимальное значение атмосферного давления в центре циклона составило 966 гПа, максимальное — 1014 гПа, то есть среднее давление равно 993 гПа. Причём наибольшая высота нагона при таких циклонах может достигать 2,06 м, а наименьшая — 1,01 м (при соответствующем уровне моря в 2,14 м и 0,49 м). Направление ветра при таких циклонах изменяется от ЗЮЗ (253°) до СЗ (325°), среднее направление ветра за шесть часов перед максимальной фазой нагона находится в диапазоне от ЮЗ (234°) до северного румба (2°). При этом направлении максимальная скорость ветра равна 21 м/с, а минимальная — 9 м/с (средняя скорость составила 15,5 м/с). Вследствие прохождения «ныряющего» циклона на станции Варандей были образованы 48 нагонов общей продолжительности относительно нуля 176,8 сут. Наибольшая продолжительность нагона относительно нуля составила 8,2 сут, наименьшая — 0,8 дня. Общая продолжительность 48 нагонов относительно кривой без учёта приливов и высокочастотных колебаний равна 97,6 сут, при этом наибольшая продолжительность составила 5,2 сут, а наименьшая — 12 ч.

В прибрежной зоне Баренцева моря при западных циклонах формируется 21 % нагонов (16 из 76 событий). Причём максимальное атмосферное давление в центре циклона равно 1005 гПа, минимальное — 968 гПа, а среднее атмосферное давление составило 993 гПа. При этом образуется нагон с наибольшей средней величиной, равной 1,26 м, причём наибольшая высота нагона составляет 2,71 м, а наименьшая — 1,0 м (при соответствующем уровне моря 2,61 м и 0,50 м). Направление ветра, при котором образуются нагоны после прохождения западных циклонов, находится в диапазоне от ЗЮЗ (250°) до ЗСЗ (309°), а среднее направление ветра за шесть часов до наступления максимальной фазы нагона изменяется от ЮЗ (245°) до ЗСЗ (307°). При этом минимальная скорость ветра составляет 9 м/с, а максимальная — 23 м/с (средняя скорость равна 16,3 м/с). Во время западных циклонов на станции Варандей образовалось 16 нагонов суммарной продолжительности относительно нуля в 39 дней. Нагон наибольшей продолжительности относительно нуля был равен 4,7 дня, а наименьшей — 0,9 дня. Нагон наибольшей продолжительности относительно уровня без учёта приливных и высокочастотных колебаний составил 5,2 сут, а наименьший — 0,6 сут, так, общая продолжительность 16 нагонов относительно кривой с вычетом приливных и высокочастотных колебаний равна 23 дня.

Циклоны с аномальной траекторией движения встречаются реже и составляют 16 % (12 из 76 случаев), при этом образуются нагоны средней высотой в 1,22 м. Наибольшая величина нагона составляет 1,69 м, а наименьшая — 1,0 м, при общем уровне в 1,86 м и 0,94 м соответственно (таблица № 4). Атмосферное давление при этом в центре циклонов изменяется от 983 до 1012 гПа. Направление ветра при аномальной траектории циклонов, как и среднее направление ветра за шесть часов до наступления максимальной фазы нагона, изменяется от ЗЮЗ до СЗ (253° — 325° и 247° — 319° соответственно). Скорость ветра при прохождении аномальных циклонов изменяется от 11 до 19 м/с, а средняя — равна 15,4 м/с. Максимальная продолжительность нагонов, образующихся после прохождения аномальных циклонов, длиннее, чем после прохождения западных циклонов, и равна 6,7 сут, при этом минимальная продолжительность — 0,8 сут; общая продолжительность 12-ти нагонов равна 35,1 сут. Продолжительность нагонов относительно уровня без учёта приливов и высокочастотных колебаний изменяется от 0,6 до 3,9 сут, общей суммой, равной 22,1 дня.

Таким образом, в Баренцевом море образуются нагоны при господствующем западном направлении ветра (рисунок 4.5). В целом, направление ветра изменяется от ЗЮЗ (265°) до западных румбов (278°), средняя скорость которого равна 15 — 16 м/с. Причём при западных циклонах ветер достигает наибольшей скорости в 23 м/с, а при «ныряющих» циклонах зафиксирована минимальная скорость ветра равная 9 м/с. Во время прохождения «ныряющих» циклонов наблюдается как самое наименьшее, так и самое наибольшее атмосферное давление в центре циклона (966 и 1014 гПа соответственно). В целом, траектория циклонов в Баренцевом море, после которых образуются нагоны на побережье, следующая. Циклоны начинают формироваться в районе архипелага Шпицберген или чуть южнее него. Затем они пересекают экваторию Баренцева моря, а потом циклоны разрушаются либо в центральной, либо в южной части Карского моря. При этом наибольшая суммарная продолжительность нагонов относительно нуля зафиксирована после прохождения «ныряющих» циклонов (176,8 сут за 48 нагонов), а наименьшая — после аномальных циклонов.

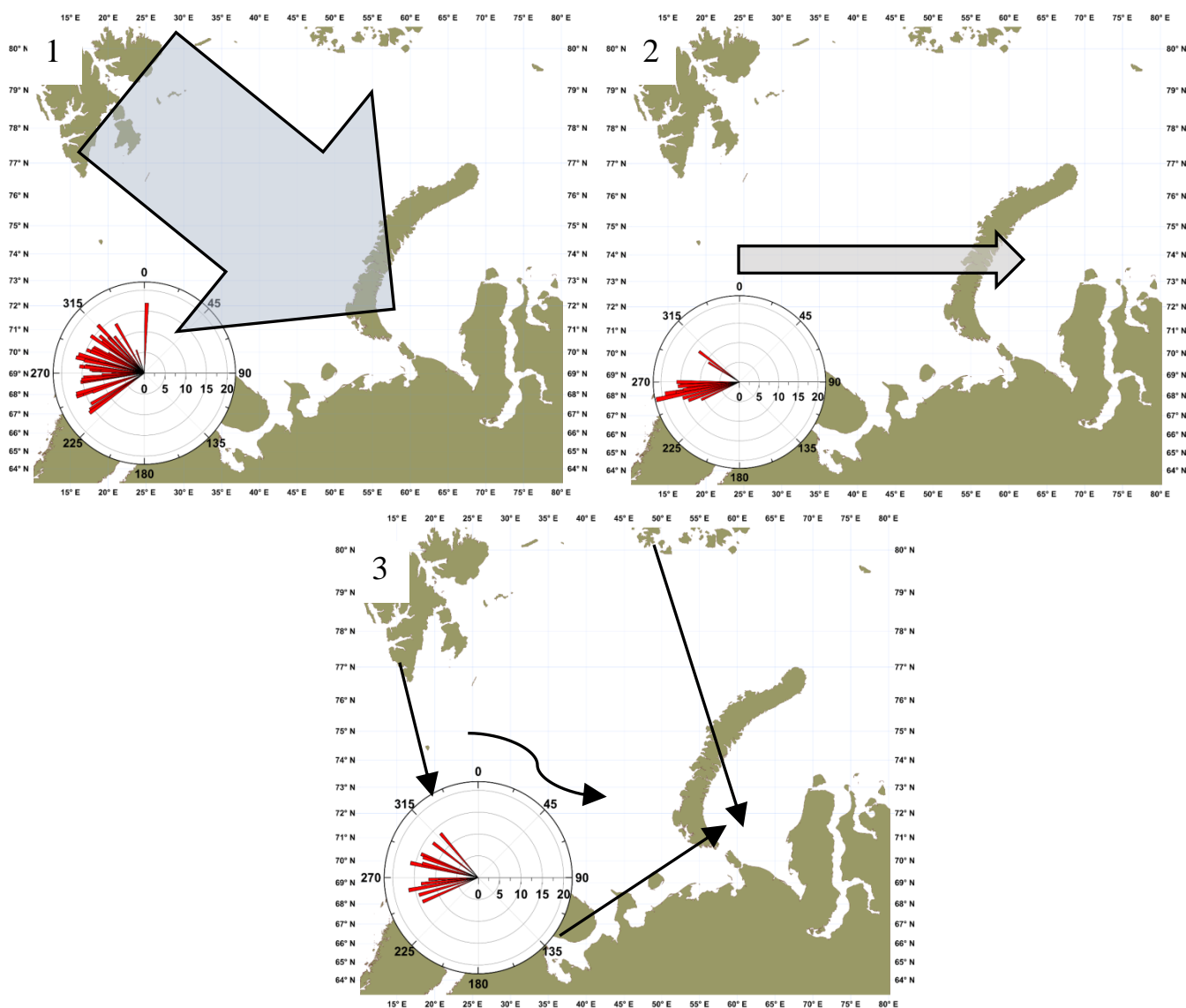


Рисунок 4.5. Типы перемещающихся циклонов: «ныряющий» (1), западный (2) и аномальный (3) и соответствующие им розы ветров (среднее направление ветра за шесть часов до максимальной фазы нагона) во время нагонов в Баренцевом море.

Максимальная высота нагона в 2,61 м зафиксирована в п. Варандей 24 июля 2010 года в 6:00 утра. Максимальный уровень моря в этом пункте составил 2,71 м по данным численного моделирования (рисунок 4.6). Данный нагон образовался в результате прохождения глубокого «ныряющего» циклона. Минимальное атмосферное давление в центре циклона по данным реанализа CFSR составило 972 гПа. Циклон появился южнее архипелага Шпицберген и продвигался с ССЗ на ВЮВ в центральную часть Карского моря. Так, под действием западного ветра со скоростью 25 м/с образовалось повышение уровня воды по всему баренцевоморскому побережью от Каниного Носа до Хайпудырской губы. Такая ситуация типична для образования нагонов в этом регионе.

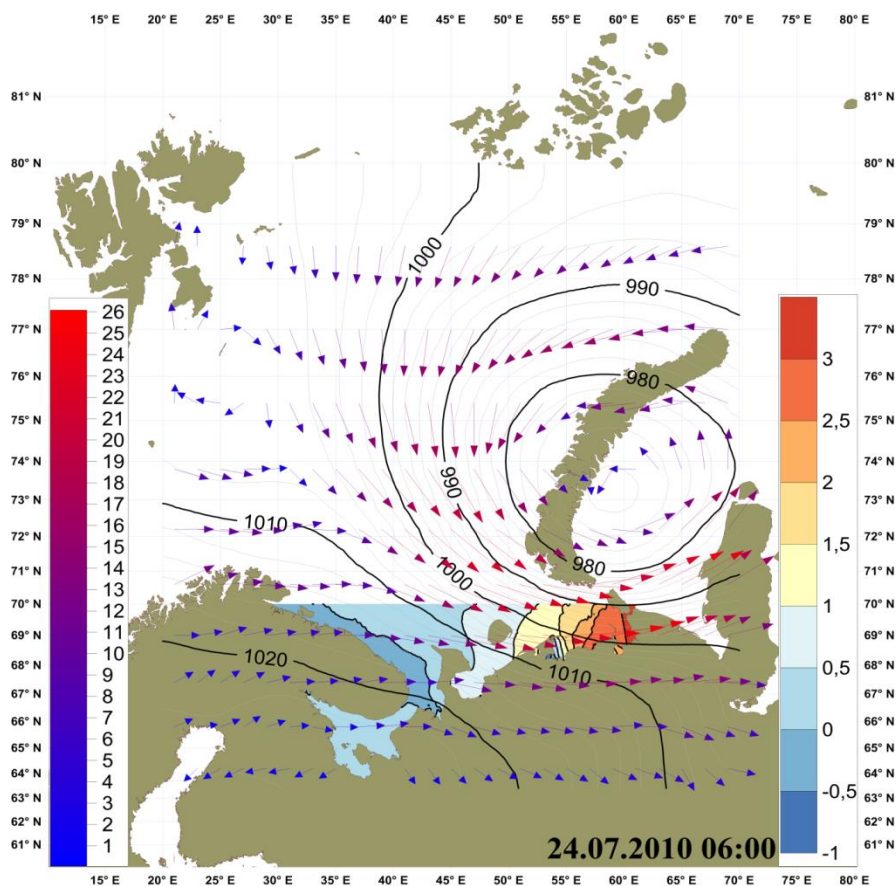


Рисунок 4.6. Атмосферное давление (гПа), скорость ветра (цвет, м/с) и высота нагона (м) во время нагона в Баренцевом море 24 июля 2010 года.

Таблица № 4. Характеристика нагонов в Белом и Баренцевом морях по данным численного моделирования в зависимости от траектории циклонов. Цифрами обозначено: 1 — количество нагонов (%), 2 — средняя высота нагона (м), 3 — среднее направление ветра (°) за шесть часов перед максимумом нагона.

<i>Траектории циклонов (Белое море)</i>	1	2	3
Аномальные	11	0,59	113
Западные с центром над Белым морем	21	0,60	116
Западные с центром над Баренцевым морем	12	0,63	193
«Нырющие»	47	0,64	152
Южные	9	0,54	161
<i>Траектории циклонов (Баренцево море)</i>			
Аномальные	16	1,22	278
Западные	21	1,26	265
«Нырющие»	63	1,23	276

4.2. Пространственно-временная изменчивость нагонов

С помощью модели ADCIRC нагоны за 37-летний период с 1979 по 2015 гг. исследовались в следующих семи пунктах: Варандей ($57,97^\circ$ в. д., $68,80^\circ$ с. ш.), Печорская губа ($54,50^\circ$ в. д., $68,60^\circ$ с. ш.), Чёшская губа ($47,59^\circ$ в. д., $67,06^\circ$ с. ш.) и Хайпудырская губа ($59,86^\circ$ в. д., $68,45^\circ$ с. ш.) в Баренцевом море; Онежская губа ($37,75^\circ$ в. д., $63,95^\circ$ с. ш.), Северодвинск ($39,76^\circ$ в. д., $64,62^\circ$ с. ш.) и Соловки ($35,67^\circ$ в. д., $65,01^\circ$ с. ш.) в Белом море.

В указанных выше точках выделены все нагоны свыше 0,3 м за 37-летний период с 1979 по 2015 гг. (рисунок 4.7). Затем они были распределены по диапазонам высот 0,3 — 0,6 м, 0,6 — 0,9 м, 0,9 — 1,2 м и более 1,2 м. В Белом море, по данным трёх станций, нагонов высотой в диапазоне от 0,3 до 0,6 м обнаружено наибольшее количество. В этом диапазоне зафиксировано 1063 нагона, что составляет 88 %. Доля нагонов высотой в диапазоне 0,6 — 0,9 м составляет 11 %, что соответствует 130 случаям. А вот доля нагонов высотой от 0,9 до 1,2 м составляет всего 1 %. Нагонов высотой более 1,2 м в Белом море по данным численного моделирования не зафиксировано. Наибольшее количество нагонов в Белом море зафиксировано в Онежской губе и равно 550. Из них нагонов высотой 0,9 — 1,2 м обнаружено лишь 2 %, высотой 0,6 — 0,9 м — 14 %, а вот 84 % составляют нагоны высотой в диапазоне от 0,3 до 0,6 м. Станция Северодвинск следующая по количеству нагонов. Здесь всего зафиксировано 458 нагонов. На станции Северодвинск лишь один нагон попадает в диапазон высот от 0,9 до 1,2 м. Доля нагонов высотой 0,6 — 0,9 м здесь составляет 10 %, то есть 48 случаев. Наибольшее количество нагонов (409) снова попадает в диапазон высот 0,3 — 0,6 м, что составляет 89 %. На станции Соловки всего зафиксировано 196 нагонов, из них четыре случая (2 %) были высотой от 0,6 до 0,9 м. Наивысший нагон в Северодвинске и Онежской губе произошёл 14 — 15 ноября 2011 года, высота которого по данным моделирования составила 1,18 и 1,19 м соответственно.

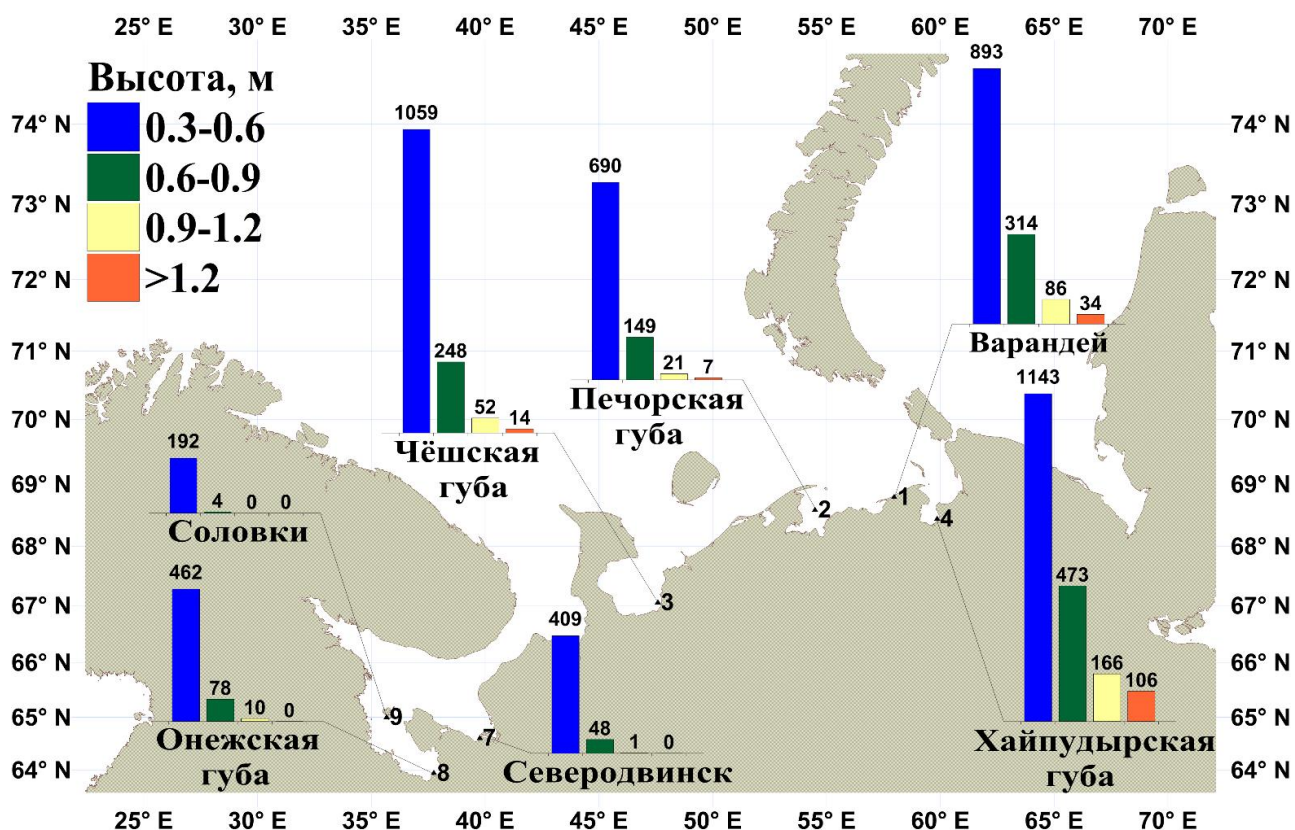


Рисунок 4.7. Количество нагонов (высотой более 0,3 м) по диапазонам высот: 0,3—0,6 м, 0,6—0,9 м, 0,9—1,2 м и более 1,2 м, — в Белом и Баренцевом морях по данным численного моделирования за 1979 — 2015 года.

В Баренцевом море по данным четырёх станций за 37 лет всего выявлено 5 455 нагонов, из которых 69 % высотой от 0,3 до 0,6 м, 22 % высотой 0,6 — 0,9 м, 6 % высотой от 0,9 до 1,2 м. Причём нагонов высотой более 1,2 м насчитывается уже 3 % от всех нагонов. Так, в Печорской губе зафиксировано 7 случаев, в Чёшской губе — 14, в Варандее — 34, в Хайпудырской губе — 106.

В Печорской губе обнаружено наименьшее количество нагонов. Здесь их зафиксировано всего 867, из которых 21 нагон (2 %) высотой 0,9 — 1,2 м, 149 нагонов (17 %) высотой 0,6 — 0,9 м и наибольшее количество 690 нагонов (80 %) высотой 0,3 — 0,6 м. Таким образом, только 1 % приходится на нагоны высотой свыше 1,2 м.

Следующая по количеству нагонов станция — это Варандей. Здесь всего обнаружено 1327 нагонов, из которых 67 % (893 случая) высотой 0,3 — 0,6 м, 24 % — высотой от 0,6 м до 0,9 м. Доля нагонов высотой более 1,2 м составляет 3 %. Причём наивысший смоделированный нагон наблюдался 24 июля 2010 года и составил 2,71 м.

На точке в Чёшской губе зафиксировано на 46 нагонов больше, чем на станции Варандей, то есть всего 1373 случая. Из них всего 1 % приходится на нагоны высотой свыше 1,2 м, 4 % — на нагоны высотой от 0,9 до 1,2 м, 18 % на нагоны высотой 0,6 — 0,9 м.

Рекордное количество в 1888 нагонов обнаружено на точке в Хайпудырской губе. Здесь 24 июля 2010 года по данным моделирования наблюдался нагон максимальной высоты, равной 3,39 м. В Хайпудырской губе зафиксировано уже 106 случаев высотой более 1,2 м, то есть 6 % всех нагонов этой станции. На 60 нагонов высотой от 0,9 до 1,2 м обнаружено больше, то есть всего 166, что составляет 9 %. На нагоны высотой 0,6 — 0,9 м приходится уже 25 %. Нагоны наименьшей высоты 0,3 — 0,6 м составляют всего 61 % от всех случаев на данной точке, что намного меньше, чем на всех других станциях.

Таким образом, наибольшее количество нагонов в Белом море отмечается в Онежской губе, где наибольшая высота нагона фиксируется в диапазоне от 0,9 до 1,2 м. А в Баренцевом море наибольшее количество нагонов высотой более 1,2 м возникает в Хайпудырской губе. Впрочем, в Хайпудырской губе по всем диапазонам высот зафиксировано наибольшее количество нагонов.

Вклад высоты нагона в общий уровень моря. По натурным данным (таблица № 3) можно оценить вклад высоты нагона в общий уровень моря. Таким образом, на станции Северодвинск вклад изменяется в пределах от 61 до 78 %, на станции Соловки — от 54 до 96 %, на станции Сосновец — от 22 до 45 %.

На основе данных, полученных с помощью модели ADCIRC, также проведена оценка вклада высоты нагона в общий уровень моря в следующих пунктах: Варандей, Печорская губа, Чёшская губа, Хайпудырская губа (в Баренцевом море), Онежская губа, Северодвинск, Соловки (в Белом море), а также определена критическая высота для определения непосредственно нагона.

Были исследованы все нагоны выше 0,3 м в период с 1979 по 2015 года. После проведённого анализа количества таких нагонов на всех станциях предложены следующие высоты для каждого пункта. В Белом море высота нагонов на станциях следующая: более 0,3 м (Соловки), более 0,5 м (Онежская губа и Северодвинск), — в Баренцевом море: более 0,7 м (Печорская губа), более 0,8 м (Чёшская губа), более 1,0 м (Варандей и Хайпудырская губа) (таблица № 5). Вклад высоты нагона в общий уровень рассчитывался по модулю, поэтому есть случаи в диапазоне более 100 %, когда общий уровень отрицательный, то есть нагон попадает на фазу отлива. Наибольшее количество нагонов в этом диапазоне (≥ 100) отмечается на всех станциях кроме станций Северодвинск, Онежская и Хайпудырская губы. На перечисленных станциях в Белом море наибольший вклад отмечается в диапазоне от 55 до 74 %, так, на станции в Северодвинске в этот диапазон попадает 36 % нагонов (39 нагонов), а на станции в Онежской губе 42 % (71 случай). В Хайпудырской губе 38 % нагонов (78 случаев из 207) вносят от 75 до 99 % в общий уровень моря. Больше половины всех рассмотренных нагонов вносят более 55 % вклада в общий уровень моря. На трёх станциях вклад высоты нагона составляет

менее 54 % в общий уровень. Так, на станции Соловки в этот диапазон попадают 13 % (26 случаев), в Онежской губе — 24 % (41 случай), в Чёшской губе — 35 % (41 событие), на четвёртой станции, в Северодвинске, отмечается 3 % (3 нагона).

На основании рассмотренных количественных характеристик нагонов и вклада высоты нагона в общий уровень моря, по модельным данным можно допустить критические отметки величины нагона для конкретной станции, при которых по вышеописанной методике выделяется нагон. Так, для исследуемых пунктов критические отметки высоты нагона следующие: более 0,3 м для станции Соловки, более 0,5 м для Онежской губы и Северодвинска, более 0,7 м для Печорской губы, более 0,8 м для Чёшской губы и более 1,0 м для Варандея и Хайпудырской губы.

Таблица № 5. Количество нагонов (в скобках в процентах, %) и вклад высоты нагона в общий уровень моря в процентах (%) по данным численного моделирования за 1979 — 2015 гг.

Пункты	Высота нагона, м	Общее количество	Вклад высоты нагона в общий уровень моря, %			
			≤54 %	55–74	75–99	≥ 100 %
<i>Белое море</i>						
Соловки	≤0,3	196	26 (13)	40 (20)	28 (14)	102 (53)
Онежская губа	≤0,5	171	41 (24)	71 (42)	3 (1)	56 (33)
Северодвинск	≤0,5	107	3 (3)	39 (36)	38 (36)	27 (25)
<i>Баренцево море</i>						
Печорская губа	≤0,7	103		22 (21)	45 (44)	36 (35)
Чёшская губа	≤0,8	117	41 (35)	9 (8)	6 (5)	61 (52)
Варандей	≤1,0	76		15 (20)	26 (34)	35 (46)
Хайпудырская губа	≤1,0	207		53 (25)	78 (38)	76 (37)

Рассчитанная экстремальная высота нагона, возможная раз в сто лет, на основе данных, полученных с помощью модели ADCIRC, распределяется следующим образом. В Белом море наименьшая экстремальная высота наблюдается на станции в Соловках и составляет 1,2 м. Затем эта характеристика возрастает и в Северодвинске достигает уже 1,6 м. Однако максимальная экстремальная высота нагона, возможная раз в сто лет, обнаружена в Онежской губе, и составляет 1,9 м. На баренцевоморском побережье экстремальная высота нагона постепенно увеличивается в направлении с запада на восток. Так, в Чёшской и Печорской губах отмечается наименьшая экстремальная высота, возможная раз в сто лет, равная 2,3 м. В Варандее она немного увеличивается и останавливается на отметке в 3,7 м, а уже в Хайпудырской губе экстремальная высота достигает наибольшей величины в 4,9 м.

Продолжительность нагонов. Проведён расчёт и анализ продолжительности нагонов выше 0,3 м в период с 1979 по 2015 года относительно нулевого уровня и уровня без учёта

приливных и высокочастотных колебаний, затем анализировалось соотношение первой продолжительности ко второй (таблица № 6).

В Северодвинске суммарная продолжительность нагонов высотой более 0,3 м относительно нулевого уровня колеблется от 19 сут в 2009 году при 6 случаях нагонов до 64,6 сут в 2015 году при 16 случаях. Однако наибольшая суммарная продолжительность нагонов в Северодвинске относительно уровня, из которого вычли приливы и высокочастотные колебания, отмечается в 1997 году, и за 16 нагонов она составила 12,9 сут; а наименьшая — в 1984 году: шесть нагонов в сумме дали 2,1 сут. Причём отношение первой ко второй продолжительности в среднем равно шести. В Онежской губе в 1984 году наблюдается наименьшая суммарная продолжительность относительно нулевой линии, равная 30,6 дня за 9 нагонов. А вот наименьшая суммарная продолжительность относительно уровня, из которого вычли приливные и высокочастотные колебания, равная 4,3 сут, зафиксирована за 11 нагонов, произошедшие в течение 1980 года. Наибольшая же суммарная продолжительность обнаружена в 2015 году, когда произошло наибольшее количество нагонов (20), и обе они равны соответственно 77,9 и 22,2 дня. Причём отношение продолжительностей в среднем на станции в Онежской губе равно уже пяти. На Соловках суммарная продолжительность относительно нуля изменяется от 48,5 сут за девять нагонов в течение 2014 года до 4,6 сут за два нагона в 1999 году. Суммарная продолжительность относительно уровня без учёта приливов и высокочастотных колебаний изменяется от 12 ч в 1984 за два нагона до 9,8 сут в 1997 году за девять нагонов. На Соловках отношение между продолжительностями равно семи.

На станциях в Белом море наибольшая продолжительность нагонов относительно уровня без прилива и высокочастотных колебаний по данным численного моделирования следующая: 82 ч (3,4 сут) в Соловках 8 — 12 января 2014 года, 86 ч (3,6 дня) в Северодвинске 15 — 18 апреля 1979 года, 110 ч (4,6 сут) в Онежской губе 12 — 15 мая 2000 года.

Суммарная продолжительность нагонов относительно нуля в Баренцевом море по модельным данным в Хайпудырской губе изменяется от 93,3 сут за 41 нагон в течение 2011 года до 137,3 дней за 63 случая в течение 1992 года. Причём наибольшая суммарная продолжительность относительно уровня без учёта приливных и высокочастотных колебаний также наблюдается в течение 1992 года (63 нагона) и составляет 55 сут, а наименьшая — в 2008 году за 55 случаев нагонов и равная 29,8 сут. Отношение первой продолжительности нагона ко второй в этом пункте равно трём. В Варандее наибольшая суммарная продолжительность нагона относительно нулевой линии составляет 125,2 сут за 48 случаев в течение 1995 года, а наименьшая — 71,3 дня за 28 нагонов в 1980 году. А суммарная продолжительность нагона относительно уровня без приливов и высокочастотных колебаний изменяется от 17,6 сут за 29 нагонов в течение 2008 года до 41,6 дня за 47 нагонов в 1992 году. Причём в Варандее

отношение одной продолжительности к другой составляет три единицы (так же, как и в Хайпудырской губе). В Печорской губе наибольшая суммарная продолжительность нагона относительно нуля наблюдается в 1997 году и за 31 нагон составляет 100,7 сут, а наименьшая — в 1981 году, тогда 18 нагонов длились в общей сложности 38 дней. А суммарная продолжительность нагонов относительно кривой без учёта приливов и высокочастотных колебаний изменяется от 11,3 дня за 18 нагонов в течение 1981 года до 27,5 сут за 36 нагонов в 1992 году. Здесь, в Печорской губе, отношение продолжительностей нагона составляет четыре единицы. В Чёшской губе суммарная продолжительность нагонов относительно нуля изменяется в диапазоне от 47,3 (26 нагонов в 2009 году) до 86,1 сут (49 нагонов в 1997 году). Наименьшая суммарная продолжительность нагонов относительно уровня без приливных и высокочастотных колебаний составляет 8,9 сут за 26 нагонов, произошедших в 1998 году, а наибольшая — 22 дня за 42 нагона, возникших в 1992 году. Таким образом, отношение одной продолжительности к другой равно также четырём.

На станциях в Баренцевом море наибольшая продолжительность нагонов относительно уровня без приливных и высокочастотных колебаний, полученная по данным численного моделирования, следующая. В Варандее ранее указанная продолжительность составляет 145 ч (6 сут) 15 — 20 декабря 2001 года при высоте нагона, равной 0,69 м, и 125 ч (5,2 сут) 13 — 19 декабря 1990 года при высоте нагона 1,55 м. В Хайпудырской губе данная продолжительность равна 126 ч (5,25 сут) 18 — 22 февраля 1979 года и 17 — 22 января 2001 года при высоте нагонов 1,37 и 1,36 м соответственно. В Печорской губе наибольшая продолжительность относительно уровня без прилива и высокочастотных колебаний составляет 117 ч (4,9 сут) 14 — 17 октября 1996 года при высоте нагона, равной 0,61 м, а в Чёшской губе данная продолжительность равна всего 100 ч (4,2 дня) 13 — 14 октября 1996 года при высоте нагона 0,87 м.

Подводя некоторые итоги, можно отметить следующее. В Белом море по данным численного моделирования за период 2013 — 2015 годов возникло наибольшее количество нагонов на всех станциях. Так, в 2013 году в Северодвинске и в Онежской губе зафиксировано 18 и 20 нагонов соответственно, в 2015 в Онежской губе возникает также 20 нагонов, а в Соловках в 2014 отмечено наибольшее количество нагонов в год для этой станции, равное девяти. Однако по суммарной продолжительности нагонов как относительно нуля, так и относительно кривой без учёта прилива и высокочастотных колебаний, станции распределяются в следующем порядке по возрастанию: Соловки (48,5 и 9,8), Северодвинск (64,6 и 12,9) и Онежская губа (77,9 и 22,2 сут соответственно). Причём отношение первой продолжительности ко второй изменяется от пяти единиц на станции в Онежской губе до семи — в Соловках. Чем меньше это отношение, тем продолжительнее и сильнее нагоны высотой

более 0,3 м. Максимальная рассчитанная продолжительность нагона без учёта приливных и высокочастотных колебаний зафиксирована 12 — 15 мая 2000 года в Онежской губе и составила 4,6 дня. Можно говорить о том, что Онежская губа по количеству и суммарной продолжительности нагонов в год наиболее выделяется из станций в Белом море (потому что отношение продолжительностей в Онежской губе наименьшее в Белом море), а за ней следует станция в Северодвинске. Однако не нужно забывать о том, что в районе последней точки находятся такие города как Северодвинск и Архангельск, где в общей сложности живёт около 500 тысячи человек. Здесь активно ведётся городская и сельская жизнь, находится крупный морской порт и исторически отмечено воздействие нагонов на побережье, в отличие от Онежской губы, где в городе Онега, располагающийся в 7 км выше по течению от устья реки Онеги, проживает около 20 тысяч человек.

В Баренцевом море станции по количеству нагонов располагаются в порядке возрастания следующим образом: Печорская губа (36), Варандей (48), Чёшская губа (52) и Хайпудырская губа (64 нагона). Однако исследуемые пункты по возрастанию суммарной продолжительности нагонов относительно нуля и кривой без учёта приливных и высокочастотных колебаний находятся в следующем порядке: Чёшская губа (47, 3 и 22), Печорская губа (100,7 и 27,5), Варандей (125,2 и 41,6) и Хайпудырская губа (137,3 и 54,8 сут соответственно). Отношение продолжительностей нагонов изменяется от трёх (Хайпудырская губа и Варандей) до четырёх единиц (Печорская и Чёшская губы). Таким образом, в Чёшской губе возникает достаточно много нагонов, но они все меньшей суммарной продолжительности, чем в других точках Баренцева моря, а нагоны большей суммарной продолжительности формируются в Варандее и Хайпудырской губе. В последних двух пунктах по данным численного моделирования также зафиксирована максимальная продолжительность нагона относительно уровня без прилива и высокочастотных колебаний 15 — 20 декабря 2001 года (6 сут) и 18 — 22 февраля 1979 года и 17 — 22 января 2001 года (5,25 сут) соответственно.

Таблица № 6. Количество нагонов (Σ), суммарная продолжительность нагонов (сут) относительно нуля (1) и относительно уровня без прилива и высокочастотных колебаний (2) за год, соотношение (1) к (2) на станциях в Баренцевом и Белом морях с 1979 по 2015 года.

Год	Варандей				Печорская губа				Чёшская губа				Хайпудыская губа				Северодвинск				Онежская губа				Соловки			
	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$
1979	37	112	36	3	26	90	23	4	39	79	20	4	48	122	48	3	13	49	11	4	15	64	16	4	5	27	7	4
1980	28	71	24	3	18	57	12	5	29	58	11	5	51	111	37	3	5	20	2	8	11	45	4	10	1	9	1	8
1981	40	77	30	3	18	38	11	3	34	51	12	4	56	99	38	3	9	23	4	7	12	44	5	8	4	15	2	8
1982	42	109	36	3	24	67	22	3	39	62	21	3	64	129	47	3	16	45	9	5	19	71	15	5	5	24	6	4
1983	37	90	27	3	26	71	14	5	37	68	14	5	58	118	42	3	11	36	7	5	16	60	12	5	4	24	4	6
1984	37	102	36	3	23	76	22	3	34	69	16	4	49	103	43	2	6	23	2	11	9	31	5	6	2	7	1	13
1985	27	95	24	4	20	72	15	5	23	50	14	4	35	98	37	3	10	43	5	9	11	62	10	6	2	17	2	11
1986	38	77	23	3	21	47	13	4	41	68	17	4	49	99	34	3	11	41	9	5	11	46	12	4	5	23	5	5
1987	30	77	31	3	16	63	18	3	30	59	14	4	50	99	41	2	11	52	8	7	12	60	13	5	6	33	5	7
1988	46	98	36	3	27	68	19	4	41	72	17	4	56	107	45	2	10	31	6	5	12	51	9	6	5	21	3	8
1989	40	84	29	3	23	50	15	3	39	58	16	4	64	110	42	3	15	46	4	11	15	64	11	6	4	13	2	8
1990	29	86	35	2	27	79	24	3	36	62	21	3	48	116	47	2	16	54	9	6	17	54	14	4	6	23	5	4
1991	41	94	31	3	29	69	21	3	42	63	18	3	55	101	40	3	15	41	9	5	16	50	13	4	6	26	5	5
1992	47	122	42	3	36	91	28	3	42	82	22	4	63	137	55	3	16	62	12	5	18	74	17	4	6	38	7	6
1993	33	88	29	3	23	59	16	4	32	49	16	3	45	110	39	3	12	32	9	3	15	44	11	4	9	24	7	4

Год	Варандей				Печорская губа				Чёшская губа				Хайпудыская губа				Северодвинск				Онежская губа				Соловки			
	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$
1994	38	89	25	4	24	63	18	4	45	67	18	4	53	119	38	3	17	44	8	6	17	67	13	5	7	27	6	5
1995	48	125	41	3	26	63	20	3	41	70	18	4	60	136	52	3	14	51	7	8	16	64	12	5	6	25	3	8
1996	39	104	35	3	25	71	24	3	36	75	20	4	51	115	44	3	11	43	9	5	12	44	13	4	4	27	7	4
1997	40	116	34	3	31	101	25	4	49	86	21	4	52	114	44	3	16	56	13	4	19	71	22	3	9	42	10	4
1998	34	106	27	4	18	63	14	5	26	48	9	5	44	118	40	3	11	39	4	11	12	51	9	6	2	8	1	9
1999	31	88	31	3	22	65	15	4	31	51	13	4	40	96	37	3	9	34	3	10	15	48	7	7	2	5	1	6
2000	36	92	23	4	20	58	12	5	38	59	12	5	54	109	36	3	11	54	10	6	15	68	16	4	5	31	7	5
2001	28	98	28	3	18	64	14	5	36	59	16	4	44	117	37	3	11	40	7	6	18	65	11	6	6	23	4	6
2002	29	90	30	3	24	63	14	5	42	72	15	5	45	109	35	3	16	57	8	7	16	59	14	4	6	25	3	9
2003	40	94	29	3	26	60	20	3	52	73	21	3	60	112	39	3	17	53	7	7	19	68	15	5	7	22	5	5
2004	32	90	26	3	24	74	16	5	30	52	11	5	43	110	37	3	10	35	3	10	10	40	8	5	4	15	1	15
2005	42	98	30	3	24	71	19	4	41	59	16	4	57	109	42	3	12	39	4	9	15	43	9	5	4	14	2	8
2006	26	87	28	3	16	61	19	3	33	62	16	4	39	104	35	3	12	41	6	7	15	53	11	5	4	19	2	8
2007	38	84	30	3	29	70	22	3	43	73	19	4	58	125	43	3	15	48	8	6	16	60	14	4	7	25	5	5
2008	29	87	18	5	17	55	13	4	28	54	13	4	55	130	30	4	14	43	6	7	14	46	13	3	7	34	4	9
2009	31	88	29	3	19	54	14	4	26	47	10	5	47	117	39	3	6	19	5	4	12	44	8	5	4	19	3	6

Год	Варандей				Печорская губа				Чёшская губа				Хайпудыская губа				Северодвинск				Онежская губа				Соловки			
	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$	Σ	1	2	$\frac{1}{2}$
2010	34	113	38	3	23	78	25	3	43	81	19	4	51	128	51	3	8	40	6	7	10	52	9	6	5	30	4	8
2011	32	79	23	3	23	56	18	3	36	54	17	3	41	93	32	3	12	35	8	4	17	51	15	3	6	26	6	4
2012	35	98	31	3	20	61	14	4	31	58	10	6	50	126	44	3	10	33	7	5	14	50	13	4	6	22	5	4
2013	35	84	24	3	26	66	20	3	39	61	21	3	51	106	36	3	18	47	11	4	20	63	19	3	8	30	7	4
2014	38	85	28	3	25	72	20	4	47	68	18	4	54	99	40	3	16	62	11	6	19	72	21	4	9	49	9	5
2015	40	99	36	3	30	86	25	3	42	77	20	4	48	94	49	2	16	65	13	5	20	78	22	4	8	41	7	6

Сезонная и межгодовая изменчивость нагонов. За 37-летний период с 1979 по 2015 гг. по шести пунктам, описанным выше, нагоны высотой более 0,3 м были распределены по сезонам: зима (декабрь, январь, февраль и так далее), весна, лето и осень (рисунок 4.8, вверху), а также в процентах по месяцам (рисунок 4.8, внизу).

В Белом море наибольшее количество нагонов наблюдается осенью, что соответствует 33 %, затем зимой — 31 %, весной — 25 %, и летом — 11 %. На всех трёх станциях (Онежская губа, Соловки, Северодвинск) наблюдается такое же распределение нагонов по сезонам без исключения. В Белом море достаточно чётко выделяются месяцы с наибольшим и наименьшим количеством нагонов. Так, в июле отмечается всего от 1 (Соловки) до 3 % (Онежская губа) нагонов. Наибольшее количество нагонов зафиксировано в октябре на Соловках 16 % и в Северодвинске 13 %, однако исключение составляет Онежская губа, где наибольшее количество нагонов наблюдается сначала в ноябре (13 %), а затем отмечается в феврале и составляет 12 % в Онежской губе и 11 % в Северодвинске.

В Баренцевом море наибольшее количество нагонов зафиксировано осенью, их доля соответствует 30 %, далее следует весна — 27 %, зима — 25 %, а наименьшее количество наблюдается летом (18 %). На всех станциях отмечается такое же распределение нагонов по сезонам, за исключением станции в Чёшской губе, где и зимой, и весной наблюдается приблизительно одинаковое количество нагонов, которое составляет по 27 %. Таким образом, Чёшская губа — это переходная зона между Белым и Баренцевым морем по характеру сезонного распределения нагонов. В целом, зимой и весной отмечается равное соотношение нагонов, поэтому можно сказать, что весна — это ещё один период наибольшего количества нагонов. В Баренцевом море наименьшее количество нагонов наблюдается в июле — августе и составляет на всех станциях в среднем 5 % (в Хайпудырской губе — 6 %). Наибольшее количество нагонов отмечается в октябре. В этот месяц наибольшее количество нагонов обнаружено в Печорской губе и составляет 14 %, затем в Чёшской губе — 13 %, в Варандее — 12 %, в Хайпудырской губе — 11 %. В Хайпудырской губе в течение всего года наблюдается равномерное возникновение нагонов, которое колеблется в диапазоне от 6 до 11 % по всем месяцам.

Таким образом, наименьшее количество нагонов формируется в летний период (Белое море — июль; Баренцево море — июль — август), а наибольшее — в осенний период, как в Белом, так и в Баренцевом море. Причём наибольшее нагонов и в Баренцевом и в Белом море наблюдается в октябре (исключение Онежская губа — ноябрь). Второй период с наибольшим количеством нагонов образуется в Белом море зимой (наиболее выражен февраль), а в Баренцевом — весной (можно отметить май; для Чёшской губы — март).

Сезонная изменчивость нагонов связана с положением Белого и Баренцева морей, над северной частью которых господствуют арктические воздушные массы воздуха, а на юге — воздушные массы умеренных широт. На границе этих двух основных потоков формируется арктический фронт, где образуются циклоны. Они активнее, когда Исландский минимум расположен севернее своего среднего зимнего положения. Для акватории Белого моря в любые сезоны года характерна частая смена воздушных масс в связи с прохождением барических образований. Так, повторяемость «ныряющих» циклонов максимальна осенью и зимой и составляет 19 % и 13 % соответственно (Проект..., 1991). Зимой также активны западные циклоны (повторяемость 13 %). В Баренцевом море наблюдается аналогичная картина. Среднее число дней с циклонической циркуляцией наибольшее с октября по март и находится в диапазоне от 21,0 до 23,0 так же, как и для глубоких циклонов (≤ 990 гПа) (по Л. Н. Вительсу, Проект..., 1990) с октября по февраль от 5,8 до 7,2. В весенний и летний период циклоны, формирующие нагоны, не достаточно проявляются в связи с тем, что характер летнего среднего барического поля существенно отличается от зимнего. Депрессия в районе Исландии хоть и сохраняется, но незначительно уменьшается по площади и глубине. Над Баренцевым морем наблюдается повышенный фон атмосферного давления и среднее число дней с циклонической циркуляцией уменьшается, а с антициклонической — увеличивается.

На основе численного моделирования проведен анализ межгодовой изменчивости нагонов высотой более 0,3 м в период с 1979 по 2015 года (рисунок 4.9, вверху). В Белом море по данным трёх станций (Онежская губа, Северодвинск, Соловки) наблюдается схожая картина распределения количества нагонов в исследуемый период. За исследуемый период количество нагонов в Северодвинске находится в диапазоне от 5 до 18, в Онежской губе — от 9 до 20, на Соловках от 1 до 9 нагонов в год. Наименьшее количество нагонов в Северодвинске наблюдается в 1980 году (5 случаев), в Онежской губе — 1984 году (9 случаев), в Соловках — 1980 году (1 нагон). Наибольшее количество нагонов в Северодвинске зафиксировано в 2013 (18), в Онежской губе — в 2013 и 2015 (20 нагонов), в Соловках — 1993, 1997, 2014 (9 нагонов). Причём, данные скользящего среднего с шагом 5 лет в Двинской и Онежской губе и в Соловках показывают наименьшее количество нагонов в 1982, 1998, 2010 годах, а наибольшее — в 1993, 2003, 2013 годах.

В Баренцевом море по данным четырёх станций (Печорская губа, Варандей, Чёшская и Хайпудырская губы) на основе численного моделирования также проведён анализ межгодовой изменчивости нагонов свыше 0,3 м за 37 лет (рисунок 4.9, внизу). Эта изменчивость характеризуется следующими показателями. В период с 1979 по 2015 год количество нагонов в Хайпудырской губе находится в диапазоне от 35 до 64, в Варандее — от 26 до 48, в Печорской губе — от 16 до 36, в Чёшской губе — от 23 до 52. Причём наименьшее количество нагонов в

Хайпудырской губе зафиксировано в 1985 г. (35), в Варандее — в 2006 г. (26), в Чёшской губе — в 1985 г. (23), в Печорской губе — в 1987 и 2006 гг. (16 нагонов). Наибольшее количество нагонов в Хайпудырской губе наблюдается в 1982 и 1989 годах (64 случая), в Чёшской губе — в 2003 г. (52 нагона), в Варандее — 1995 г. (48 нагонов), в Печорской губе — в 1992 г. (36 случаев). По данным скользящего среднего с шагом 5 лет в Баренцевом море наименьшее количество нагонов в Хайпудырской, Печорской и Чёшской губах и Варандее зафиксировано в 1985, 2000, 2007 и 2010 годах, а наибольшее — в 1983, 1990, 2005 годах.

По полученным данным изменчивости количества нагонов за 37-летний период построены линейные тренды. Затем был проведён дисперсионный анализ, для исследования изменчивости под влиянием каких-либо контролируемых переменных факторов (или исследования значимости различия между средними). Проверяемая статистика подчиняется F-распределению с $\nu_1=1$ и $\nu_2=35$ степенями свободы, поэтому критическая область состоит из значений, превышающих $F=4,15$ при 5 %-ном уровне значимости $\alpha = 0,05$ (Отнес и Эноксон, 1982). Данное значение F-критерия превышает только в Соловках (таблица № 7). Это говорит о том, что только на указанной станции существует статистическая значимость линейной регрессии. Если значение F-критерия данной статистики меньше критического значения при данном уровне значимости ($F = 4,15$), то нулевая гипотеза (об одновременном равенстве нулю всех коэффициентов при факторах регрессионной модели) не отвергается. На остальных станциях (Печорская, Хайпудырская, Чёшская и Онежская губы, Варандей, Северодвинск) значение F-критерия меньше, чем $F = 4,15$ (таблица № 7), что означает статистическую незначимость линейной регрессии.

Проводилось сравнение и поиск зависимости изменчивости количества нагонов и их высоты с индексом североатлантической осцилляции (North Atlantic oscillation, NAO) (Hurrel, 2003). При прочих равных условиях нужно учитывать то, что значимый линейный тренд есть на единственной станции Соловки, при том, что там наблюдается наименьшее количество нагонов наименьшей высоты за весь исследуемый период с 1979 по 2015 года. Видимой и значимой зависимости нагонов с индексом NAO не было найдено. Это можно объяснить следующим образом. Индекс CAO (NAO) построен на разнице давления на уровне моря между Лиссабоном и Рейкьявиком, есть также более современные аналоги, представляющие собой оценку величины градиента геопотенциала на уровне H500 гПа. Положительная фаза индекса CAO означает увеличение межширотного градиента этих величин над северной частью Атлантического океана, отрицательная — уменьшению. В общем виде индекс CAO (NAO) является индикатором фазы крупномасштабной циркуляции: при положительных значениях обычно усиливается циклогенез над северной частью Атлантического океана параллельно с усилением азорского антициклона. Отрицательная фаза, как правило, означает увеличение

повторяемости блокирующих процессов, и усиление полярно-фронтального циклогенеза. То есть, фактически, NAO не является мерой повторяемости циклонов над конкретным регионом (Белого и Баренцева морей). Индекс NAO не является мерой повторяемости штормовых ветров над каким бы то ни было регионом.

Таблица № 7. Результаты дисперсионного анализа, проведённого для определения значимой регрессии, характеризующей изменчивость нагонов на станциях при 5 %-ном уровне значимости ($\alpha=0,05$).

Станции	Источник изменчивости	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Средние квадраты	Значение F-критерия
Печорская губа	Линейная регрессия	1	1	1	0,034
	Отклонение	718	35	21	
	Суммарная дисперсия	719	36		
Хайпудырская губа	Линейная регрессия	62	1	62	1,263
	Отклонение	1729	35	49	
	Суммарная дисперсия	1791	36		
Чёшская губа	Линейная регрессия	33	1	33	0,736
	Отклонение	1569	35	45	
	Суммарная дисперсия	1602	36		
Варандей	Линейная регрессия	28	1	28	0,871
	Отклонение	1134	35	32	
	Суммарная дисперсия	1162	36		
Северодвинск	Линейная регрессия	20	1	20	1,831
	Отклонение	386	35	11	
	Суммарная дисперсия	407	36		
Онежская губа	Линейная регрессия	34	1	34	3,963
	Отклонение	304	35	9	
	Суммарная дисперсия	338	36		
Соловки	Линейная регрессия	29	1	29	8,383
	Отклонение	119	35	3	
	Суммарная дисперсия	148	36		

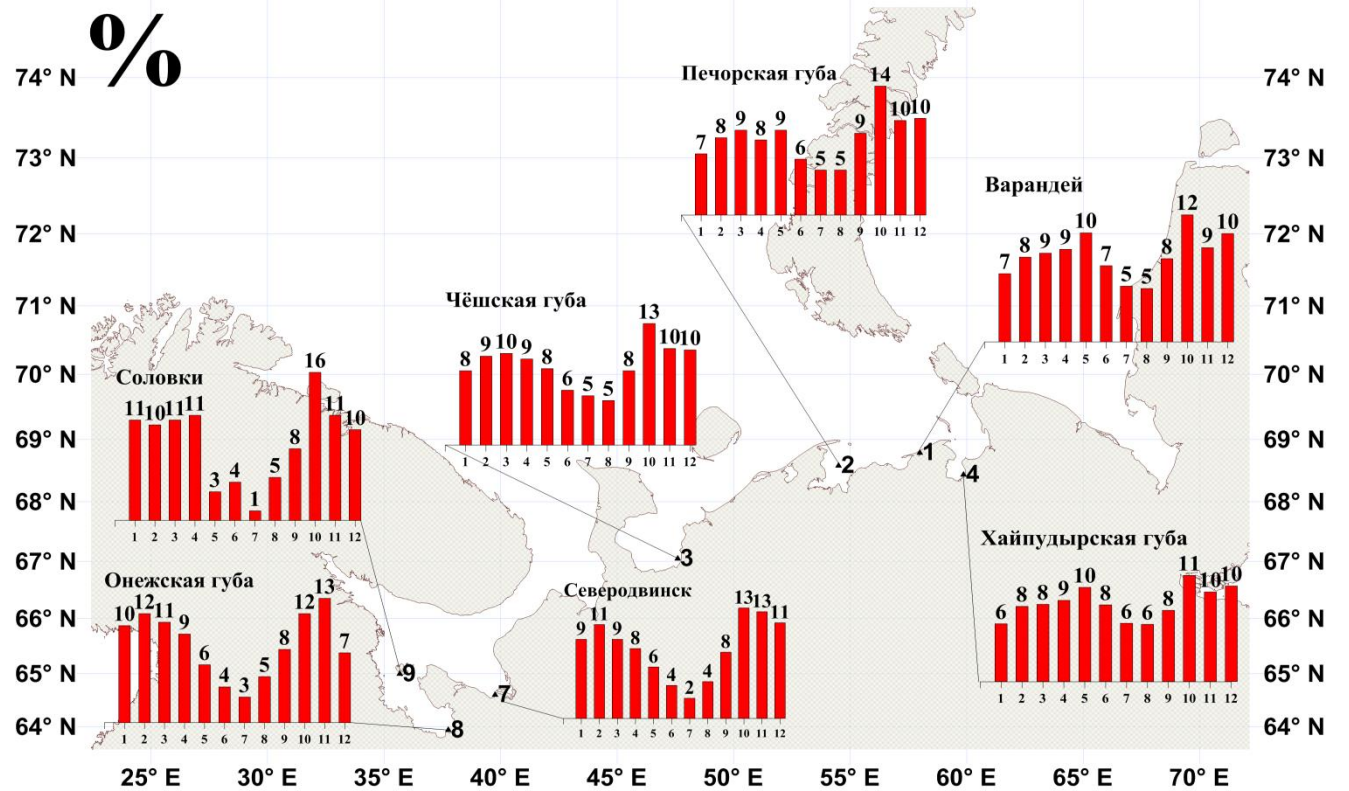
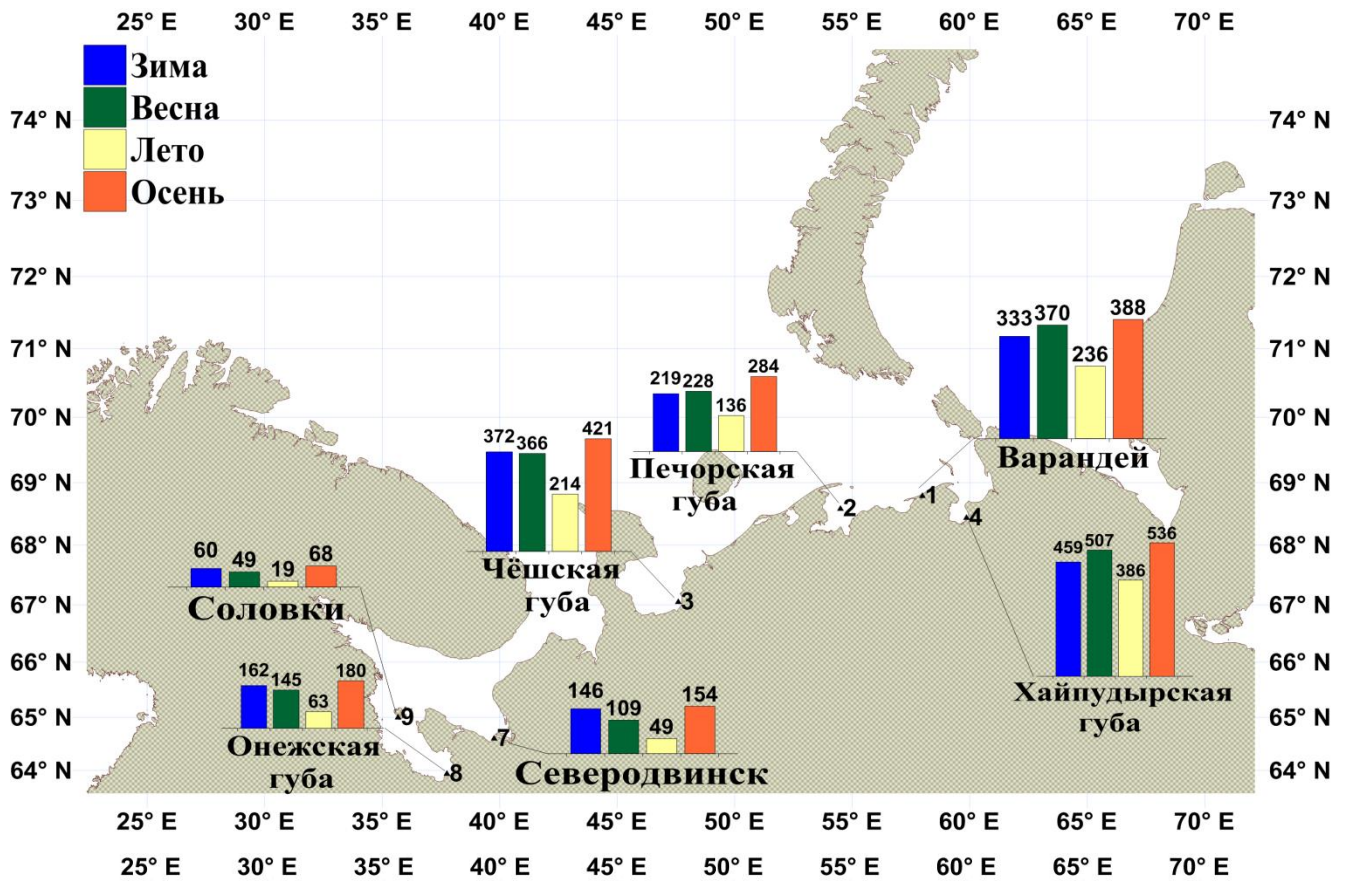


Рисунок 4.8. Количество нагонов высотой более 0,3 м по сезонам (вверху) и по месяцам (в процентах) (внизу) в Белом и Баренцевом морях по данным моделирования в период с 1979 по 2015 года.

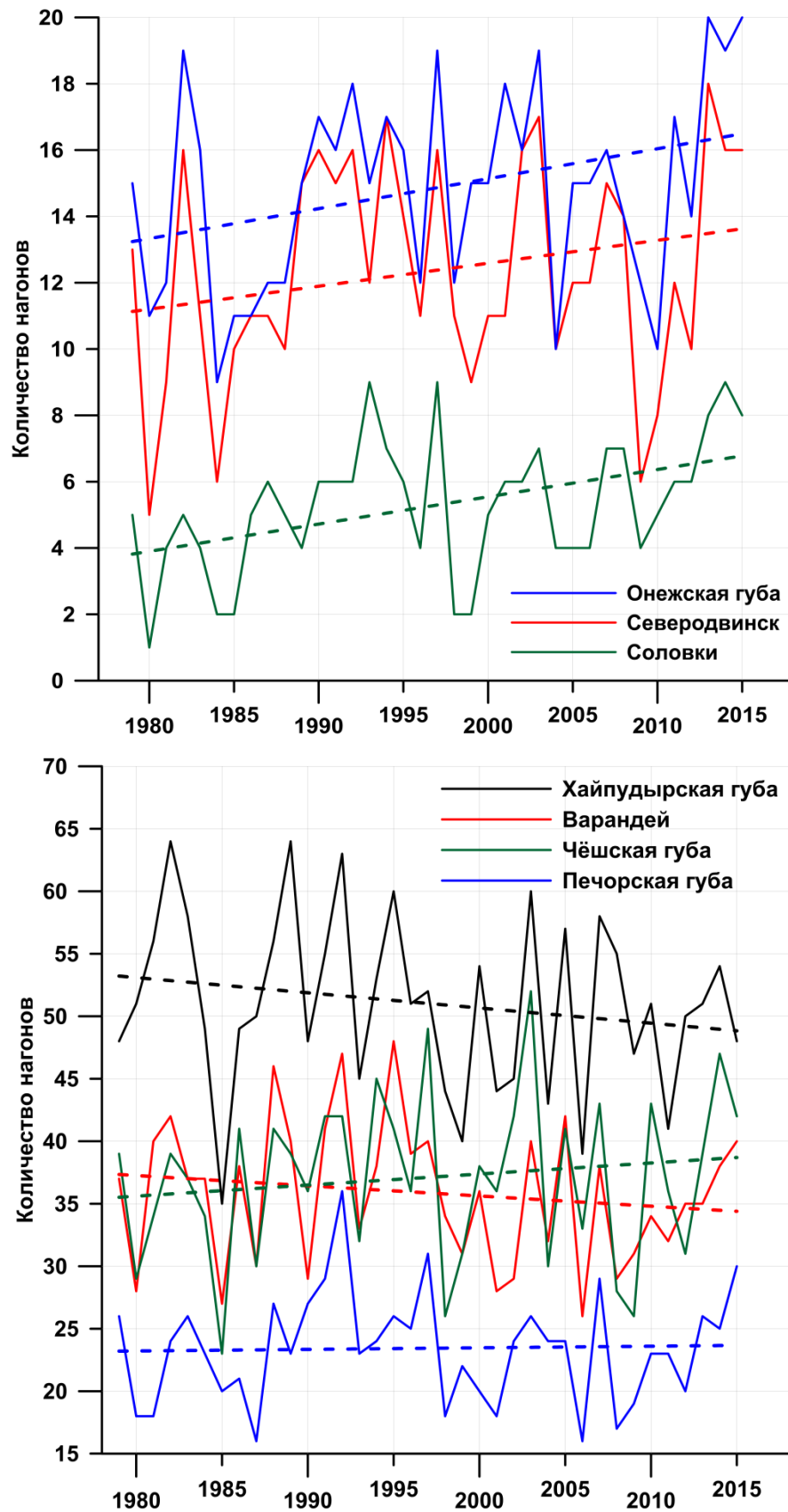


Рисунок 4.9. Многолетняя изменчивость количества нагонов высотой более 0,3 м в Белом море (вверху) и в Баренцевом море (внизу) (пунктир — линейный тренд) по данным численного моделирования в период с 1979 по 2015 года.

4.3. Оценка вклада воздействия ветра, атмосферного давления, ветрового волнения и концентрации льда

Для оценки вклада воздействия ветра и атмосферного давления в формирование нагона проводились два модельных эксперимента, в первом учитывается только ветровое воздействие, во втором — только атмосферное давление. На основе их результатов были получены оценки вкладов воздействия ветра и атмосферного давления в высоту нагона. На рисунке 4.10 показано распределение количества нагонов высотой более 0,3 м в Белом и Баренцевом морях по диапазонам вклада ветрового воздействия (55 — 75 % и более 75 %), атмосферного давления (55 — 75 % и более 75 %), а также их приблизительно одинакового вклада в диапазоне от 45 до 55 %. Таким образом, нагоны высотой менее 0,3 м в данном параграфе не рассматриваются.

Баренцево море. В Баренцевом море 38 % всех нагонов по данным четырёх станций (Хайпудырская губа, Варандей, Чёшская губа, Печорская губа) (то есть 2079 из 5455 случаев) формируются исключительно под воздействием ветра, так как здесь их вклад достигает более 75 % (таблица № 8). Наибольшее количество нагонов, доля которых составляет 39 %, попадает в диапазон, где вклад ветрового воздействия изменяется от 55 до 75 %. Лишь 10 % от всех нагонов высотой более 0,3 м в Баренцевом море формируется исключительно под влиянием атмосферного давления. Из них в диапазон 55 — 75 % попадает 2 % нагонов (90 из 5455 случаев), в диапазон более 75 % — 8 % нагонов (421 из 5455). В 12 % случаев вклад воздействия ветра и атмосферного давления примерно одинаковый. Таким образом, около 77 % всех нагонов в этом море формируется за счёт влияния ветра, 10 % — за счёт влияния атмосферного давления, а 13,6 % всех случаев образуются при примерно одинаковом воздействии ветра и атмосферного давления.

Рассмотрим распределение нагонов по станциям в Баренцевом море в зависимости от того, какой фактор вносит больший вклад в развитие высоты нагона. Можно увидеть следующие закономерности.

В Хайпудырской губе и Варандее наибольшее количество нагонов, а именно 45 % в обоих районах, формируется под воздействием ветрового фактора, вклад которого составляет здесь более 75 %. При этом средняя высота нагонов составляет 0,60 м на обеих станциях. Если рассматривать нагоны, где вклад воздействия ветра составляет 55 — 75 %, то на каждой из этих двух станций 80 % нагонов (82 % на станции Варандей) образованы под влиянием только ветрового фактора. В этом диапазоне в Хайпудырской губе средняя высота нагонов достигает 0,70 м, а в Варандее высота остаётся такой же, как и в предыдущем диапазоне, — 0,60 м.

Доля нагонов, образованных под действием атмосферного давления, такая же, как и для всего побережья, и составляет 9 % в Хайпудырской губе и 8 % в Варандее. Так, под

воздействием атмосферного давления в этих акваториях формируются нагоны высотой 0,40 м. Примерно одинаковый вклад воздействия ветра и атмосферного давления участвует в формировании на этих станциях 11 % и 10 % нагонов соответственно, средней высоты, равной 0,5 м.

На двух других станциях, в Печорской и Чёшской губах, общее распределение нагонов в зависимости от вклада ветра и атмосферного давления остаётся таким же, то есть 69 % и 74 % нагонов соответственно образуются под действием ветра. Однако распределение количества нагонов по диапазону вклада фактора другое. Здесь наибольшее количество нагонов находится в диапазоне вклада ветра от 55 до 75 %, и доля случаев равна в Печорской и Чёшской губах 49 % и 40 % соответственно. Так, нагонов, образующихся исключительно при влиянии ветра, то есть его вклад более 75 %, меньше в два раза, чем на рассмотренных ранее станциях. Доля нагонов при вкладе ветрового воздействия более 75 % равна 20 % и 34 % соответственно в Печорской и Чёшской губах. В любом случае, на этих станциях высота нагона при чисто ветровом вкладе равна в среднем 0,5 м. Общая доля нагонов, образующихся под действием атмосферного давления, составляет 11 % и 9 % в Печорской и Чёшской губах соответственно. Высота таких нагонов в среднем равна 0,4 м, однако в Печорской губе нагоны, где воздействие атмосферного давления составляет более 75 %, имеют наименьшую высоту в Баренцевом море в 0,30 м.

Таблица № 8. Количество нагонов (%) и средняя высота нагона (м) в Баренцевом море в зависимости от вклада (%) ветрового воздействия (W) и атмосферного давления (P) на станциях: 1 — Хайпудырская губа, 2 — Варандей, 3 — Печорская губа, 4 — Чёшская губа.

	%	1		2		3		4		море
		%	м	%	м	%	м	%	м	
W	> 75	45	0,60	45	0,60	20	0,50	34	0,50	38
	55 — 75	35	0,70	37	0,60	49	0,50	40	0,50	39
	45 — 55	11	0,50	10	0,50	20	0,40	16	0,40	13
P	55 — 75	7	0,40	7	0,40	10	0,40	8	0,40	8
	> 75	2	0,40	1	0,40	1	0,30	2	0,40	2

Белое море. В Белом море анализ вклада воздействия ветра и атмосферного давления в формирование нагонов показывает следующую картину (таблица № 9). Доля нагонов, образованных вследствие преимущественно воздействия ветра (вклад более 55 %), равна 85 %, из которых 44 % (531 из 1204 случаев) приходится на диапазон более 75 %.

Под влиянием только атмосферного давления образуется 6 % всех нагонов в Белом море по данным трёх станций.

При примерно одинаковом вкладе воздействия ветра и атмосферного давления формируется 9 % нагонов.

Наименьшее количество нагонов образуется на станциях в Соловках. Здесь доля нагонов, образовавшихся вследствие действия ветра, составляет 91 %. Из них чуть большая доля (46 %) приходится на вклад ветрового воздействия более 75 %, а чуть меньшая (45 %) — в диапазоне от 55 до 75 %. Высота нагонов при этом составляет 0,40 м. Примерно одинаковый вклад ветра и атмосферного давления формирует 7 % нагонов (13 из 196 случаев) высотой 0,4 м. В Соловках зафиксирован вклад атмосферного давления только в диапазоне от 55 до 75 %, при котором образовалось 5 нагонов, что составляет 2,6 %. При этом образуются нагоны наименьшей высоты 0,3 м.

На станции в Онежской губе в 273 случаев нагонов из 550 вклад воздействия ветра составляет более 75 %, средняя высота нагона в этом диапазоне — 0,5 м. При вкладе ветрового воздействия в диапазоне 55 — 75 % здесь формируется 39 % нагонов (212 из 550 случаев) средней высотой 0,40 м. Шесть процентов приходится на нагоны, образовавшиеся при одинаковом вкладе воздействия ветра и атмосферного давления. Причём при совместном воздействии ветра и атмосферного давления, образуются нагоны высотой 0,4 м. При вкладе атмосферного давления в диапазоне 55 — 75 % формируются нагоны средней высоты, равной 0,30 м; а при вкладе более 75 % — нагоны наивысшей величины, равной 0,80 м. В последнем случае (вклад давления более 75 %), средняя величина нагонов больше, чем при преобладающем воздействии ветра. Отмечается всего девять нагонов такой высоты. Они составляют 2 % всех нагонов в Онежской губе.

В Северодвинске 79 % всех случаев составляют нагоны, образованные под действием ветра. Однако в Северодвинске большее количество нагонов высотой 0,40 м приходится на вклад воздействия ветра в диапазоне от 55 до 75 %, их доля составляет 42 %, а меньшая (в 37 %) доля (высотой 0,5 м) — на вклад ветра более 75 %. Общий вклад воздействия ветра и атмосферного давления образуют 14 % нагонов со средней высотой 0,4 м. Чуть более 7 % нагонов в Северодвинске, что составляет 33 нагона из 458, образуются вследствие действия только атмосферного давления. Средняя величина таких нагонов равна 0,3 м. Однако 2 нагона образованы исключительно под влиянием атмосферного давления (вклад более 75 %) и имеют высоту 0,60 м. То есть как в Онежской губе, так и в Северодвинске, при вкладе атмосферного давления более 75 % образуются нагоны наибольшей высоты (0,80 (!) и 0,60 м соответственно).

Последние нагоны определяются расчётами и методикой выделения высоты нагона, предложенной в настоящей работе. В природе этих нагонов не наблюдалось, так как они попадали на фазу отлива, и при этом зафиксирован сгонный Ю и ЮЮЗ ветер для Онежской губы и Северодвинска. Такие случаи в этих акваториях наблюдались 15 января и

26 ноября 1984 г., 20 февраля 1990 г., 16 — 17 февраля 1999 г., 27 ноября 2004 г., 30 — 31 января и 1 февраля 2005 года, 2 декабря 2011 года. Анализ этих ситуаций показывает, что при прочих равных условиях только атмосферное давление (более 75 %) в Белом море может формировать нагоны наибольшей высоты (до 0,8 м по данным моделирования). Такая же картина наблюдается в Баренцевом море, однако высота нагонов под действием атмосферного давления (более 75 %) существенно меньше и составляет 0,35 м.

Таблица № 9. Количество нагонов (%) и средняя высота нагона (м) в Белом море в зависимости от вклада (%) ветрового воздействия (W) и атмосферного давления (P) на станциях: 1 — Соловки, 2 — Онежская губа, 3 — Северодвинск.

		1		2		3		море
		%	м	%	м	%	м	%
W	> 75	46	0,40	49	0,50	37	0,50	44
	55 — 75	45	0,40	39	0,40	42	0,40	41
	45 — 55	7	0,40	6	0,40	13,6	0,40	9
P	55 — 75	2	0,30	4	0,30	7	0,30	5
	> 75	-	-	2	0,80	0,4	0,60	1

Таким образом, проведённый выше анализ показал, что в Баренцевом море нагоны формируются преимущественно вследствие воздействия ветра. Так, в Варандее их доля составляет 82 %, в Хайпудырской губе — 80 %, в Чёшской губе — 74 %, в Печорской губе — 69 %. В Белом море наблюдается аналогичная ситуация, однако процентное соотношение выше. В Соловках оно составляет 91 %, в Онежской губе — 89 %, в Северодвинске — 79 %. При этом в Баренцевом море наибольшая средняя высота достигается в Хайпудырской губе и равна 0,70 м (диапазон вклада ветра 55 — 75 %), а в Белом море — в Северодвинске и Онежской губе — равна 0,50 м (вклад ветра более 75 %).

В тоже время, в Белом море, в Северодвинске и Онежской губе, зафиксирована наибольшая средняя высота при воздействии атмосферного давления более 75 %. Эта высота достигает значения 0,60 м и рекордного значения (!) 0,80 м соответственно. Хотя в процентном соотношении нагонов, возникающих вследствие действия только атмосферного давления, в разы меньше. В Баренцевом море это соотношение изменяется от 8 % в Варандее до 11 % в Печорской губе, а в Белом море — от 3 % в Соловках до 7,4 % в Северодвинске.

В исследуемом регионе доля нагонов, сформированных при совместном участии двух факторов (атмосферного давления и ветра), распределяется следующим образом в порядке убывания: в Печорской губе — 20 %, в Чёшской губе — 16 %, в Северодвинске — 13,6 %, в

Хайпудырской губе — 11 %, в Варандее — 10 %, в Соловках — 7 % и в Онежской губе — 6 %. Эти нагоны имеют среднюю высоту 0,4 — 0,5 м.

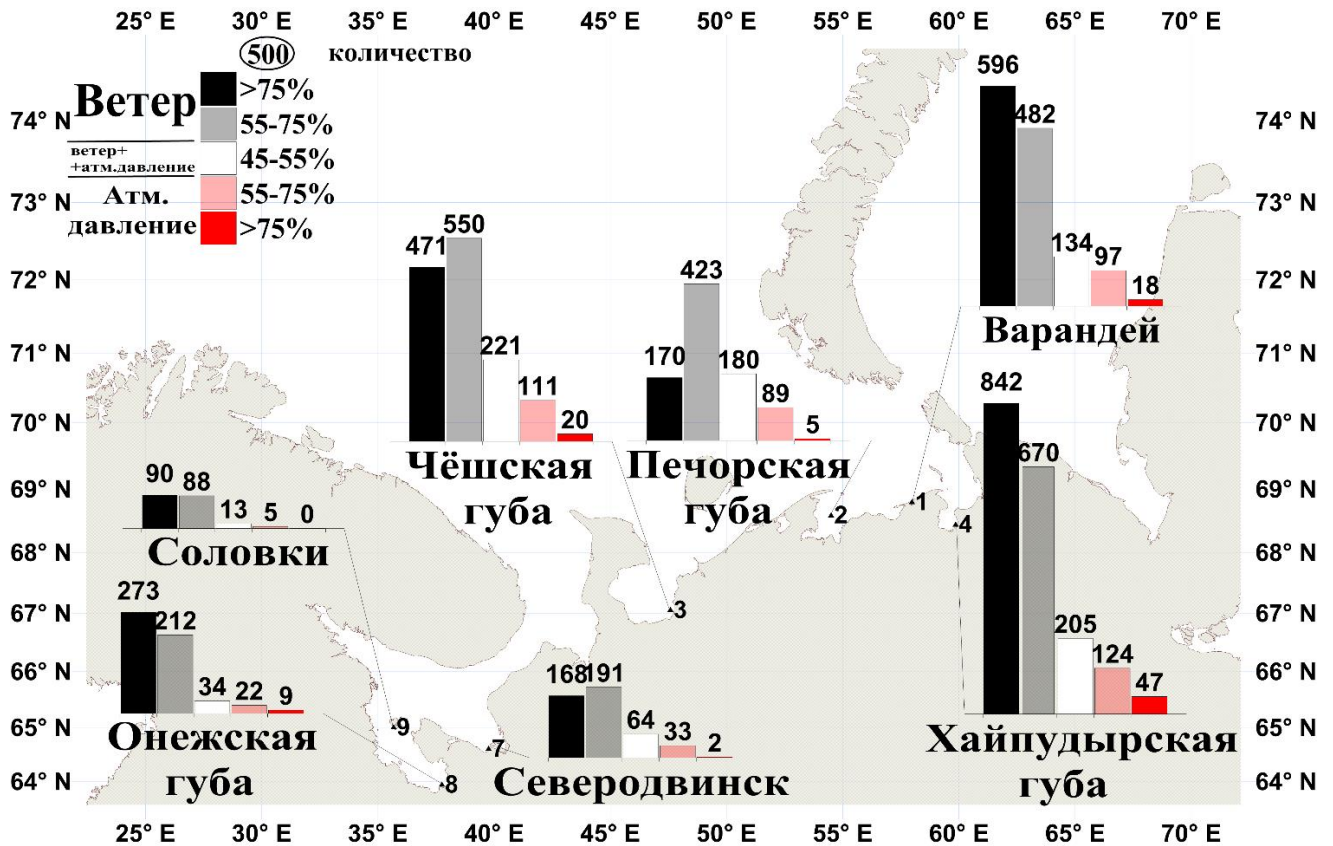


Рисунок 4.10. Количество нагонов высотой более 0,3 м в зависимости от вклада ветра (55 — 75 % и более 75 %), атмосферного давления (55 — 75 % и более 75 %) и их совместного воздействия в диапазоне от 45 до 55 % в формировании высоты нагона в Белом и Баренцевом морях по данным моделирования в период с 1979 по 2015 года.

Оценки вклада ветрового волнения и льда (для зимних месяцев) для отдельных случаев нагонов в 2010 году на станциях в Варандее, Печорской губе и Хайпудырской губе (таблица № 10), а также для станций в Белом море проводились с помощью совместной модели ADCIRC+SWAN (Arkhipkin et al., 2017). Для этих случаев, как показали численные расчёты, в Баренцевом море вклад ветрового волнения в уровень моря составляет 5 % (до 10 см), а отсутствие вклада концентрации ледового покрова в зимние месяцы увеличивает уровень на 2 — 5 % (до 8 см). Расчёты модели для оценки вклада ветрового волнения и ледового покрова в формирование нагона на трёх станциях в Белом море результатов не показали, что можно объяснить следующим образом. Большинство нагонов в Белом море связано с приходом баренцевоморской волны через Воронку в Бассейн Белого моря (рисунки 4.1 — 2). Данные ветрового волнения в Белом море показывают, что сильное ветровое волнение не достигает побережья Двинской и Онежской губ (Архипкин и др., 2015). А на приливной осушке там, где

расположены наши опорные станции, находится подвижный припай, испытывающий наибольшие деформации. Подвижный припай характеризуется наличием большого количества трещин различных направлений и протяжённости. От так называемого неподвижного припая он отделяется приливными трещинами, которые параллельны побережью. Установлено, что во время нагона подвижный припай отрывается от берега, что часто наблюдается в Белом море, и на других побережьях приливных морей Северного Ледовитого океана (Романенко и др., 2013). Поэтому расчёты оценки вклада ветрового волнения и ледового покрова в формирование нагонов в Белом море различаются на уровне систематической ошибки или менее её. Однако такого количества расчётов недостаточно для полной оценки воздействия ветрового волнения и ледового покрова на уровень моря.

Таблица № 10. Данные уровня моря (м), рассчитанные с помощью ADCIRC и ADCIRC+SWAN для оценки вклада ветрового волнения и ледового покрова в формирование нагона на станциях Варандей, Печорская губа, Хайпудырская губа во время нагонов.

Дата, время (BCB)	ADCIRC (без SWAN) (уровень, м)	ADCIRC+SWAN (уровень, м)	ADCIRC+SWAN безо льда, (уровень, м)
<i>Варандей</i>			
27.01.2010, 06:00	2,13	2,15	2,23
25.04.2010, 19:00	1,77	1,78	1,79
24.07.2010, 06:00	3,46	3,58	
17.08.2010, 02:00	2,14	2,20	
18.11.2010, 15:00	2,12	2,22	2,21
02.12.2010, 22:00	1,83	1,84	1,87
<i>Печорская губа</i>			
27.01.2010, 12:00	1,02	1,04	1,11
25.04.2010, 23:00	1,24	1,25	1,27
24.07.2010, 09:00	1,73	1,87	
17.08.2010, 03:00	1,39	1,48	
18.11.2010, 20:00	1,30	1,38	
3.12.2010, 09:00	1,16	1,20	
<i>Хайпудырская губа</i>			
27.01.2010, 12:00	2,30	2,31	2,36
26.04.2010, 02:00	1,90	1,90	1,90
24.07.2010, 11:00	4,04	4,11	
17.08.2010, 06:00	1,99	2,02	
18.11.2010, 20:00	2,24	2,25	

Заключение

В настоящей работе исследовано формирование нагонов на арктическом побережье России на основе результатов, полученных с помощью гидродинамической модели ADCIRC совместно со спектральной волновой моделью SWAN.

Основные выводы диссертационной работы следующие.

1. Верификация модели ADCIRC и совместной модели ADCIRC+SWAN, реализованная на оригинальной нерегулярной (unstructured) расчётной сетке, охватывающей Белое и Баренцево моря, с минимальным шагом 50 м в прибрежной зоне, показала, что колебания уровня в изучаемых бассейнах, рассчитанные с помощью модели ADCIRC, достоверно описывают наблюдаемые изменения уровня в пространстве и во времени.

2. Разработанная методика выделения нагонов при помощи исключения приливных и длиннопериодных колебаний (период более 35 — 40 сут) из общего уровня моря позволила рассчитать статистические характеристики нагонов за продолжительный период с 1979 по 2015 гг. в исследуемой акватории.

3. Большинство нагонов образуется под действием ветрового напряжения после прохождения «ныряющих» циклонов: 1) в Баренцевом море с преобладающим западным направлением; 2) в Белом море нужно учитывать взаимодействие нагонной баренцевоморской волны с направлением местного ветра в Бассейне, а также здесь в 1 % случаев наибольшая средняя высота нагона (до 0,8 м) формируется исключительно под воздействием атмосферного давления. В отдельных случаях: 1) в Баренцевом море вклад ветрового волнения составляет до 5 % (до 10 см), а отсутствие ледового покрова повышает уровень до 2 — 5 % (до 8 см); 2) в Белом море вклад ветрового волнения и ледового покрова незначителен в виду особенностей ветрового климата и подвижного припая на побережье.

4. В Белом и Баренцевом морях сезонная изменчивость количества нагонов определяется характером циклонической деятельности на арктическом фронте с наибольшим и наименьшим количеством нагонов в октябре и июле соответственно, за исключением Чёшской губы, являющейся переходной зоной между Белым и Баренцевым морями, ввиду отсутствия второго явного пика с наибольшим количеством нагонов. В период с 1979 по 2015 гг. межгодовая изменчивость формирования нагонов не имеет значимых линейных трендов, а её связь с индексом североатлантической осцилляции не обнаружена.

5. За 37 лет в Белом море на нагоны высотой 0,90 — 1,20 м приходится 1 % от их общего количества; в Баренцевом море — 6 %, а на нагоны высотой более 1,20 м — 3 %. Наибольшее количество нагонов образуется в Хайпудырской губе (Баренцево море) и Онежской губе (Белое

море), причём наибольшая рассчитанная высота нагона здесь составила 2,39 и 1,19 м соответственно.

6. В Баренцевом море нагоны продолжительнее, чем в Белом море. Наибольшая суммарная продолжительность нагона без учёта прилива и высокочастотных колебаний составляет 55 сут в Хайпудырской губе за 1992 год и 22,2 сут в Онежской губе за 2015 год. Максимальная рассчитанная продолжительность нагона без учёта приливных и высокочастотных колебаний зафиксирована 15 — 20 декабря 2001 года в Варандее и составляет 6 сут и 12 — 15 мая 2000 года в Онежской губе — 4,6 дня.

7. Вклад высоты нагона в общий уровень моря составляет более 55 %. После анализа количества нагонов и их высоты, предлагаются следующие критические отметки высоты для выделения нагона как океанологического события: для станции Соловки более 0,30 м, для Онежской губы и Северодвинска более 0,50 м, для Печорской губы более 0,70 м, для Чёшской губы более 0,80 м, для Варандея и Хайпудырской губы более 1,0 м.

Список сокращений

абс — абсолютная отметка высоты

БС — Балтийская система высот

ВСВ — всемирное скоординированное время

ВЮВ — восток-юго-восток

ДДЗ — данные дистанционного зондирования

З — запад

ЗЮЗ — запад-юго-запад

ЗСЗ — запад-северо-запад

МГ — морская гидрометеорологическая станция

СВ — северо-восток

СЗ — северо-запад

ССВ — северо-северо-восток

ССЗ — северо-северо-запад

ЮВ — юго-восток

ЮЗ — юго-запад

ЮЮЗ — юго-юго-запад

Ю — юг

Список литературы

1. Абузяров З. К., Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И. Морские прогнозы. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 320 с.
2. Архипкин В. С., Добролюбов С. А., Мысленков С. А., Кораблина А. Д. Волновой климат Белого моря // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики / Под ред. С. А. Сократов. — Т. 1. — Лига-Вент, Москва, 2015. — С. 48–58.
3. Белов В. П., Филиппов Ю. Г. Численное моделирование суммарных колебаний уровня Белого моря // Метеорология и гидрология. — 1985. — № 7. — С. 63–69.
4. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод: Пер. с англ. — М.: Мир, 1988. — 324 с.
5. Гидрология устьевой области Северной Двины, под ред. Зотина М. И., Михайлова В.Н., ГУГМС при совете министров СССР, ГОИН, Северо-Двинская устьевая гидрометеорологическая станция Северного УГМС. — М.: Гидрометеиздат (отделение), 1965. — 376 с.
6. Гидрометеорологические риски, под ред. Карлина Р. Н.. — СПб: РГГМУ, 2008. — 282 с.
7. Гилл А. Динамика атмосферы и океана, т.2. — М.: Мир, 1986. — 415 с.
8. Денисов В. В. К расчёту неперiodических колебаний уровня Баренцева моря // Труды ГОИН. — 1977. — № 138. — С. 89–95.
9. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. — 192 с.
10. Дуванин А. И. Волновые движения в море. — Л.: Гидрометиздат, 1968. — 224 с.
11. Жуков Л. А. Общая океанология. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 376 с.
12. Захарчук Е. А. Синоптическая изменчивость уровня и течений в морях, омывающих северо-западное и арктическое побережья России. Автореферат дисс. на соиск. д.г.н.— СПб, 2009. — 44 с.
13. Инжебейкин Ю. И., Колебания уровня Белого моря. — Екатеринбург: УрО РАН, 2003. —152 с.
14. Кондрин А. Т. Штормовые нагоны в районе Беломорской биологической станции МГУ // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2015. — № 6. — С. 96–107.
15. Кондрин А. Т. Формирования штормовых нагонов в Белом море // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2016. — № 6. — С. 33–40.

16. Кораблина А. Д., Архипкин В. С., Самборский Т. В. Особенности формирования штормовых нагонов в динамической системе Белое море - устьевая область р. Северная Двина // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: География. — 2016. — № 1. — С. 78–86.
17. Кораблина А. Д., Кондрин А. Т., Архипкин В. С. Моделирование нагонов в Белом и Баренцевом морях за период 1979 - 2015 гг. // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. — 2017. — № 364. — С. 144–158.
18. Лабзовский Н. А. Непериодические колебания уровня моря. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 238 с.
19. Лебедева С. В., Алабян А. М., Крыленко И. Н., Федорова Т. А. Наводнения в устье Северной Двины и их моделирование // «Геориск». — 2015. — №1. — С. 18–25.
20. Лопатухин Л. И. Ветровое волнение. Учеб. Пособие. 2-е изд., доп. — СПб: ВВМ, 2012. — 165 с.
21. Лоция Белого моря, откорректирована по извещениям мореплавателям Гидрографической службы Краснознаменного Северного флота, ч. I, по выпуск № 19, ч. II, по выпуск № 6. — 1972.
22. Магрицкий Д. В. Сток и устья рек: Учебное пособие. Под редакцией В.Н. Михайлова. — М.: Географический факультет МГУ, 2011. — 208 с.
23. Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. Учебник. — СПб: изд. РГГМУ, 2008. — 408 с.
24. Мысленков С. А., Голубкин П. А., Заболотских Е. В. Оценка качества моделирования волнения в Баренцевом море при прохождении зимнего циклона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: География. — 2016. — № 6. — С. 26–32.
25. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 313 с.
26. Национальный атлас России. 4 тома. — Аст. Астрель. Роскартография. 2008.
27. Норри Д., Фриз Ж. де Введение в метод конечных элементов, перевод с англ. к.ф.-м. наук Демидова Г. В., Уванцева А. Л., под ред. Марчука Г. И. — М.: изд. «Мир», 1981. — 304 с.
28. Отнес Р., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов. Основные методы. — М.: Изд. «Мир», — 1982. — 432 с.
29. Потанин В. А. О баренцевоморских и беломорских штормовых нагонах // Природа и хозяйство Севера. — 1971. — Вып. 3. — С. 148-154.
30. Потанин В. А. Формирование и затухание баренцевоморских и беломорских штормовых нагонов. Вопросы океанологии и комплексных исследований шельфа Баренцева и Белого морей. — Апатиты, 1972. — С.11–14.

31. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.1. Баренцево море. Вып.1. Гидрометеорологические условия. Под ред. Ф. С. Терзиева. — Л.: Гидрометеоиздат., 1990. — 280 с.
32. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып.1. Гидрометеорологические условия. Под ред. Б. Х. Глуховского. — Л.: Гидрометеоиздат., 1991. — 240 с.
33. Рабинович А. Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. — СПб: Гидрометиздат, 1993. — 324 с.
34. Романенко Ф. А., Репкина Т. Ю., Ефимова Л. Е., Булочникова А. С. Жизнь беломорского припая // Природа. — 2013. — № 2. — С.97—101.
35. Руководящий документ РД 52.04.563–2002. Инструкция. Критерии опасных гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения. — СПб: Гидрометеоиздат, 2002.
36. Руководящий документ РД 52.88.699–2008. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и развития опасных природных явлений. — М., 2008.
37. Савельев А. В., Герман В. Х. Расчёт штормовых нагонов в Охотском море методом спектральной регрессии // Океанология. — 1986. — Т. 26. — С.409—415.
38. Скворцов А. В. Триангуляция Делоне и ее применение. — Т.: Изд. Томского университета, 2002. — 128 с.
39. Стюарт Р. Введение в физическую океанографию. — 2005.
40. Фомин В. В., Полозок А. А. Технология моделирования штормовых нагонов и ветрового волнения в Азовском море на неструктурированных сетках // Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу. — 2013. — №1. — С.139-145.
41. Численные методы расчета штормовых нагонов. Сборник статей. Пер. Н. Е. Вольцингера, Р. В. Пяковского. Под ред. М. С. Грушевского. — Л.: Гидрометеоиздат, 1964. — 224 с.
42. Штокман В.Б. Избранные труды по физике моря. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 338 с.
43. Androulidakis Y. S., Kombiadou K. D., Makris Ch. V., Baltikas V. N., Krestenitis Y. N. Storm surges in the Mediterranean Sea: Variability and trends under future climatic conditions // Dynamics of Atmospheres and Oceans. — 2015. — No. 71. — PP. 56 – 82.
44. Arakawa H. On the general and secondary circulation of the ocean // Mem. Imp. Mar. Observ. Kobe. Japan. — 1935. — 6. — No. 1.

45. Arakawa A. Computational Design for Long-Term Numerical Integration of the ∇ Equations of Fluid Motion: Part I, Two Dimensional Incompressible Flow // Journal of Computational Physics. — 1966. — Vol. 1. — No. 1. — PP. 119–143.
46. Arkhipkin V., Korablina A., Myslenkov S., Kondrin A. The White and Barents seas surges modelling for period 1979-2015 // Proceedings of the Thirteenth International MEDCOAST Congress on Coastal and Marine Sciences, Engineering, Management and Conservation, MEDCOAST 17, 31 Oct -04 Nov 2017, Mellieha, Malta, E. Ozhan (Editor). — Vol. 2 of ISBN 978-605-85652-8-9. — MEDCOAST, Mediterranean Coastal Foundation Dalyan, Mugla, Turkey, 2017. — P. 1131–1142.
47. Blain C. A., Linzell R. S., Chu P., Massey Ch., Validation Test Report for the ADvanced CIRCulation Model (ADCIRC) v45.11 — Naval Research Laboratory, Oceanography Division, Stennis Space Center. MS 39529-5004, 2010. — 110 p.
48. Blumberg A. F., Mellor G. L. A description of three dimensional coastal ocean circulation model, in Three-Dimensional Coast Ocean Models — AGU. Washington. DC. Coastal and Estuarine Science. — 1987. — Vol. 4. — PP. 1–16.
49. Booij N., Ris R. C., Holthuijsen L. H. A third-generation wave model for coastal regions. Model description and validation // J. Geophys. Res. — 1999. — 104(C4). — PP.7649-7666.
50. Chapman R. S., Kim. S.-K. and Mark D. J. Storm-Induced Water Level Prediction Study for Western Coast of Alaska — Draft Report to POA, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, 2011. — 95 p.
51. Chen C., Beardsley R. C., Cowles G. An unstructured-grid, Finite-Volume Coastal Ocean Model (FVCOM) system // Oceanography. — 2006. — Vol. 19. — No. 1. — PP.78– 89.
52. Choi B. H., Eum H. M., Woo S. B. Modeling of coupled tide–wave–surge process in the Yellow Sea, Ocean Engineering. — 2003. — No. 30. — PP. 739–759.
53. Condon A. J., Sheng Y. P. Optimal storm generation for evaluation of the storm surge inundation threat // Ocean Engineering. — 2012. — No. 43. — PP. 13–22.
54. Conte D., Lionello P., Characteristics of large positive and negative surges in the Mediterranean Sea and their attenuation in future climate scenarios // Global and Planetary Change. — 2013. — No. 111. — PP. 159–173.
55. O'Connor W.P. A numerical model of tides and storm surges in the Rio de la Plata Estuary // Continental Shelf Research. — 1991. — Vol. 11. — No. 12. PP. 1491–1508.
56. Danish Hydraulic Institute. MIKE 21 — a modelling system for estuaries coastal waters and seas // Danish Hydraulic Institute, 2002. — PP. 10–200.
57. Dietrich J. C., Zijlema M., Westerink J. J., Holthuijsen L. H., Dawson C., Luettich R. A., Jensen R., Smith J. M., Stelling G. S., Stone G. W. Modeling Hurricane Waves and

Storm Surge using Integrally-Coupled, Scalable Computations // Coastal Engineering. — 2011. — Vol.58, issue 1. —P.45–65.

58. Dube S. K., Sinha P. C., Roy G. D. The effect of a continuously deforming coastline on the numerical simulation of storm surges in Bangladesh // Mathematics and Computers in Simulation. — 1986. — No. 28. — PP.41–56.

59. Ekman V. W. On the influence of the Earth's rotation on ocean currents // Arkiv for Matematik. Astronomi och. Fysik., Band 2. — 1905. — No. 11. — PP.1–53.

60. Emery W.J, Thompson R.E. Data Analysis Methods in Physical Oceanography. — Amsterdam: Elsevier, — 2001. — 638 pp.

61. Encyclopedia of coastal science, Encyclopedia of Earth sciences series, edited by Schwartz M. L. — Springer, 2005. — 1211 p.

62. Federal Emergency Management Agency (FEMA). Coastal Flooding Hurricane Storm Surge Model, vols. I–II. Federal Emergency Management Agency. Washington, DC. — 1988.

63. Ferreira C. M., Irish J. L., Olivera Fr. Quantifying the potential impact of land cover changes due to sea-level rise on storm surge on lower Texas coast bays // Coastal Engineering. — 2014. — No.94. — PP. 102–111.

64. Filatov N., Pozdnyakov D., Johannessen Ola M., Pettersson Lasse H., Bobylev L. P. White Sea Its marine environment and ecosystem dynamics influenced by global change, UK: Springer-Praxis, 2005. – 472 p.

65. Flather R. A., Henry R. F. The Storm Surge Problem in the Bay of Bengal // Prog. Oceanog. — 1986. —Vol. 16. — PP. 195–233.

66. Flather R. A. A storm surge prediction model for the Northern Bay of Bengal with application to the cyclone disaster // J. of Ph. Ocean. — 1991. — PP. 172–190.

67. Hansen W. Theorie zur Errechnung des wasserstandes und der Strömungen in Randmeeren nebst Anwendungen // Tellus. — 1956. —No. 8. — PP. 287-300.

68. Hibler W. D. III, A dynamic thermodynamic sea ice model // J. Phys. Oceanogr. — 1979. — Vol. 9. — PP. 815–846.

69. Holland G. J. An analytical model of the wind and pressure profiles in hurricanes // M. W. Rev. —1980. — No 108. — PP. 1212–1218.

70. Holthuijsen L. H. Waves in oceanic and coastal waters. — Cambridge: Cambridge University Press, 2007. — 387 p. <http://www.cambridge.org/9780521860284>. ISBN 0-521-86028-8. XVI.

71. Hsu T. W., Liao C. M., Lee Z. X. Finite element method to calculate the surge deviation for north-east coastal of Taiwan // J. of Chinese Institute of Civil and Hydraulic Engineering. — 1999. — No.11 (4). — PP. 849–857 (in Chinese).

72. Hu M., Shao H., Stark D., Newman K., Zhou Ch., Zhang X. Gridpoint Statistical Interpolation. User's Guide Version 3.5. — Developmental Testbed Central, 2016. — 141 p.
73. Huang W. P., Hsu C. A., Huang C. G., Kuang C. S., Lin J. H. Numerical studies on typhoon surges in the northern part of Taiwan. In: Proceedings of the 27th Conference on Ocean Engineering in ROC. — 2005. — PP. 275–282.
74. Hubbert G. D., Holland G. J., Leslie L. M., Manton M. J. A real-time system for forecasting tropical cyclone storm surges // *Weather and Forecasting*. — 1991. — No. 6. — PP. 86–97.
75. Hubbert G. D., McInnes K. L. A storm surge model for coastal planning and impact studies // *J. of Coastal Research*. — 1999. No. 15(1). — PP. 168–185.
76. Hunke E. C., Dukowicz J. K. An Elastic–Viscous–Plastic Model for Sea Ice Dynamics // *J. of ph. Ocean*. — 1997. — Vol.27. — PP. 1849–1867.
77. Hunke E. C., Holland M. M. Global atmospheric forcing data for Arctic ice–ocean modeling // *J. Geophys. Res.* — 2007. — Vol. 112. C04S14, DOI: 10.1029/2006JC003640.
78. Jelesnianski C. P. A numerical calculation of storm tides induced by a tropical storm on a continental shelf // *M. W. Rev.* — 1965. No. 93. — PP. 343–358.
79. Jelesnianski C. P. SPLASH (Special program to list the amplitudes of surges from hurricanes): I. Landfall storms. — NOAA Technical Memorandum NWS TDL-46, 1972.
80. Jelesnianski C. P., Shaffer, J. W. A. SLOSH (Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricanes). — NOAA Technical Report NWS 48, 1992.
81. Kawahara M., Hirano H., Tsubota K., Inagaki, K. Selective lumping finite element method for shallow water flow // *International Journal for Numerical Methods in Engineering*. —1982. — No. 2. — PP. 89– 112.
82. Kim S. Y., Yasuda T., Mase H. Numerical analysis of effects of tidal variations on storm surges and waves // *Applied Ocean Research*. — 2008. — No.30. — PP. 311–322.
83. Keim B. D., Muller R. A. Hurricanes of the Gulf of Mexico. — Louisiana State University Press, 2009. — 216 p.
84. Khaled W. M., El Afandi G. Evaluation of NCEP/CFSR solar data against ground observation over Mena // *Open journal of Atmospheric and Climate Change*. — 2014. — Vol. 1. — N. 2. — PP. 2374-3794 (3808).
85. Korablina A.D., Kondrin A.T., Arkhipkin V.S. Numerical simulations and statistics of surges in the White and Barents Seas // *Russian Journal of Earth Sciences*. — 2017. — 17, ES4004. — PP.1-11. doi:10.2205/2017ES000608.
86. Kowalik Z., Numerical modeling of storm surges in the Beaufort and Chukchi seas. Final Report. Outer Continental Shelf Environmental Assessment Program. Research Unit 627. — Geophysical Institute. University of Alaska. Fairbanks, Alaska 99701, 1984. — PP. 249–340.

87. Le Provost C., Genco M.L., Lyard F., Vincent P., Canceil P. Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model // *J. of Geophys. Res.* — 1994. — Vol. 99. — No.C12. — PP. 24 777–24 797.
88. Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A. and Zhang J. Evaluation of Seven Different Atmospheric Reanalysis Products in the Arctic // *J. of climate.* — 2014. — Vol.27. — PP.2588–2606. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00014.1.
89. Luetlich R. A., Westerink J. J., Scheffner N. W. ADCIRC: an advanced three-dimensional circulation model for shelves coasts and estuaries, report 1: theory and methodology of ADCIRC-2DDI and ADCIRC-3DL, Dredging Research Program Technical Report DRP-92-6, U.S. Army Engineers Waterways Experiment Station. — Vicksburg, MS, 1992. — 137 p.
90. Luetlich R., Westerink J. Formulation and Numerical Implementation of the 2D/3D ADCIRC Finite Element Model Version44.XX. 2004. http://adcirc.org/adcirc_theory_2004_12_08.pdf
91. Lyard, F., Lefèvre F., Letellier T. and Francis O. Modelling the global ocean tides: a modern insight from FES2004 // *Ocean Dynamics.* — 2006. — No. 56. — PP. 394–415
92. Murray R. R. A sensitivity analysis for a tidally-influenced riverine system. — University of Central Florida. Orlando, Florida. Master's Thesis, 2003.
93. Murty T.S. Storm surges-Meteorological Ocean Tides. — Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 1984. — 897 p.
94. Murty T. S., El-Sabh M. I. Cyclones and storm surges in the Arabian Sea: a brief review. *Deep Sea Research Part A // Oceanographic Research Papers.* — 1984. — Vol. 31, issues 6–8. — PP. 665–670.
95. Murty T. S., Flather R. A., and Henry R. F. The storm surge problem in the Bay of Bengal // *Prog. Oceanog.* — 1986. — 16. — PP. 195-233.
96. Murty T. S. and Henry R. F. Tides in the Bay of Bengal. // *J. Geophys. Res.* —1983. — 88. — PP. 6069 – 6076.
97. Needham H., Keim B. D. Storm surge: physical processes and an impact scale, *Recent Hurricane Research - Climate, Dynamics, and Societal Impacts*, Prof. Anthony Lupo (Ed.), ISBN: 978-953-307-238-8, InTech, 2011. — 616 p.
98. Notz D., Haumann F. A., Haak H., Jungclaus J. H., Marotzke J. Arctic sea-ice evolution as modeled by Max Planck Institute for Meteorology's Earth system model // *J. Adv. Model. Earth Syst.* — 2013. — Vol. 5. — PP. 173–194. DOI: 10.1002/jame.20016.
99. Olbert A.I., Hartnett M., Agnieszka I. Storms and surges in Irish coastal waters // *Ocean Modelling.* — 2010. — No. 34. — PP. 50–62.

100. Pawlowicz R., Beardsley B., Lentz S. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE // *Computers and Geoscience*. — 2002. — Vol. 28. — PP. 929–937.
101. Peng M., Xie L., Pietrafesa L. J. A numerical study of storm surge and inundation in the Croatan Albemarle-Pamlico Estuary System // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. — 2004. — No. 59. — PP. 121–137.
102. Proudman J. *Dynamical Oceanography*. London: Methuen and Co. — 1953. — 409 p.
103. Pugh D.T. *Tides, Surges and Mean Sea-Level*. Natural Environment Research Council. — Swindon, UK, 1996. — 472 p.
104. Resio D. T., Westerink J. J. Modelling the physics of storm surges // *Physics Today*. — 2008. — Vol.61. — No. 9.— PP. 33–38.
105. Ross, J. C. On the effect of the pressure of the atmosphere on the mean level of the ocean // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. — 1854. — No. 144. — PP. 285–296.
106. Saha S., Suranjana, and Coauthors. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* — 2010. — Vol.91. — No. 8. — PP. 1015–1057.
107. Saha S. et al. The NCEP Climate Forecast System Version 2 // *J. Climate*. — 2014. — Vol. 27. — P. 2185–2208. — doi: 10.1175/JCLI-D-12-00823.1.
108. Siek M. *Predicting storm surges: Chaos, Computational Intelligence, Data Assimilation, Ensembles*. — Dissertation (Taylor & Francis Group), 2011. — 213 p. ISBN: 978-0-415-62102-1
109. SMS Surface-water Modeling System User Manual (v11.1). — 2013.
110. Steele J. H., Thorpe St. A., Turekian K. K. (ed.). *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 2nd Edition. — Elsevier Ltd. — 2009.
111. Stewart R. H. *Introduction to Physical Oceanography*, Department of Oceanography. — Texas A & M University, 2006. — 344 p.
112. Suhayda J. N., Young M. H. Numerical methods in water resources // *Mathi Comput. Modelling*. — 1988. — Vol. 11. — PP. 87–95.
113. SWAN. *Swan User Manual version 40.51*. — Delft, University of Technology, 2006. — 111 p.
114. SWAN User Manual. *SWAN Cycle III version 40.72*. — Delft University of Technology, 2009. — 117 p.
115. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Editor(s): Hurrell J. W. et al. — Copyright by American Geophysical Union, 2003. — Published Online: 2013. Print ISBN: 9780875909943. — 279 p.

116. Tracker W. C., Gonzalez A., Putland G. E. A method for automating the construction of irregular computational grids for storm surge forecast models // *J. of computational physics*. — 1980. — No. 37. — PP. 371–387.
117. Ullmann A., Pirazzoli P. A., Moron V. Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions // *Global and Planetary Change*. — 2008. — No. 63. — PP. 203–214.
118. Weissea R., von Storch H., Niemeier H. D., Knaack H. Changing North Sea storm surge climate: An increasing hazard? // *Ocean & Coastal Management*. — 2012. — No. 68. — PP. 58–68.
119. Westerink, J. J., Blain, C. C., Luettich, R. A., Scheffner N. W. ADCIRC: An Advanced Three-Dimensional Circulation Model for Shelves, Coasts and Estuaries, Report 2: User's Manual for ADCIRC-2DDI. Technical Report DRP-92-6. — Washington, D.C. U.S. Army Corps of Engineers. — 1994.
120. Winton M. A. Reformulated Three-Layer Sea Ice Model // *J. of atm. and oceanic technology*. — 2000. — Vol.17. — PP. 525–531.
121. Wiśniewski B., Wolski T. Physical aspects of extreme storm surges and falls on the Polish coast // *Oceanologia*. — 2011. — No. 53 (1-TI). — PP. 373–390.
122. Wolf Ju. Coastal flooding: impacts of coupled wave–surge–tide models, DOI 10.1007/s11069-008-9316-5 // *Nat Hazards*. — 2009. — No. 49. PP. 241–260.
123. Wu X., Grumbine R. Sea Ice in the NCEP Climate Forecast System Reanalysis // *Science and Technology Infusion Climate Bulletin*. NOAA's National Weather Service. — 2013. — pp. 1–8.
124. Xie L., Pietrafesa L. J., Peng M. An integrated storm surge and inundation modeling system for lakes, estuaries and coastal ocean // *J. of Coastal Research*. — 2004. — No. 20. — PP. 1209–1223.
125. Zhang J. L., Rothrock D. A. Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates // *Mon. W. Rev.* — 2003. — Vol.131. — PP. 845–861.
126. Zheng F., Westra S., Sisson S. A. Quantifying the dependence between extreme rainfall and storm surge in the coastal zone // *J. of Hydrology*. — 2013. — No. 505. — PP.172–187.