

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН»**

На правах рукописи

Белоконь Александра Юрьевна

**МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ТРАНСФОРМАЦИИ ВОЛН ЦУНАМИ
В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ**

Специальность 1.6.17 – Океанология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
доктор физико-математических наук
Фомин Владимир Владимирович

Севастополь – 2021

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
РАЗДЕЛ 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛН ЦУНАМИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МИРОВОГО ОКЕАНА.....	16
1.1. Причины возникновения волн цунами и их проявление в прибрежной зоне.....	16
1.2. Особенности распространения и наката волн цунами на берег.....	19
1.3. Цунами в Азово-Черноморском регионе.....	27
Выводы к Разделу 1.....	38
РАЗДЕЛ 2. ВОЛНЫ ЦУНАМИ В КАНАЛАХ РАЗЛИЧНОЙ ГЕОМЕТРИИ.....	40
2.1. Математическая постановка задачи и метод решения.....	40
2.2. Распространение волн цунами в прямолинейных каналах различной геометрии.....	45
2.3. Нелинейные эффекты при распространении и накате волн цунами в узких бухтах различной формы поперечного сечения.....	55
2.4. Численное моделирование распространения и наката уединенных волн в мелководной зоне.....	64
Выводы к Разделу 2.....	67
РАЗДЕЛ 3. ВОЛНЫ ЦУНАМИ В БУХТАХ И ЗАЛИВАХ РАЗЛИЧНОЙ ГЕОМЕТРИИ.....	69
3.1. Математическая постановка задачи и метод решения.....	69
3.2. Распространение и накат волн цунами в сужающихся бухтах.....	73
3.3. Влияние ширины входа в бухту на характер распространения волн цунами.....	81
3.4. Распространение волн цунами в бухтах и заливах Черного моря.....	86
Выводы к Разделу 3.....	92
РАЗДЕЛ 4. ВОЛНЫ ЦУНАМИ В АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОМ БАССЕЙНЕ.....	94

4.1. Математическая постановка задачи и метод решения.....	94
4.2. Моделирование волн цунами в Азово-Черноморском регионе от сейсмических источников генерации.....	97
4.3. Моделирование цунами в Черном море, вызванного Ялтинским землетрясением 12 сентября 1927 г.....	106
4.4. Моделирование проникновения волн цунами в Балаклавскую бухту.....	115
Выводы к Разделу 4.....	129
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	131
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	134
Приложение А. Конечно-разностная схема вычисления наката волн на берег (одномерная задача).....	152
Приложение Б. Конечно-разностная схема вычисления наката волн на берег (двумерная задача).....	154
Приложение В. Конечно-разностный метод решения уравнений нелинейной модели длинных волн.....	157
Приложение Г. Гидродинамическая модель цунами в Балаклавской бухте.....	161

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования и степень ее разработанности.

Цунами – гравитационные волны, вызванные крупномасштабными возмущениями, в первую очередь, землетрясениями, или явлениями, связанными с ними – оползнями, а также извержениями вулканов и резкими изменениями атмосферного давления [Мурти, 1981]. В переводе с японского термин «цунами» означает «большая волна в гавани».

Прибрежная зона Мирового океана играет важнейшую роль в жизнедеятельности человека. Многообразие форм побережья послужило причиной развития различной береговой инфраструктуры. Проектирование новых и реконструкция эксплуатируемых береговых сооружений, ведение хозяйственной деятельности, разрастание рекреационных зон влекут за собой непрерывный рост населения, проживающего на побережье. Поэтому очень важно максимально изучить гидродинамические процессы в прибрежных районах со сложным рельефом.

Исследование распространения волн цунами и их взаимодействия с береговыми склонами является актуальной и практически значимой задачей. На характер распространения волн цунами оказывает влияние форма и рельеф дна бассейна. Когда волны цунами достигают мелководья, длина волны уменьшается, а высота растет, что сопровождается усилением нелинейных эффектов. Концентрация энергии и рост амплитуды волн на мелководье могут привести к образованию экстремально высоких заплесков. При проникновении волн в узкие бухты и каналы, устья рек, амплитудные характеристики цунами могут существенно отличаться от таковых при распространении на плоском откосе. Так, например, во время цунами 29 сентября 2009 г. на Самоа наблюдались аномальные усиления при накате волн на берег в узкой гавани Паго-Паго [Didenkulova, 2013].

В последнее время в связи с появлением новой информации о событиях цунами в Азово-Черноморском бассейне возрос интерес к исследованию этого опасного явления в данном регионе. И, хотя волны цунами здесь нельзя назвать катастрофическими, они могут нанести серьезный ущерб прибрежной инфраструктуре

и экологии. Исторические свидетельства позволяют сделать вывод о том, что волны цунами во многих районах побережья Черного моря и в некоторых районах Азовского моря достигали 2 – 4 м [Никонов и др., 2018]. Доказательством того, что исторические цунами могли носить губительный характер, являются обнаруженные на Болгарском побережье вблизи г. Каварна осадочные отложения, которые могли быть вызваны разрушительным цунами высотой 7 – 8 м [Ranguelov, 2003]. Ярким примером внезапности и, как следствие, неблагоприятного воздействия цунами в данном регионе можно считать событие 27 июня 2014 г., когда неожиданно возникшая двухметровая волна затопила побережье вблизи Одессы, травмировав отдыхающих [Никонов и др., 2015].

Важнейшими задачами являются исследования характера воздействия волн цунами на отдельные участки побережья, определение наиболее опасных зон, расчет карт их распространения. Детальное изучение этих проблем необходимо для проектирования и строительства защитных сооружений и проведения мероприятий по уменьшению разрушительного воздействия волн цунами.

Цель и задачи исследования. Целью работы является исследование закономерностей распространения нелинейных волн цунами в каналах, проливах, бухтах модельной и реальной геометрии. Для достижения этой цели поставлены и решены следующие задачи:

1) Исследовать влияние нелинейных эффектов на форму и амплитудные характеристики волны цунами при ее распространении в узких бухтах и каналах переменного поперечного сечения. Оценить расстояние, которое проходит волна до обрушения. Результаты численного моделирования сопоставить с аналитическими оценками.

2) Проанализировать влияние нелинейности на высоту наката и глубину осушения берега при распространении волн цунами в бухтах с различной формой поперечного сечения. Исследовать особенности распространения волн цунами в бухтах и заливах Черного моря.

3) Установить зависимости амплитудных характеристик волн цунами вдоль Азово-Черноморского побережья от магнитуды подводных землетрясений и местоположения очагов генерации цунами.

4) Выполнить численное моделирование эволюции волн цунами, вызванных Ялтинским землетрясением 12 сентября 1927 г. Проанализировать особенности распространения волн цунами в береговой зоне южной части Крымского побережья.

5) Исследовать структуру колебаний уровня моря в Балаклавской бухте, вызванных проникновением волн цунами, при разном расположении очага генерации.

Объекты исследования – Азово-Черноморский бассейн, бухты и заливы Черного моря.

Предмет исследования – волны цунами в прибрежной зоне.

Методология и метод исследования – численное моделирование с использованием метода конечных разностей решения систем дифференциальных уравнений в частных производных.

Научная новизна результатов диссертационной работы:

1) Получило дальнейшее развитие исследование распространения волн цунами в узких бухтах и каналах. Установлены зависимости максимальных заплесков волн цунами на берег от крутизны волны, параметра нелинейности и берегового уклона в сужающихся бухтах с разной формой поперечного сечения.

2) Получены новые закономерности распространения волн цунами в бухтах и заливах с модельным и реальным рельефом дна с приложением к бухтам и заливам Черного моря (Феодосийский залив, Геленджикская и Балаклавская бухты).

3) Для южной части Крымского побережья, которое расположено наиболее близко к очагу Ялтинского землетрясения 12 сентября 1927 г., впервые математически описана эволюция цунами с применением алгоритма затопления-осушения берега.

4) Впервые проведено исследование проникновения волн цунами в Балаклавскую бухту и наката волн на берег.

Теоретическая и практическая значимость работы. Ценность научных работ соискателя заключается в уточнении имеющихся и получении новых закономерностей распространения волн цунами в прибрежной зоне. В работах автора, посвященных исследованию проявления нелинейных эффектов при накате волн цунами на берег в сужающихся бухтах, показано, при каких конфигурациях дна и боковых стенок бухт высоты заплесков могут экстремально возрастать.

Результаты работы расширяют представление о закономерностях распространения волн цунами в Феодосийском заливе, Геленджикской и Балаклавской бухтах. Автором получена новая информация о возможных высотах заплесков на берег при повторении события, вызванного Ялтинским землетрясением 12 сентября 1927 г.

Полученные результаты имеют важное значение для совершенствования методов проведения цунамирайонирования побережья Азово-Черноморского региона, а также при разработке методических рекомендаций по проектированию зданий и сооружений для обеспечения их безопасности в цунамиопасных районах. Выявление наиболее уязвимых для цунами участков побережья имеет определяющее значение при проведении мероприятий по предотвращению негативных последствий от разрушительного воздействия цунами.

Положения, выносимые на защиту:

1) Зависимости максимальных заплесков волн цунами на берег в сужающихся бухтах с разной формой поперечного сечения от крутизны волны, параметра нелинейности и берегового уклона.

2) Закономерности распространения волн цунами в бухтах и заливах Черного моря (Феодосийский залив, Геленджикская и Балаклавская бухты).

3) Особенности распространения волн цунами из вероятных очагов, расположенных в сейсмически активных зонах Азово-Черноморского бассейна. Пространственно-временные изменения амплитуд колебаний уровня моря при распространении волн цунами, вызванных землетрясением различной магнитуды.

4) Количественные оценки высот наката волн на берег для южной части Крымского побережья при распространении цунами, вызванного Ялтинским землетрясением 12 сентября 1927 г.

5) Расположение областей максимального затопления побережья Балаклавской бухты при проникновении в нее волн из гипотетических очагов цунами. Формирование в Балаклавской бухте сейшевых колебаний уровня моря с периодом ~ 8 мин, соответствующих моде Гельмгольца.

Степень достоверности результатов проведенных исследований.

Численные оценки изменения уровня моря при распространении волн цунами в узких каналах и бухтах переменной глубины h и ширины b сопоставлялись с аналитическими оценками. Полученные в работе зависимости хорошо согласуются с оценками, которые являются следствием закона Грина: амплитуда волны пропорциональна $h^{-1/4}b^{-1/2}$, а амплитуда волновой скорости растет по закону $h^{-3/4}b^{-1/2}$.

Сравнение результатов, полученных в работе в рамках нелинейной модели длинных волн и с использованием гидродинамической модели SWASH, показало хорошее качественное и количественное соответствие величин заплесков при накате уединенных волн на пологий откос.

Численные оценки высот наката волн на берег в сужающихся бухтах с переменной формой поперечного сечения, полученные в настоящей работе, согласуются с аналитическими оценками из работ Диденкуловой И.И.

Энергетические спектры остаточных колебаний уровня моря в вершине Балаклавской бухты при проникновении в нее волн из гипотетических очагов цунами имеют хорошо выраженный пик в интервале периодов, соответствующих моде Гельмгольца сейшевых колебаний в бухте.

Апробация результатов диссертации. Основные результаты работы докладывались на следующих всероссийских и международных конференциях:

1) Международной научной конференции «Интегрированная система мониторинга Черного и Азовского морей», г. Севастополь, 24 – 27 сентября, 2013 г.

2) Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов – 2014», г. Севастополь, 23 – 24 апреля, 2014 г.

3) IX Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых «Понт Эвксинский – 2015», г. Севастополь, ФГБУН «ИМБИ им. А.О. Ковалевского РАН», 17 – 20 ноября 2015 г.

4) Молодежной научной конференции «Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования», г. Севастополь, 25 – 29 апреля 2016 г.

5) Научной конференции «Мировой океан: модели, данные и оперативная океанология», Севастополь, 26 – 30 сентября 2016 г.

6) II Всероссийской научной конференции молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана», г. Москва, ИО РАН, 10 – 15 апреля 2017 г.

7) Всероссийской конференции молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана», г. Санкт-Петербург, 21 – 25 мая 2018 г.

8) Конференции «Экология. Экономика. Информатика. Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем», пос. Дюрсо (г. Новороссийск), 10 – 15 сентября 2018 г.

9) Всероссийской научной конференции «Моря России: методы, средства и результаты исследований», г. Севастополь – пгт. Кацивели, 24 – 28 сентября 2018 г.

10) Всероссийской конференции молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана», г. Севастополь, 22 – 26 апреля 2019 г.

11) Всероссийской научной конференции «Моря России: фундаментальные и прикладные исследования», г. Севастополь, 23 – 28 сентября 2019 г.

12) Всероссийской научной конференции «Моря России: исследования береговой и шельфовой зон», г. Севастополь, 21 – 25 сентября 2020 г.

Публикации по теме диссертации. По теме диссертации опубликовано в соавторстве 29 научных работ, из них 12 статей в рецензируемых научных журналах.

Требованиям ВАК при Минобрнауки России удовлетворяют 10 работ в рецензируемых российских и зарубежных научных изданиях. В их числе 5 работ в рецензируемых научных изданиях, входящих в наукометрическую базу Web of Science, 2 работы в изданиях, входящих в наукометрическую базу SCOPUS, 2 работы в рецензируемых научных изданиях, входящих в перечень изданий ВАК при Минобрнауки России, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук и 1 работа в издании, соответствующем п. 10 Постановления Правительства Российской Федерации от 30 июля 2014 г. № 723 «Об особенностях присуждения ученых степеней и присвоения ученых званий лицам, признанными гражданами Российской Федерации в связи с принятием в Российскую Федерацию Республики Крым и образованием в составе Российской Федерации новых субъектов – Республики Крым и города федерального значения Севастополя».

Статьи в рецензируемых журналах

1. **Bazykina A.Yu.** Application of a Channel Model for Describing Propagation of Tsunami-Like Single Waves in a Channel with Variable Cross-Section / A.Yu. Bazykina, S.F. Dotsenko // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2015. – Iss. 1. – P. 27–38. – DOI: 10.22449/1573-160X-2015-1-27-38. (Базыкина А.Ю. Применение каналовой модели для описания распространения одиночных волн типа цунами в канале переменного поперечного сечения / А.Ю. Базыкина, С.Ф. Доценко // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – № 1. – С. 29–41. DOI: 10.22449/0233-7584-2015-1-29-41).

2. **Bazykina A.Yu.** Nonlinear effects at propagation of long surface waves in the channels with a variable cross-section / A.Yu. Bazykina, S.F. Dotsenko // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2015. – Iss. 4. – P. 3–12. – DOI: 10.22449/1573-160X-2015-4-3-12. (Базыкина А.Ю. Нелинейные эффекты при распространении длинных поверхностных волн в каналах переменного поперечного сечения /

А.Ю. Базыкина, С.Ф. Доценко // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – № 4. – С. 3–13. – DOI: 10.22449/0233-7584-2015-4-3-13).

3. **Bazykina A.Yu.** Propagation of Tsunami-like Surface Long Waves in the Bays of a Variable Depth / A.Yu. Bazykina, S.F. Dotsenko // Physical oceanography, [e-journal]. – 2016. – Iss. 4. – P. 3–12. – DOI: 10.22449/1573-160X-2016-4-3-11. (Базыкина А.Ю. Распространение поверхностных длинных волн типа цунами в бухтах переменной глубины / А.Ю. Базыкина, С.Ф. Доценко // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – № 4. – С. 3–12. – DOI: 10.22449/0233-7584-2016-4-3-12).

4. **Bazykina A.Yu.** The Geo-Information System Application for Display of the Tsunami Type Long Wave Propagation Modeling Results in the Black Sea Coastal Area / A.Yu. Bazykina, E.V. Zhuk, A.Kh. Khaliulin // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2017. – Iss. 3. – P. 74–81. – DOI: 10.22449/1573-160X-2017-3-69-76. (Базыкина А.Ю. Использование геоинформационной системы для отображения результатов моделирования распространения длинных волн типа цунами в прибрежной зоне Черного моря / А.Ю. Базыкина, Е.В. Жук, А.Х. Халиулин // Морской гидрофизический журнал. – 2017. – № 3. – С. 74–81. – DOI: 10.22449/0233-7584-2017-3-74-81).

5. **Базыкина А.Ю.** Характеристики наката одиночных волн на берег в бухтах с различной формой поперечного сечения / А.Ю. Базыкина, В.В. Фомин // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – 2017. – № 4. – С. 30–38.

6. **Bazykina A.Yu.** Numerical Simulation of Tsunami in the Black Sea Caused by the Earthquake on September 12, 1927 / A.Yu. Bazykina, S.Yu. Mikhailichenko, V.V. Fomin // Physical Oceanography. – 2018. – V. 25, Iss. 4. – P. 295–304. – DOI: 10.22449/1573-160X-2018-4-295-304 (Базыкина А.Ю. Численное моделирование цунами в Черном море, вызванного землетрясением 12 сентября 1927 г. / А.Ю. Базыкина, С.Ю. Михайличенко, В.В. Фомин // Морской гидрофизический

журнал. – 2018. – Т. 34, № 4. – С. 318–328. – DOI: 10.22449/0233-7584-2018-4-318-328).

7. **Bazykina A.Y.** Amplitude Characteristics Of Tsunamis Waves In The Azov-Black Sea Region / A.Y. Bazykina, V.V. Fomin // *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. – 2019. – 12(4). – P. 21–31. DOI: 10.7868/S2073667319040038. (Базыкина А.Ю. Моделирование волн цунами в Азово-Черноморском регионе / А.Ю. Базыкина, В.В. Фомин // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. – 2019. – Т. 12, № 4. – С. 21–31. – DOI: 10.7868/S2073667319040038).

8. **Belokon A.Yu.** Simulation of Tsunami Wave Propagation in the Kerch Strait // A.Yu. Belokon, V.V. Fomin // *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. – 2021. – 14(1). – P. 67–78. – DOI: 10.7868/S207366732101007X. (Белоконь А.Ю. Моделирование распространения волн цунами в Керченском проливе / А.Ю. Белоконь, В.В. Фомин // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. – 2021. – Т. 14, № 1. – С. 67–78. – DOI: 10.7868/S207366732101007X).

9. **Белоконь А.Ю.** Оценки амплитудных характеристик наката волн цунами на различных участках Черноморского побережья / А.Ю. Белоконь // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. – 2021. – № 1. – С. 34–46. – DOI: 10.22449/2413-5577-2021-1-34-46.

10. **Базыкина А.Ю.** Амплитудные и энергетические характеристики длинных волн в проливе Босфор / А.Ю. Базыкина, С.Ф. Доценко // *Доповіді Національної академії наук України*. – 2015. – № 2. – С. 77–82.

Также по теме диссертации опубликовано 5 статей в рецензируемых сборниках научных трудов [Доценко и др., 2013; Базыкина и др., 2016б, 2018а; Доценко и др., 2017; Gurov et al., 2018;] и 12 тезисов докладов на научных конференциях [Базыкина и др., 2014, 2015, 2016в, 2017в, 2017г, 2018б, 2018в, 2019б, 2019в, 2020; Доценко и др., 2016; Белоконь и др., 2020].

Связь работы с научными программами, планами, темами. Работа выполнялась в соответствии с планами и программами научных исследований Мор-

ского гидрофизического института НАН Украины и Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Морского гидрофизический институт РАН» в рамках следующих завершённых и действующих научно-исследовательских проектов и государственных заданий:

– тема НАН Украины «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем Черного и Азовского морей, на основе современных методов контроля состояния морской среды и гритехнологий» (шифр «Фундаментальная океанология»), ГР № 0111U001420 (2012 – 2015 гг.), исполнитель;

– тема НАН Украины «Риски катастроф в прибрежной зоне Азовского и Черного морей: мониторинг и их предупреждение» (шифр «Риски»), ГР № 0112U000709 (2012 – 2015 гг.), исполнитель;

– тема «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем Черного и Азовского морей на основе современных методов контроля состояния морской среды и гритехнологий (шифр «Фундаментальная океанология»)» № ЦИТИС 115062410072 (2015–2017 гг.) исполнитель;

– тема «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем прибрежных зон Черного и Азовского морей» (шифр «Прибрежные исследования») № ЦИТИС АААА-А18-118012690345-0 (2018 – 2020 гг.), исполнитель;

– проект ФЦП «Создание яхтенной марины», г. Севастополь. Договор № 3/НИР от 05 августа 2019 г. между ООО «Проектный институт «Геоплан» и ФГБУН ФИЦ МГИ «Математическое моделирование гидродинамических процессов в Балаклавской бухте», исполнитель.

Личный вклад автора. Выбор тематики диссертационной работы и часть результатов, вошедших в нее, выполнялась совместно с профессором д. ф.-м. н. С.Ф. Доценко. Другая часть исследований проведена совместно с д. ф.-м. н. В.В. Фоминым.

Соискателем совместно с научным руководителем определена актуальность исследования, поставлена цель и сформулированы основные задачи. Соискателем лично проведен аналитический обзор имеющихся литературных данных об особенностях распространения и наката волн цунами на берег в узких бухтах и каналах и о событиях цунами в Азово-Черноморском регионе.

Автором работы выполнена численная реализация одномерной модели распространения волн цунами в узких каналах и бухтах с учетом движения линии уреза по сухому берегу. Соискателем проведено сопоставление полученных в работе зависимостей высот наката волн в каналах с наклонным дном с имеющимися аналитическими оценками [Базыкина и др., 2017б].

Выявление закономерностей распространения волн цунами в бухтах и заливах Черного моря выполнено лично соискателем [Bazykina et al., 2016; Базыкина и др., 2016б, Доценко и др., 2017].

Анализ подводных землетрясений в Азово-Черноморском регионе проводился соискателем самостоятельно. Выявлены наиболее уязвимые для волн цунами участки побережья Азово-Черноморского бассейна. Соискателем дана оценка изменения амплитуд волн при смещении очага генерации цунами из мелководной зоны в более глубоководную и при увеличении магнитуды землетрясения [Bazykina et al., 2019].

Предложена идея проведения численного моделирования эволюции и наката на берег цунами, вызванного Ялтинским землетрясением 12 сентября 1927 г., для локального участка вблизи южного побережья Крыма, который расположен наиболее близко к очагу землетрясения. Численная реализация модели с применением алгоритма затопления-осушения проводилась соискателем самостоятельно [Bazykina et al., 2018, Gurov et al., 2018].

Выбор местоположения гипотетических очагов генерации цунами, которые являются потенциально опасными для акватории Балаклавской бухты, выполнен лично соискателем.

Анализ полученных результатов и их интерпретация проводилась соискателем совместно с научным руководителем.

Благодарности. Автор диссертации выражает искреннюю признательность д. ф.-м. н., профессору С.Ф. Доценко за помощь в выборе тематики исследования и кропотливое курирование работы, выражает искреннюю благодарность д. ф.-м. н. В.В. Фомину за внимание к исследованию, руководство и поддержку на разных этапах выполнения работы. Соискатель признателен д. ф.-м. н. Н.Б. Шапиро за поддержку работы и конструктивные замечания. Автор также благодарит д. ф.-м. н. профессора В.В. Кныша, к. ф.-м. н. В.Ф. Санникова, д. г. н., профессора Е.И. Игнатова за ценные советы при подготовке работы. Соискатель выражает признательность к. ф.-м. н. Д.В. Алексееву за содействие и поддержку. Соискатель благодарит всех соавторов за плодотворное сотрудничество и признателен коллективу отдела вычислительных технологий и математического моделирования Морского гидрофизического института РАН за создание творческой атмосферы и поддержку.

Структура и содержание работы. Диссертационная работа состоит из Введения, четырех Разделов, Заключение, Списка литературы из 178 наименований и Приложений. Объем диссертации составляет 163 страницы. Текст исследования иллюстрирован 60 рисунками.

РАЗДЕЛ 1 ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛН ЦУНАМИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МИРОВОГО ОКЕАНА

1.1 Причины возникновения волн цунами и их проявление в прибрежной зоне

Цунами – это длинные волны, в линейном приближении скорость их распространения c описывается соотношением

$$c = \sqrt{gH}, \quad (1.1)$$

где g – ускорение свободного падения;

H – глубина океана.

Формула (1.1) является следствием приближения мелкой воды, когда $\lambda \gg H$ (λ – длина волны). В открытом океане при глубине 4 км их скорость может достигать 720 км/ч, что сопоставимо со скоростью современного воздушного лайнера. Здесь их длина составляет от десятков до нескольких сотен километров, а амплитуда редко превышает 1 м, поэтому для судов они практически незаметны. Однако, при приближении к берегу их скорость распространения и длина уменьшаются, высота резко возрастает. При движении по мелководью сказывается зависимость скорости распространения волн цунами от глубины бассейна. Волна становится чувствительной к рельефу дна. Передний склон волны замедляется, а задний – движется быстрее. При этом волна трансформируется: гребень становится выше, а впадина – глубже. В результате волна начинает обрушиваться вперед, и, выходя на берег, производит значительные разрушения. В некоторых случаях высоты волн цунами могут достигать катастрофических значений. Амплитудные характеристики волн цунами при накате на берег зависят от параметров начального возмущения уровня моря и его ориентации по отношению к берегу, от рельефа дна, профиля подводного берегового склона и конфигурации

береговой черты. Наибольшую опасность цунами представляют при вхождении в узкие бухты, проливы, каналы, устья рек. Наличие боковых границ может приводить к фокусировке волновой энергии и значительному усилению высоты волн при их распространении и накате на берег [Базыкина и др., 2017a].

Главная опасность цунами заключается в том, что затопление суши происходит внезапно и сопровождается мощным и разрушительным воздействием на прибрежную зону. Кроме того, разрушение береговой инфраструктуры волнами цунами может повлечь за собой вторичные последствия, которые по тяжести могут превосходить прямое воздействие. К ним относятся пожары, химическое и радиационное загрязнение окружающей среды, вспышки инфекционных заболеваний.

Прогнозирование цунами является сложной и до конца не решенной задачей. К тому же, существует гипотеза «сейсмических брешей», согласно которой если район не считается сейсмически активным, т. е. долгое время в нем не происходило сильных землетрясений, в нем могут накапливаться очень сильные упругие напряжения.

Как правило, цунами наносят максимальный ущерб ближайшим к источнику участкам побережья. Однако существуют и трансокеанские цунами, способные распространяться на тысячи километров от источника, сохраняя разрушительные свойства, и наносить ущерб удаленным участкам побережья.

Основная причина возникновения цунами – сейсмическая. Около 85% всех известных событий цунами были вызваны подводными землетрясениями. Оползневую природу имеют 7% цунами, а 5% возникают в результате извержения вулканов. Оставшиеся 2% составляют метеоцунами, сюда же входят возмущения, которые могут быть подводными взрывами. Также существует 1% вероятности генерации цунами от падения космических тел [Бондур и др., 2012; Козелков и др., 2014].

Наиболее подверженными воздействию сейсмических волн цунами различной интенсивности является побережье Тихоокеанского региона, реже – побережья Атлантического и Индийского океанов. К зонам, пострадавшим от цунами,

относятся Япония, Камчатка, Сахалин, Курилы, Алеутские острова, Аляска, Гавайи, западное побережье Южной Америки, США и Канады, Французская Полинезия, Новая Зеландия, восточное побережье Канады, Австралия, Пуэрто-Рико, Виргинские острова, Доминиканская республика, Коста-Рика, Азорские острова, Португалия, Италия, Сицилия, берега Эгейского, Адриатического и Ионического морей, Греция, африканский берег восточного Средиземноморья, Индонезия, Филиппины [Мурти, 1981]. Также волны цунами наблюдались в Черном, Азовском и Каспийском морях.

Одним из самых разрушительных цунами XX века считается событие 5 ноября 1952 г. вблизи восточных берегов Камчатки и о. Парамушир. Землетрясение магнитудой 9 вызвало волну цунами высотой свыше 10 м, которая разрушила г. Северо-Курильск и унесла жизни 2336 человек [Левин и др., 2005].

Наиболее катастрофическое по своим последствиям цунами, забравшее жизни 228 тыс. жителей и нанесшее непоправимый ущерб экономике, произошло 26 декабря 2004 г. Мощное землетрясение магнитудой 9,3 с эпицентром в Индийском океане к северо-западу от о. Суматра вызвало волну высотой 35 м, которая обрушилась на остров. Также пострадали Индонезия, Таиланд, Индия, Шри-Ланка, Кения, Сомали, Южная Африка, Мальдивские острова [Гусяков, 2018].

11 марта 2011 г. в Тихом океане в 150 км от восточного побережья о. Хонсю и в 373 км к северо-востоку от Токио произошло сильнейшее в истории Японии цунамигенное землетрясение магнитудой 9, которое вызвало значительные деформации морского дна на площади более 15 тыс. км², результатом которых стало самое разрушительное в истории Японии цунами [Гусяков, 2018]. Число погибших составило более 15,8 тыс., пропавших без вести – более 2,5 тыс.

Подводные оползни, спровоцированные землетрясением, могут обеспечить дополнительный вклад в энергию сейсмических волн цунами. Примером сочетания нескольких причин можно считать событие 9 июля 1958 г. в бухте Литуйя (Аляска), которое впоследствии было названо мегацунами. Сильное землетрясение магнитудой 8,3 вызвало оползень, обрушивший в бухту около 30 миллионов кубических метров камней и льда. Этот оползень породил гигантский заплеск во-

ды высотой более 500 м, которая была установлена по выкорчеванным деревьям на берегу [Левин и др., 2005].

Первые исследования проблемы цунами в СССР проводились Соловьевым С.Л. Им было введено понятие интенсивности цунами (шкала Соловьева), которое до сих пор остается основной характеристикой, используемой в каталогах и базах данных об исторических цунами. Совместно с Го Ч.Н. были созданы карты и каталоги цунами побережья Тихого океана [Соловьев, 1986; Соловьев, 1989; Соловьев и др., 1974; Соловьев и др., 1974; Соловьев и др., 1975].

Несмотря на то, что цунами возникают достаточно редко, наносимый ими урон, порой, является колоссальным. Так, по статистике, доля цунами по жертвам от природных катастроф XX столетия, была относительно невелика и составляла чуть более 1%. Индонезийская катастрофа 26 декабря 2004 г. подняла эту долю до 20% [Гусяков, 2018].

Существующие службы предупреждения о цунами основываются, главным образом, на обработке сейсмической информации для быстрого оповещения населения о предстоящей угрозе. Однако эффективность работы этих служб требует усовершенствования, необходимости тщательного изучения геофизических явлений [Левин, 2010].

Исследование особенностей распространения волн цунами и своевременное прогнозирование опасных колебаний уровня может предотвратить гибель людей и уменьшить материальный ущерб.

1.2 Особенности распространения и наката волн цунами на берег

Распространение волн цунами в каналах, бухтах, проливах и других нерегулярностях береговой черты может сопровождаться их значительным усилением [Bazykina et al., 2015b], что, в конечном итоге, приводит к разрушительному воздействию на берег и затоплению суши. Анализ особенностей распространения и усиления волн представляется важным не только для изучения общих физических

закономерностей эволюции волн цунами, но и для совершенствования методов цунамирайонирования побережья Мирового океана.

Сделав следующие допущения о том, что можно пренебречь вертикальным ускорением частиц ($d\zeta/dt = 0$) и вертикальными силами, кроме силы тяжести, система уравнений движения и неразрывности принимает вид [Ламб, 1947]

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x}, \quad \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial [(h + \zeta)u]}{\partial x} = 0, \quad (1.2)$$

где t – время;

$u(x, t)$ – осредненная по поперечному сечению горизонтальная скорость частиц жидкости;

$\zeta(x, t)$ – осредненное по поперечному сечению смещение свободной поверхности жидкости от положения равновесия.

Так как скорость волны $\sqrt{g(h + \zeta)}$ растет вместе с возвышением, то оказывается, что в прогрессивной волне ее передний склон становится все более крутым, а задний более пологим. Вследствие этого может возникнуть состояние, при котором больше нельзя пренебрегать вертикальным ускорением $d\zeta/dt$ [Ламб, 1947], так как нарушается условие, при котором была выведена система уравнений (1.2).

Для исследования волн, распространяющихся вдоль прямолинейного канала с горизонтальным руслом и параллельными вертикальными стенками, используется каналовая теория длинных волн [Ламб, 1947; Шулейкин, 1968; Friedrichs et al., 1994]. Она является одномерной аппроксимацией модели длинных волн и оперирует с осредненной по поперечному сечению канала горизонтальной скоростью $u = u(x, t)$ (t – время) и осредненным вдоль ширины пролива по координате y смещением свободной поверхности жидкости $\zeta = \zeta(x, t)$. Уравнения каналовой модели длинных волн имеют вид

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x}, \quad \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{b} \frac{\partial(Su)}{\partial x} = 0, \quad (1.3)$$

где $b(x)$ – ширина канала;

$S(x, t) = h(x)b(x)$ – площадь поперечного сечения канала;

g – ускорение свободного падения.

Исключение продольной скорости u из системы (1.3) приводит к одномерному волновому уравнению с зависящими от координаты x коэффициентами:

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - \frac{g}{b} \frac{\partial}{\partial x} \left(S \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) = 0. \quad (1.4)$$

Здесь величина

$$C(x) = \sqrt{\frac{gS(x)}{b(x)}}$$

характеризует скорость распространения длинных волн в канале переменного сечения.

Для канала с прямоугольной формой поперечного сечения $S(x) = b(x)H(x)$ уравнение (1.4) сводится к виду

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - g \left(\frac{dH}{dx} + \frac{H}{b} \frac{db}{dx} \right) \frac{\partial \zeta}{\partial x} - gH \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} = 0. \quad (1.5)$$

Для преобразования уравнения (1.5) к дифференциальному уравнению с постоянными коэффициентами выполним замену искомой функции по формуле

$$\zeta(x, t) = A(x)\Phi[t, \theta(x)], \quad (1.6)$$

где $A(x)$, $\Phi[t, \theta]$, $\theta(x)$ – неизвестные функции.

Подставив зависимость (1.6) в уравнение (1.5), получим

$$\begin{aligned} & A \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} - g \left(\frac{dH}{dx} + \frac{H}{b} \frac{db}{dx} \right) \left(\Phi \frac{dA}{dx} + A \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} \frac{d\theta}{dx} \right) = \\ & = gH \left[\Phi \frac{d^2 A}{dx^2} + 2 \frac{dA}{dx} \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} \frac{d\theta}{dx} + A \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} \frac{d^2 \theta}{dx^2} + A \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \theta^2} \left(\frac{d\theta}{dx} \right)^2 \right]. \end{aligned} \quad (1.7)$$

Это равенство сводится к волновому уравнению с постоянными коэффициентами при выполнении трех дифференциальных соотношений [Диденкулова и др., 2012] [Bazykina et al., 2015a]

$$\frac{d^2 A}{dx^2} + \frac{1}{Hb} \frac{d(Hb)}{dx} \frac{dA}{dx} = 0, \quad (1.8)$$

$$2Hb \frac{d\theta}{dx} \frac{dA}{dx} + \frac{d}{dx} \left(Hb \frac{d\theta}{dx} \right) A = 0, \quad (1.9)$$

$$gH \left(\frac{d\theta}{dx} \right)^2 = 1. \quad (1.10)$$

Проинтегрировав уравнение (1.9) по x с учетом одномерного уравнения эйконала (1.10), получим закон сохранения (закон Грина) [Ламб, 1947; Шулейкин, 1968]

$$AH^{\frac{1}{4}} b^{\frac{1}{2}} = \text{const}. \quad (1.11)$$

Для канала прямоугольного сечения и волн, распространяющихся в таком канале, этот закон можно записать в виде

$$A(x) = A(0) \left[\frac{b(0) S(0)}{b(x) S(x)} \right]^{\frac{1}{4}}. \quad (1.12)$$

Зная закон изменения высоты волны (1.12), можно посредством первого из уравнений длинных волн (1.2) найти приближенное выражение для амплитуды волновой скорости в случае волн вида (1.6) в канале с медленно изменяющейся геометрией поперечных сечений

$$U(x) \approx \pm \frac{g}{C} A(x), \quad (1.13)$$

Каналовая теория длинных волн нашла свое применение в теории приливов [Ржонсницкий, 1979; Шулейкин, 1968] при описании распространения волн цунами в каналах переменного сечения [Черкесов, 1973], приливных волн в устьях рек [Стокер, 1959], поверхностных [Defant, 1961] и внутренних (двухслойная жидкость) [Lemmin et al., 1986] сейш и др. [Bazykina et al., 2015a]

В рамках каналовой теории распространения цунами исследовано влияние геометрических параметров канала на особенности эволюции волн: изменение ее высоты, формы и скорости волновых течений [Вольцингер и др., 1989; Ламб, 1947; Черкесов, 1973; Черкесов, 1976; Peregrine, 1968; Shi et al., 1998; Teng et al., 1994; Teng et al., 1997; Wu et al., 2000].

В [Диденкулова и др., 2012; Доценко и др., 2012] в рамках одномерной модели получены численные и аналитические оценки амплитудных характеристик волн в каналах и проливах. В работах [Didenkulov, 2015a; Didenkulova, 2011b] найдены зависимости максимальных высот и горизонтальных скоростей волн от

глубины канала с параболической формой поперечного сечения [Bazykina et al., 2016].

Нелинейные длинные волны в бассейнах переменной глубины и деформация их профилей при распространении на мелководье исследовались численно и аналитически в работах [Вольцингер и др., 1989; Вольцингер и др., 1968; Кононова и др., 1985; Куркин, 2005; Левин и др., 2005; Марчук и др., 1983; Пелиновский, 1996; Пелиновский, 1982; Селезов и др., 1983; Черкесов, 1976; Шокин и др., 1989].

Представляется важным анализ особенностей распространения волн в каналах и проливах различной геометрии, поскольку изменение ширины канала, его глубины и формы поперечного сечения в целом существенно влияет на пространственную структуру волнового поля. Эта задача изучалась в линейном приближении в [Вольцингер и др., 1968; Диденкулова и др., 2012; Доценко и др., 2012; Левин и др., 2005; Пелиновский, 1996; Черкесов, 1976]. В ряде работ по нелинейным волнам в каналах [Диденкулов, 2014; Пелиновский и др., 1993; Петрухин и др., 2011; Didenkulova et al., 2011b] рассмотрены особенности распространения таких волн, включая трансформацию формы и изменение ее высоты. В [Кныш, 1971] расчет волн выполнен методом характеристик для бассейна [Bazykina et al., 2015b], мелководная область которого имеет форму канала переменной глубины и ширины.

Если сечение канала изменяется резко, то энергия волны, распространяющейся в этом канале, делится на отраженную и проходящую. В случае же, когда глубина и ширина канала изменяются плавно, без скачков, то отражения не происходит, и волны могут распространяться на дальние расстояния без существенного ослабления. Динамика длинных волн в таких «безотражательных» каналах, когда поперечное сечение изменяется плавно, и вся энергия волны направлена вперед, – рассмотрена в работах, в которых получены аналитические решения изменения амплитудных характеристик линейных длинных волн [Диденкулова и др., 2012; Didenkulova et al., 2008].

Представляют интерес исследования распространения волн цунами в сужающихся каналах и бухтах с U- и V-образной формой поперечного сечения. Подобную форму часто имеют фьорды в Норвегии. Геометрическая фокусировка энергии волн в таких бассейнах может приводить к аномальным заплескам при накате волн на берег. Для описания распространения волн в узких бухтах и каналах поток воды можно считать однородным по поперечному сечению, поэтому применение одномерных моделей является оправданным [Базыкина и др., 2017а]. Аналитические зависимости для амплитудных характеристик при распространении и накате волн на берег в таких бухтах получены в [Диденкулов др., 2014; Диденкулов и др., 2015; Didenkulov et al., 2015a; Didenkulova, 2013; Didenkulova et al., 2009b; Didenkulova et al., 2011a; Didenkulova et al., 2011b; Friedrichs et al., 1994; Garayshin et al., 2016; Rybkin et al., 2014].

Решению задачи о накате волн на плоский откос посвящено значительное количество работ. Аналитическое решение нелинейных уравнений мелкой воды на плоском откосе было найдено в пионерской работе [Carrier et al., 1958]. Используемый здесь подход в дальнейшем получил развитие в серии работ различных авторов [Кайстренко др., 1985; Доценко и др., 2011; Железняк и др., 1985; Kanoglu et al., 1998; Pedersen et al., 1983; Synolakis, 1987; Li et al., 2001].

Исследование распространения длинных волн в узких бухтах (каналах) с последующим накатом на берег имеет важное практическое значение. При распространении волн в узких бухтах (каналах) подъем уровня моря и накат волн на берег отличаются в значительной степени от случая плоского откоса. Реальные высоты волн в таких бухтах существенно превышают значения, рассчитанные для волн, распространяющихся на плоском откосе [Левин и др., 2005; Didenkulova, 2013; Friedrichs et al., 1994]. Наличие боковых границ может приводить к фокусировке волновой энергии внутри бухты и значительному усилению волн при их распространении и накате на берег. В некоторых случаях глубина осушения дна даже может превышать высоту заплеска. Поэтому существует необходимость подробного изучения динамики длинных волн в узких бухтах [Базыкина и др., 2017а].

В работах [Диденкулов и др., 2014a; Didenkulova et al., 2006] выполнен анализ характеристик наката волн с асимметричным профилем и крутым передним фронтом, что может приводить к большим заплескам. В [Didenkulova et al., 2006] дано физическое объяснение этого эффекта для случая плоского откоса и показано, что максимальная высота наката волн возрастает с увеличением крутизны переднего склона подходящей к откосу волны, в то время как глубина осушения берега практически не изменяется [Базыкина и др., 2017б].

Использование осредненных по поперечному сечению распределений уровня моря и горизонтальной скорости течения позволяет свести двумерные уравнения длинных волн к одномерной модели. Такие модели просты в реализации и с их помощью можно найти ряд точных аналитических решений [Диденкулов и др., 2015; Диденкулова и др., 2012; Didenkulova et al., 2011b; Friedrichs et al., 1994; Rybkin et al., 2014] [Базыкина и др., 2017a]. Однако эти модели не учитывают рельеф дна в поперечном сечении, который может существенно влиять на процесс распространения волн в мелководных каналах, бухтах и заливах. В бухтах с формой поперечного сечения, отличной от прямоугольной, появляются новые особенности процесса эволюции волн. В таких случаях сложно найти аналитическое решение, учитывающее эффекты поперечного сечения бассейна. Это требует использования численных методов.

Численное моделирование распространения волн цунами в бассейнах с заливами, бухтами, проливами и фьордами проведены в работах [Доценко и др., 2011; Доценко и др., 2012; Choi et al., 2008; Grue et al., 2008; Horrillo et al., 2006]. В [Доценко и др., 2011; Доценко и др., 2012; Lovholt et al., 2015] исследовано распространение волны цунами в канале и через пролив прямоугольного поперечного сечения [Доценко и др., 2012].

Следует отметить, что при исследовании распространения волн цунами в бассейнах различной батиметрии необходимо учитывать многообразие форм боковых границ океанов и морей. Значительное усиление волн может происходить в бухтах и заливах, имеющих специфическую форму. В замкнутых и полузамкнутых водоемах могут наблюдаться сейшевые колебания [Доценко и др., 2013;

Ефимов и др., 1985] и разнообразные захваченные волны [Rabinovich, 2009] [Bazykina et al., 2016].

Характеристики наката длинных волн в бухтах важны при расчетах береговых конструкций, защищающих побережье от разрушительного воздействия волн цунами, исследование процессов наката длинных волн в бухтах и каналах является актуальным и практически значимым.

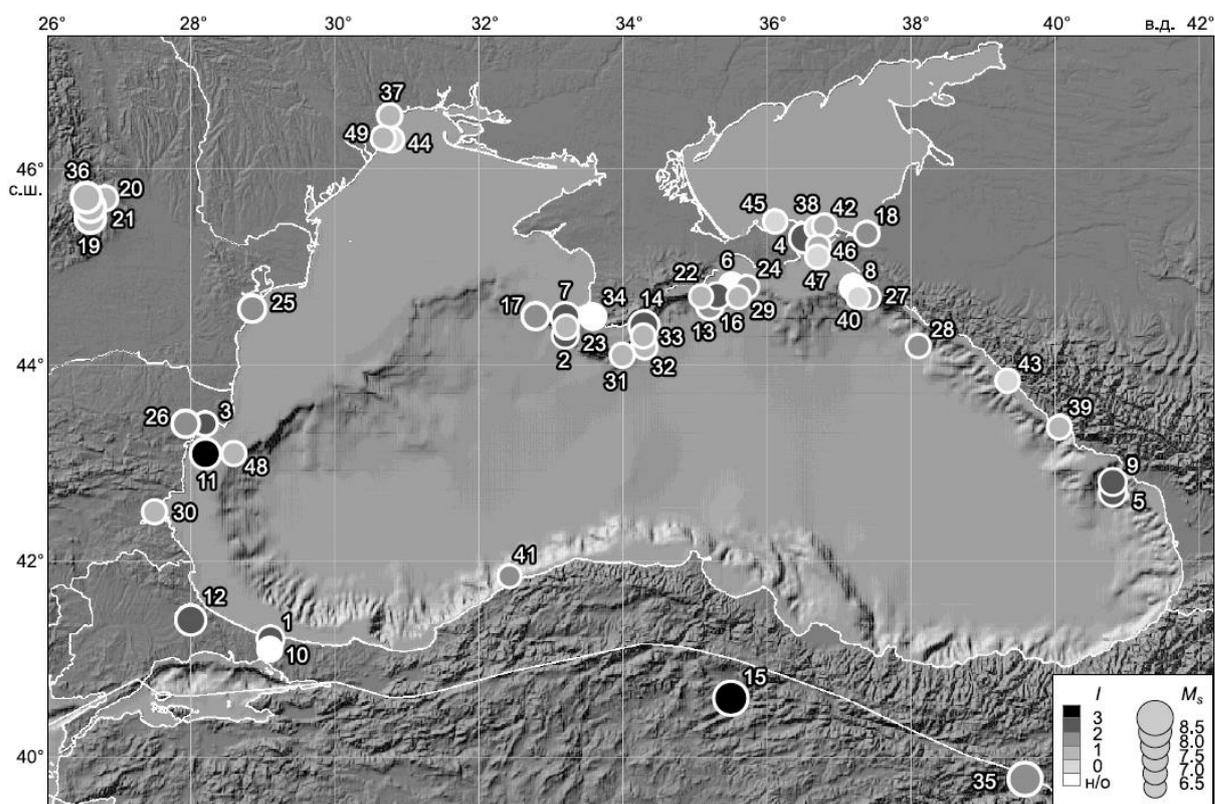
1.3 Цунами в Азово-Черноморском регионе

Как известно [Moldovan et al., 2017], Азово-Черноморском бассейн является областью сейсмической активности, что может, хотя и редко, вызвать волны цунами. Первые исследования черноморских цунами были проведены [Григораш, 1959, 1972; Григораш, Корнева, 1969, 1972]. Они посвящены событиям цунами, вызванным землетрясениями 1927 (два случая), 1939 и 1966 гг. Болгарскими учеными проделан ряд работ по древним катастрофическим цунами, которые имели место вблизи побережья Болгарии [Ranguelov et al., 1983]. Первая попытка создания каталога черноморских цунами была предпринята в публикации [Доценко, 1994]. В этой работе собраны 9 событий и показано, что в Черном море случались цунами, по масштабу разрушений значительно превосходившие события, произошедшие в XX в. Поиск новой информации довел количество событий в каталоге до 22, затронув также Азовское море [Никонов, 1997].

В 2011 г. каталог цунами в Черном и Азовском морях увеличился до 26 событий, которые описаны в работе [Papadopoulos et al., 2011]. И лишь в 2018 г. благодаря совместной плодотворной работе ученых из Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН и института вычислительной математики и математической геофизики Сибирского отделения РАН был создан каталог исторических цунами, который включает в себя 50 событий, произошедших в Азово-Черноморском регионе за последние 3000 лет [Никонов и др., 2018; http://tsun.sccc.ru/nh/tsun_descr.html]. Они показаны на рис. 1.1. Таким образом,

цунами различной интенсивности могут возникать в Черном море в среднем 1 – 2 раза в 100 лет [Bazykina et al., 2018].

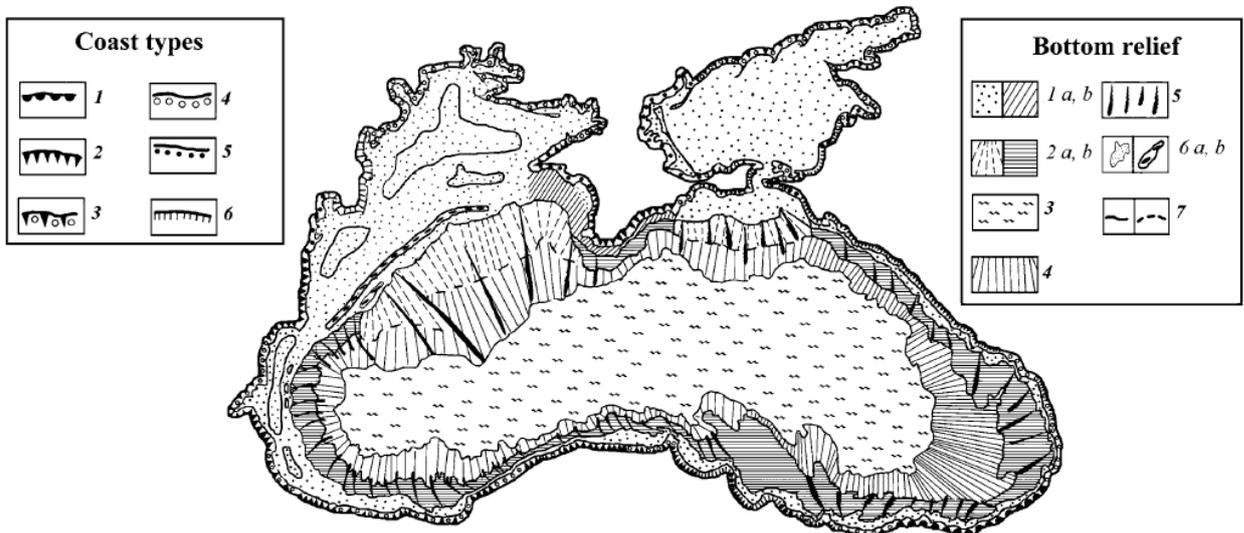
С точки зрения геоморфологии и геодинамики, Черноморский бассейн образован глубоким новейшим прогибом земной коры между складчатым Анатолийским горным поясом и северным краем Аравийской плиты на юге, Скифской плитой и Восточно-Европейской платформой на севере. Общее латеральное сжатие в меридиональном направлении со скоростью 1 – 3 мм/год определяет морфологию и структуру региона, а также главные особенности сейсмогенеза [Никонов и др., 2018].



Размер кружков пропорционален магнитуде источника, насыщенность серого тона отражает интенсивность цунами по шкале Соловьева-Имамуры. Цифры у кружков соответствуют последовательности событий, н/о – невозможность определения.

Рисунок 1.1 – Карта 50 цунамигенных событий в Азово-Черноморском регионе [Никонов и др., 2018]

Рельеф дна Черного моря можно подразделить на зоны шельфа, континентального склона, континентального подножия и дна глубоководной впадины (рис. 1.2). Черноморский шельф представляет собой наклонно-абразивно-аккумулятивную поверхность, образованную в результате масштабных колебаний уровня моря в плейстоцене-голоцене. В отдельных местах эта поверхность усложняется береговыми линиями и фрагментами речных долин. На краю шельфа можно встретить реликвии древних аккумулятивных баров с относительной высотой до 4 м. Внешний край шельфа ограничен границей откоса; расположен на глубине 100 – 160 м. На отдельных участках шельфа есть более старая ступенька террасы, которая достигает глубины 200 метров. Что касается особенностей топографии, то шельф Черного моря можно подразделить на следующие регионы: Болгарский – Прибосфорский, Северо-Западный, Крымский, Керченско-Таманский, Кавказский, Восточно-Анатолийский и западно-анатолийский [Ignatov et al., 2007].



1 – шельф *a* аккумулятивный, *б* абразионный; 2 – континентальный склон *a* аккумулятивный, *б* ступенчатый; 3 – дно бассейна; 4 – континентальное подножие; 5 – подводные каньоны; 6 – бары *a* песчаные, *б* – маргинальные; 7 – морфологические границы четкие, *б* – нечеткие. Типы берегов: 1 – оползневые; 2 – абразивные; 3 – абразивно-аккумулятивные; 4 – аккумулятивные; 5 – лагунные; 6 – дельтовые

Рисунок 1.2 – Топография берегов и дна Черного моря [Ignatov et al., 2007]

Специфические геологические условия бассейна определяются мощностью осадочного покрова – до 13 – 18 км и в самой впадине, и на прилежащих побережьях. Соответственно, очаги землетрясений с магнитудой $M \geq 6,0$ располагаются глубже, в консолидированном фундаменте, где упругие напряжения накапливаются дольше, а разрядка в виде сильных событий происходит реже. Этим предопределяется и режим возникновения сильных цунами, повторяемость которых оказывается существенно более редкой, чем, например, в активных субдукционных зонах. Другим важным фактором, определяющим распределение очагов цунами в регионе, служат крупные зоны разломов, располагающиеся на побережьях и в пределах шельфа. Все известные до сих пор очаги цунамигенных землетрясений пространственно и генетически соотносились с ними. Сеймотектонические подвижки в продольных зонах происходят преимущественно взбросонадвигами [Никонов и др., 2018].

Многие очаги исторических цунами располагались в сейсмически активных зонах. К ним относятся Северо-Анатолийский разлом субширотного простирания, серия разломов Кавказского побережья северо-западного протяжения, Крымская южнобережная зона, в основном на шельфе и на материковом склоне, серия крупных нарушений вдоль Болгарского и части Румынского побережья и поперек к его простиранию [Никонов и др., 2018].

Области сильных землетрясений для Азово-Черноморского региона сосредоточены в нескольких линейных зонах (сейсмолинеаментах) на глубинах 20 – 50 км [Никонов, 2016а].

На сегодняшний день о черноморских цунами известно, в основном, по описаниям очевидцев, которые отмечали эти катастрофические явления как разрушительные события для населения прибрежных районов в летописях и легендах. Цунами наблюдались вдоль всего побережья Черного моря. Подавляющая часть из них была вызвана местными землетрясениями с эпицентрами в море, некоторые – землетрясениями на суше [Bazykina et al., 2018].

Первым в каталоге отмечено событие, произошедшее в 1000 г. до н. э. в районе пролива Босфор, при этом несколько крупных волн нахлынули на берег [Никонов, 2017].

А в I в. до н. э. (предположительно 50 г. до н. э.) греческая колония Бизоне (современный г. Каварна, Болгария), которая располагалась на плато мыса Чиракман, была разрушена сильным землетрясением. «Греческая колония Бизоне погрузилась в море» – так в I в. до н.э. Страбон описал последствия землетрясения, которое вызвало гигантский оползень. [Papadopoulos et al., 2011; Ranguelov et al., 2012]. Летом 1996 г. во время экспедиции у г. Каварна болгарскими учеными были обнаружены осадочные отложения, по которым можно судить о том, что в прошлом эти береговые линии были затоплены местными цунами [Ranguelov, 1998]. Исследования показали, что осадочные отложения сформировались при сильном землетрясении с $M > 7,0$. Установленная высота обнаруженных осадочных отложений позволяет предположить, что волны цунами достигали 7 – 8 м. Таким образом, нельзя исключать возможности существования больших морских волн в Черном море. Цунамирайонирование, выполненное эмпирическим методом в [Ranguelov, 2001], показывает вероятность усиления волн цунами сейшмами (или метеоволнами). В [Papadopoulos et al., 2011] сделан вывод о том, что сильное землетрясение, вероятно, и привело к оползню, который, в свою очередь, вызвал цунами в Бизоне. Однако имеющейся информации недостаточно для оценки интенсивности цунами.

В I в. н. э. (предположительно 20 г. н. э. ± 20) – г. Диоскурия (современный г. Сухум, Абхазия) был разрушен мощным подземным толчком и резко погрузился в море на 2,5 м [Григораш и др., 1969; Доценко, 1994; Никонов, 1997; Papadopoulos et al., 2011; Pelinovsky, 1999; Yalciner et al., 2004]. Это событие связывают с землетрясением с $M = 6,5$ [Никонов, 1997; Papadopoulos et al., 2011]. Из-за малого объема информации можно лишь предположить, что землетрясение вызвало волны цунами.

В письменных источниках о мучениях Святого Климента в Херсонесе Таврическом (на берегу нынешней Севастопольской бухты) говорится о том, что в

103 г. после его утопления море неоднократно отступало от берега (в вершине бухты у Инкермана) на 3 – 4 км. Это событие можно объяснить возникновением цунами, которое, вероятнее всего, было вызвано мощным землетрясением с $M = 7$ [Никонов, 1997]. Предположительно, уровень моря в Севастопольской бухте мог понизиться, отхлынув на расстояние около 0,5 км, а затем вернулся в прежнее состояние, при этом высота наката волн цунами составила 2 м [Никонов, 1997; Oaie et al., 2016; Papadopoulos et al., 2011; Yalciner et al., 2004].

543 ± 1 г. [Никонов, 1997] (544 г. [Papadopoulos et al., 2011]; 544/545 г. [Ranguelov et al., 2012]) – в результате землетрясения с $M = 7,5 \pm 0,5$ море залило на 5 – 6 км прибрежную зону в районе Одесуса (ныне г. Варна) и Дионисополиса (ныне г. Балчик), оставив разрушения и многочисленные жертвы. Высота волн цунами достигала 2 – 4 м. [Никонов, 1997; Oaie et al., 2016; Papadopoulos et al., 2011]. Об этом событии свидетельствуют руины храма Кибелы и обнаруженные в нем на глубине около 4,5 м над современным уровнем моря и в 100 м от берега осадочные отложения [Ranguelov et al., 2012].

В 1341 (1343) г. вследствие сильного землетрясения с $M = 6,5 \pm 0,5$ море затопило западное побережье Крыма [Григораш и др., 1969; Доценко, 1994; Никонов, 1997; Pelinovsky, 1999; Yalciner et al., 2004]. «Море вышло из берегов на 10 км (у Евпатории)» [Никонов, 1997].

В мае 1598 г. крупное землетрясение стало причиной цунами, которое разрушило г. Амасья и г. Корум в Турции. Море затопило часть суши на 1,5 км, унеся жизни многих людей [Altinok et al., 2000; Oaie et al., 2011; Papadopoulos et al., 2011; Yalciner et al., 2004].

В 1650 г. произошло землетрясение с $M = 7 \pm 0,5$ с эпицентром в Черном море вблизи Севастополя. Волны цунами дошли до западного побережья Азовского моря, затопив низменные берега и Сиваш. Повышение уровня моря достигало 0,5 – 1 м [Никонов, 1997; Oaie et al., 2011; Papadopoulos et al., 2011; Yalciner et al., 2004]. «Море разлилось и соединилось с Сивашом, затем вода отступила у Геническа и Арабата» [Никонов, 1997].

26 октября 1802 г. землетрясение с $M = 7,5 \pm 0,5$ с эпицентром в зоне Вранча, ощущалось на очень больших расстояниях [Никонов, 1997; Oaie et al., 2011; Papadopoulos et al., 2011; Yalciner et al., 2004]. В статье [Никонов, 1997] это событие охарактеризовано как «Крупные волны у берега близ Евпатории при штиле». Однако есть версия, что землетрясение могло привести к подводному оползню, который, в свою очередь, вызвал генерацию цунами [Oaie et al., 2011; Papadopoulos et al., 2011].

23 января 1838 г. землетрясение с $M = 6,9 \pm 0,5$ с эпицентром в зоне Вранча стало причиной волнения моря высотой $\geq 0,5$ м, от которого пострадало много судов в гавани Одессы [Никонов, 1997; Oaie et al., 2011; Papadopoulos et al., 2011; Yalciner et al., 2004].

11 ноября 1869 г. в юго-восточной части Крыма произошло землетрясение с эпицентром в районе г. Судак [Доценко, 1994; Никонов, 1997; Никонов, 1997; Pelinovsky, 1999]. Оно вызвало осушение берега на 2 м по горизонтали и через 10 мин. медленное возвращение к обычному уровню. В Евпатории возникла сильная волна высотой до 1 м. Магнитуда землетрясения оценивается как $M = 6,0 \pm 0,2$ [Никонов, 1997; Oaie et al., 2011; Papadopoulos et al., 2011; Yalciner et al., 2004].

25 июля 1875 г. землетрясение с $M = 5,5 \pm 0,5$ вызвало возмущение моря у западного побережья Крыма [Никонов, 1997; Papadopoulos et al., 2011; Yalciner et al., 2004]. «Вода всколыхнулась и будто запенилась» [Никонов, 1997; Лобковский и др., 2014].

4 октября 1905 г. в окрестностях г. Анапы было зарегистрировано землетрясение с магнитудой $M = 7$ [Pelinovsky, 1999]; $M = 5,1 \pm 0,7$ [Никонов, 1997; Papadopoulos et al., 2011]. Возникшие большие волны подбросили пароход. Ощущалось пять толчков [Григораш и др., 1969; Доценко, 1994].

8 апреля 1909 г. у северо-восточного берега Черного моря близ м. Идокопас наблюдались три волны высотой 4 – 5 м. Так как землетрясение не было зарегистрировано, предположительно, волны были вызваны подводным оползнем [Никонов, 1997; Papadopoulos].

3 сентября 1968 г. в результате землетрясения с $M = 6,6 \pm 0,2$ в Амасье вода поднялась на 3 м, выбросив лодки на берег [Paradopoulos et al., 2011].

Четыре явления цунами XX-го века, которые имеют сейсмическое происхождение, были зафиксированы с помощью мареографов. Это два события, вызванных землетрясениями 1927 г., а также события 1939 и 1966 гг. В работах [Григораш, 1972; Григораш, 1959; Григораш и др., 1969; Григораш и др., 1972; Доценко, 1994; Yalciner et al., 2004] исследовались зафиксированные прибрежными мареографами колебания уровня моря для нескольких пунктов черноморского побережья. По записям мареографов оценивались: период волн, время прихода первой волны цунами, характер колебаний. Мареографы, расположенные на побережье Черного моря, воспроизвели волны цунами высотой лишь несколько сантиметров. По словам очевидцев, в действительности высоты волн были значительно больше [Доценко и др., 2013], что связано с их усилением при накате волн на берег [Bazykina et al., 2018].

26 июня 1927 г. произошло известное Ялтинское землетрясение с магнитудой $M = 5,5$ по данным [Доценко, 1998] и $M = 6,0$ по данным [Никонов, 1997; Oaie et al., 2011; Paradopoulos et al., 2011; Yalciner et al., 2004]). Эпицентр землетрясения располагался в 40 км южнее Ялты на подводном склоне в районе изобаты ≈ 1500 м [Григораш, 1959]. По записям мареографов можно судить о том, во всех пунктах наблюдался подъем уровня. Наибольшие волны цунами зафиксированы мареографом в Ялте (16 см).

12 сентября 1927 г. произошло более сильное землетрясение, которое имело магнитуду $M = 6,5$ по данным [Доценко, 1994; Oaie et al., 2011] и $M = 6,8 \pm 0,1$ по данным [Никонов, 2002; Paradopoulos et al., 2011; Yalciner et al., 2004]. Эпицентр землетрясения находился к востоку от Ялты на расстоянии 30 км на изобате ≈ 1200 м [Григораш, 1959]. И 26 июня, и 12 сентября протяженность очага цунами составила 86 – 100 км [Шнюков и др., 1994]. Наибольшая высота волн, записанная мареографом, зафиксирована в Евпатории и составила 53 см. Однако, по словам очевидцев, в Балаклавской бухте наблюдалось отступление моря на 0,6 – 1 м, затем оно стремительно хлынуло на берег и затопило пространство до 15 м, под-

нявшись на 0,5 м. В Севастополе также наблюдался отлив до 0,5 м [Никонов, 1997; Bazykina et al., 2019].

26 декабря 1939 г. началось катастрофическое землетрясение в Турции, которое продолжалось до 2 января [Bazykina et al., 2019]. Его магнитуда составила $M = 7,9 - 8$ по данным [Григораш и др., 1972; Доценко, 1994; Oaie et al., 2016; Papadopoulos et al., 2011] и $M = 8,0 \pm 0,3$ по данным [Никонов и др., 1997]. Несколько толчков произошли не в одном и том же месте, а эпицентры толчков перемещались как к востоку и западу вдоль 40° с. ш., так и на юг. Эпицентральная область носила линейный характер: она в виде узкой полосы шириной ≈ 15 км простиралась почти на 340 км. Это сильное землетрясение породило цунами. Так, в Фатсе, на побережье Черного моря, море отхлынуло на 50 м, а затем затопило берег почти на 20 м выше своего обычного уровня. Спустя время уровень моря вернулся в обычное состояние. Цунами произошло не только на Черноморском побережье Турции, но также и на Черноморском побережье Крыма и Кавказа. Оно было зарегистрировано мареографами в нескольких пунктах, расположенных на побережье Черного моря. По мареограммам наибольшие колебания уровня моря наблюдались в Новороссийске, здесь максимальной оказалась первая волна высотой в 53,4 см. В Севастополе зарегистрировано повышение уровня порядка 50 см, а в Туапсе – 40 см [Григораш и др., 1972].

12 июля 1966 г. произошло Анапское землетрясение с $M = 5,8$, с эпицентром в Черном море, в 10 км от Анапы [Григораш и др., 1969; Доценко, 1994; Никонов, 1997; Papadopoulos et al., 2011]. Сведения о волнах цунами, сопровождавших землетрясение, получены лишь из мареографических данных, так как высота этих волн была небольшой, волны подошли к берегу в темноте, и они не могли быть наблюдаемы очевидцами. По мареографическим записям, максимальная высота волны наблюдалась в Геленджике и составила 42 см [Bazykina et al., 2019].

Стоит упомянуть о вероятности возникновения цунами несейсмического происхождения. Явление продолжительных колебаний уровня моря трехметровой высоты 7 мая 2007 г. вдоль болгарского побережья Черного моря и отсутствие цунамигенного землетрясения в этом районе, предположительно, было классици-

цировано как метеоцунами [Vilibić et al., 2010]. В то же время в [Ranguelov et al., 1998] оценили возможность того, что источником мог стать подводный оползень.

Во время события 27 июня 2014 г. в районе Одессы (от Черноморки до Ильичевска) внезапно возникли две волны высотой 2 – 3 м, которые буквально смыли людей вместе с вещами, зонтами, шезлонгами [Никонов и др., 2015]. Несколько человек получили травмы [Bazykina et al., 2019]. Сотрудник лаборатории цунами Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН доктор физико-математических наук А.Б. Рабинович считает, что это было не что иное, как метеорологическое цунами. Декан географического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова С.А. Добролюбов предположил, что цунами мог вызвать подводный оползень [Никонов и др., 2015]. Как вариант оползневой версии, подобную волну могло вызвать «обрушение массы песка в воду при дноуглубительных работах» у побережья [Никонов и др., 2015]. Эколог Н.Шалимов полагает, что это было не цунами, а волна-убийца [Никонов и др., 2015].

Таким образом, в Азово-Черноморском регионе могут происходить цунами почти всех типов, кроме вулканического. При этом подавляющее большинство событий имеют сейсмическую природу. Интересен случай, зафиксированный в Керченском проливе у пос. Тамань в 1994. Согласно [Никонов и др., 2018], в безветренную погоду «вода в море встала ослепительной белой стеной, мелькнула вспышка огня, и мы услышали гул взрыва» и к берегу стали подходить волны высотой 0,3 – 0,5 м.

Также нельзя исключать, хотя и очень малую, вероятность генерации цунами в Черном и Азовском морях в результате падения астероида или метеорита. Обсуждению этого вопроса посвящена работа [Isvoranu et al., 2012].

К последнему цунами, возникшему в результате подводного землетрясения, предположительно можно отнести событие 19 июля 2017 года в Азовском море. Ранее считалось, что это явление – не что иное, как сгон воды, вызвавший колебания уровня моря до 1,5 м. Однако эти колебания наблюдались только в Белосарайском заливе, что не характерно для сгонно-нагонных процессов. В работе [Рязанцев и др., 2018] это явление назвали «мини-цунами» и выдвинули предполо-

жение, что оно является отголоском землетрясения, произошедшего 15 июля 2017 года на о. Крит [Bazykina et al., 2019].

Несмотря на то, что каталог цунами в Черном и Азовском морях постоянно пополняется новыми сведениями, информации об этом явлении в данном регионе недостаточно. Поэтому возникает необходимость в проведении детальных численных экспериментов по определению возможных высот волн при распространении цунами в прибрежной зоне Черного и Азовского морей [Bazykina et al., 2019].

Модельные расчеты черноморских цунами проводились в [Доценко, 2012; Доценко и др., 2013; Доценко и др., 2010; Доценко и др., 2009; Зайцев и др., 2002; Зайцев и др., 2011; Лобковский и др., 2018; Лобковский и др., 2014; Пелиновский и др., 2011; Yalciner et al., 2004], где оценивались возможные высоты уровня моря вдоль побережья при распространении волн из модельных очагов цунами. В работах [Зайцев и др., 2011; Пелиновский и др., 2011] представлены результаты расчетов из круговых очагов, которые излучают волны одинаково во всех направлениях [Bazykina et al., 2019]. В [Доценко и др., 2013; Доценко и др., 2010; Доценко и др., 2009; Лобковский и др., 2018; Лобковский и др., 2014; Мазова и др., 2013; Yalciner et al., 2004] моделирование выполнялось с учетом эффектов асимметрии очага генерации цунами. В работе [Yalciner et al., 2004] выполнены расчеты по моделированию двух цунами, вызванных землетрясениями 1939 г. и 1966 г. В [Доценко и др., 1995] на основании расчетов на 15-километровой сетке проведен анализ характера колебаний уровня моря при распространении волн цунами во время землетрясений 1927 г. [Bazykina et al., 2018]. В работе [Khakizyanov et al., 2015] выполнено численное моделирование цунами от подводного оползня.

В работе [Доценко, 1995] указывается, что наиболее вероятными цунами-генными зонами являются южный участок шельфа Крымского полуострова, Западно-Кубанское, Сухумское и Северное побережье Турции. В [Доценко и др., 2013] изложены результаты численного моделирования особенностей распространения цунами в Черном море из зон наиболее вероятной сейсмической генерации волн. Анализ максимальных повышений и понижений уровня Азовского

моря у берега при подводных землетрясениях различной магнитуды проводился в [Доценко и др., 2011]. В работе [Лобковский и др., 2018] исследовались волновые характеристики при движении волн цунами из Черного моря через Керченский пролив в Азовское море и наоборот [Bazykina et al., 2019].

Опасность явления цунами заключается в том, что волны цунами могут усиливаться другими природными явлениями, например, сгонно-нагонными колебаниями уровня моря, штормовыми волнами, сейшами, что в результате может нанести существенный урон населению, инфраструктуре и экологии побережья [Bazykina et al., 2019]. Своевременное прогнозирование этого опасного природного явления и определение наиболее подверженных воздействию волн цунами участков побережья является важной задачей по мониторингу и защите прибрежной зоны Черного моря.

Таким образом, требуются дополнительные исследования и углубление уже имеющегося анализа динамики волн цунами в Азово-Черноморском бассейне, особенно в прибрежной зоне. Представляют интерес как уже случившиеся события, так и гипотетические. В связи с отсутствием информации о большинстве событий цунами в этом регионе, необходимо прибегнуть к помощи численного моделирования.

Выводы к Разделу 1

В первом разделе дан литературный обзор общих характеристик волн цунами, причин их возникновения, распространения и наката на берег. Отдельно рассмотрен вопрос о проявлениях волн цунами в Азово-Черноморском регионе.

Как показал анализ литературных источников, существуют аналитические решения для амплитудных характеристик волн при распространении волн цунами в каналах и проливах с переменным поперечным сечением. Однако эти решения не всегда могут дать точное описание изменения амплитудных характеристик волн в случае сложной геометрии бассейна. А оценки, рассчитанные для плоского откоса, не всегда являются оптимальными. Амплитуда волн и высота наката в

бухтах, форма поперечного сечения которых отличается от прямоугольной, может существенно превысить оценки, полученные для плоского откоса. Вопрос об особенностях распространения волн в узких каналах и бухтах остается недостаточно изученным в силу влияния многих параметров на амплитудные характеристики волн [Bazykina et al., 2016].

Динамика волн цунами в шельфовой зоне такова, что вдоль берега могут формироваться локальные зоны усиления волнового поля, обусловленные многократными отражениями волн от твердой и мористой границ шельфа. При исследовании распространения волн цунами в бассейнах различной батиметрии необходимо учитывать многообразие форм боковых границ океанов и морей. Значительное усиление волн может происходить в бухтах и заливах, и характер распространения волн бывает сложно предугадать [Bazykina et al., 2016].

Цунами в Азово-Черноморском бассейне – редкое, но небезопасное для побережья данного региона явление. За последние 3000 лет здесь произошло 50 событий, которые вызвали цунами. Подавляющее большинство событий имеют сейсмическую природу, некоторые, вероятно, оползневую или метеорологическую. Не исключено, что они могут произойти в будущем. Сведений о цунами в Черном и Азовском морях на сегодняшний день недостаточно. Это обуславливает необходимость проведения численных расчетов для определения возможных высот волн и наиболее подверженных воздействию цунами участков побережья Черного и Азовского морей.

Особый интерес представляет событие цунами, вызванное Ялтинским землетрясением 12 сентября 1927 г., при котором колебания уровня моря были зарегистрированы мареографами, находившимися в нескольких пунктах Крымско-Кавказского побережья. Среди многообразных форм рельефа прибрежной зоны стоит отметить акваторию Балаклавской бухты, в которой, по словам очевидцев, во время Ялтинского землетрясения наблюдалось затопление территории до 15 м. Однако это событие все еще остается малоизученным.

РАЗДЕЛ 2 ВОЛНЫ ЦУНАМИ В КАНАЛАХ РАЗЛИЧНОЙ ГЕОМЕТРИИ

2.1 Математическая постановка задачи и метод решения

В настоящем разделе исследуется влияние нелинейности на распространение волн цунами в каналах и узких бухтах переменного поперечного сечения. Анализируется эволюция таких волн в зависимости от изменения геометрии поперечного сечения каналов.

Задачи о распространении волн цунами решались численно в рамках канальной теории длинных волн [Ламб, 1947; Шулейкин, 1968], в которой в качестве основных переменных используются осредненные поперек канала горизонтальная скорость и смещение свободной поверхности жидкости. Особое внимание уделено изучению влияния геометрии поперечного сечения канала на характер распространения, амплитудные характеристики и форму волны [Bazykina et al., 2015b]. Исследуется проявление нелинейных эффектов и, как следствие, влияние крутизны переднего фронта волны на характеристики наката волн в бухтах с U-образной формой поперечного сечения. Представлены зависимости высот наката волн и глубины осушения берега в бухтах с треугольной, параболической и прямоугольной формой поперечного сечения [Базыкина и др., 2017б].

Проверка качества численной модели проводилась путем сопоставления полученных численно в рамках представленной модели амплитудных характеристик волн с аналитическими оценками других авторов.

В горизонтальной плоскости Oxy (x, y – декартовы координаты) рассматривается распространение длинных волн в канале переменного сечения, глубина которого $z = h(x)$ (z – вертикальная координата), поперечное сечение охватывает область $|y| \leq b(x)$, где $b(x)$ – ширина канала. Плоскость $z = 0$ совпадает с невозмущенной (горизонтальной) поверхностью жидкости. Исследуется распространение в таком канале одиночной волны, входящей в него через поперечное сечение $x = 0$ и выходящей через сечение $x = L$.

Одномерные уравнения теории длинных волн включают осредненную по поперечному сечению канала горизонтальную скорость $u = u(x, t)$ (t – время) и осредненное вдоль поперечного сечения канала смещение свободной поверхности жидкости $\zeta = \zeta(x, t)$. Уравнения движения жидкости в таких каналах могут быть получены интегрированием уравнений теории длинных волн по площади поперечного сечения [Пелиновский и др., 1993; Петрухин и др., 2011]

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial H}{\partial x} = g \frac{dh}{dx}, \quad \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(Su) = 0, \quad (2.1)$$

где g – ускорение свободного падения;

$S = S(x, t)$ – динамическая площадь вертикального поперечного сечения канала;

$H(x, t) = h(x) + \zeta(x, t)$ – полная глубина на продольной оси канала.

Поперечное сечение канала симметрично относительно вертикальной плоскости Oxz , дно канала описывается функцией $z(x, y, t) = -H + \alpha(x)|y|^m$ [Петрухин и др., 2011]. Параметр $m \in (0, +\infty)$ характеризует форму поперечного сечения канала. Если $m = 1$, то поперечное сечение является треугольным, при $m = 2$ – параболическим, а при $m \rightarrow +\infty$ форма поперечного сечения стремится к прямоугольной. Предположив, что α является константой, определим пределы интегрирования по y в поперечном сечении и найдем его динамическую площадь

$$S = 2 \frac{m}{m+1} \frac{H^{m+1/m}}{\alpha^{1/m}}. \quad (2.2)$$

После подстановки (2.2) в (2.1) система уравнений становится замкнутой относительно u и H

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial H}{\partial x} = g \frac{dh}{dx}, \quad \frac{\partial H}{\partial t} + u \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{mH}{m+1} \frac{\partial u}{\partial x} = 0. \quad (2.3)$$

Если же α является переменной функцией x , то ее можно определить, приняв, что в невозмущенном состоянии $\zeta = 0$ локальная полуширина канала равна $b(x)/2$. Таким образом, $\alpha(x) = 2^m h / b^m$. Определив пределы интегрирования по y в поперечном сечении $z(x, y, t)$, найдем его динамическую площадь

$$S = 2 \int_0^{\sqrt[m]{H/h} \cdot b/2} (-H + \frac{2^m h}{b^m} |y|^m) dy = \frac{m}{m+1} \frac{bH^{m+1/m}}{h^{1/m}}. \quad (2.4)$$

Вследствие относительной малости ζ будем считать ширину $b = b(x)$ не зависящей от времени t . Тогда после подстановки (2.4) в (2.1) система уравнений принимает следующий вид

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0, \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{mH}{(m+1)b} u \frac{db}{dx} + u \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{H}{(m+1)h} u \frac{dh}{dx} + \frac{mH}{m+1} \frac{\partial u}{\partial x} = 0. \quad (2.6)$$

При $m \rightarrow +\infty$ уравнение (2.6) преобразуется в уравнение неразрывности для волн, распространяющихся в канале прямоугольного сечения, но переменной глубины и ширины. В результате система уравнений (2.5), (2.6) примет вид [Friedrichs et al., 1994]

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial H}{\partial x} = g \frac{dh}{dx}, \quad \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{1}{b} \frac{\partial (Hbu)}{\partial x} = 0. \quad (2.7)$$

Начальные условия для системы уравнений (2.3) и системы (2.5), (2.6) требуют задания полей u и ζ в начальный момент времени. Будем считать, что при $t = 0$ жидкость в канале находится в невозмущенном состоянии, т. е.

$$u(x, 0) = 0, \quad \zeta(x, 0) = 0. \quad (2.8)$$

Генерация волны начинается в момент времени $t = 0$. Вход одиночной волны начальной высоты a_0 в канал через поперечное сечение $x = 0$ и ее свободный выход как через сечение $x = 0$, так и через сечение $x = L$ моделировалось при помощи граничных условий. На жидкой границе $x = 0$ задавались условия двух типов.

Первый тип – одиночная волна в форме синусоиды

$$\zeta = a_0 \sin\left(\frac{2\pi t}{T}\right) \quad (x = 0, 0 \leq t \leq T), \quad (2.9)$$

где T – время прохождения волной сечения $x = 0$, которое задается в виде $T = \lambda / C$;

λ – длина волны;

$C = C(0) = \sqrt{gh_0}$ – фазовая скорость волны на входе в бухту;

$h_0 = h(0)$.

Второй тип – одиночная волна в форме солитона

$$\zeta = a_0 \operatorname{sech}^2\left(\frac{1}{4} \sqrt{\frac{3a_0}{h_0}} \frac{(\lambda - 2Ct)}{h_0}\right) \quad (x = 0, 0 \leq t \leq T), \quad (2.10)$$

где $\lambda = 4h_0 \sqrt{h_0 / (3a_0)} \operatorname{arch} \sqrt{20}$ – начальная длина одиночной волны, определяемая как ширина смещения свободной поверхности жидкости на высоте $a_0/20$.

С момента полного проникновения волны в канал (при $t = T$) на жидкой границе в сечении $x = 0$ происходит замена условия генерации волны (2.9) или (2.10) на условие свободного выхода волн [Bazykina et al., 2015b]

$$\frac{\partial u}{\partial t} - C(0) \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (x = 0, t \geq T). \quad (2.11)$$

На жидкой границе в сечении $x = L$ условие свободного выхода задается в начальный момент времени

$$\frac{\partial u}{\partial t} + C(L) \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (x = L, t \geq 0). \quad (2.12)$$

Все расчеты прекращаются после полного выхода волн из расчетной области.

Соотношения (2.11) и (2.12) являются точными для линейных длинных волн в бассейне постоянной глубины [Вольцингер и др., 1989; Пелиновский, 1996].

Выражение для скорости распространения волн в рамках системы уравнений (2.5), (2.6) записывается в виде [Вольцингер и др., 1989; Пелиновский и др., 1993]

$$V(\zeta) \approx \sqrt{gh} \left[1 + \left(\frac{3}{2} + \frac{1}{m} \right) \frac{\zeta}{h} \right]. \quad (2.13)$$

Производная $\partial \zeta / \partial x$ неограниченно возрастает за время [Вольцингер и др., 1989]

$$t^* = - \frac{1}{\left(\frac{dV}{d\zeta} \frac{d\zeta_0}{dx} \right) \Big|_{\max}}. \quad (2.14)$$

Этому временному интервалу соответствует расстояние, пройденное волной и характеризующее область проявления нелинейных эффектов:

$$L^* = Vt^* = \frac{2h}{3|d\zeta_0/dx|_{\max}}. \quad (2.15)$$

Согласно [Вольцингер и др., 1989], для одиночного поднятия в форме волны полусинусоиды (2.9) расстояние Λ , при прохождении которого наступает обрушение волны, определяется в виде [Bazykina et al., 2015b]

$$\Lambda = \frac{2m}{(3m+2)} \frac{\lambda h}{\pi \zeta_0}. \quad (2.16)$$

2.2 Распространение волн цунами в прямолинейных каналах различной геометрии

В настоящем подразделе в рамках нелинейной теории длинных волн исследован процесс деформации волны цунами при распространении в бассейне постоянной глубины [Bazykina et al., 2015b]. Начально-краевая задача (2.5), (2.6), (2.8) – (2.11) решалась методом конечных разностей с помощью явно-неявной схемы первого порядка аппроксимации по времени (приложение А). Расчеты выполнялись на сетке с пространственным разрешением $\Delta x = 0,1$ м и с шагом по времени $\Delta t = 0,01$ с, которые выбирались исходя из условия устойчивости Куранта ($\Delta t < \Delta x / 2 C_0$). Критерием обрушения волны послужило условие, при котором орбитальная скорость частицы на гребне волны становится больше, чем фазовая скорость волны, то есть при $\partial\zeta/\partial t \geq C$.

Форма волны в начальный момент времени имеет вид синусоиды (2.9). Трансформация волны высотой $a_0 = 1$ м и $a_0 = -1$ м показана на рис. 2.1. Как вид-

но, в линейном приближении профиль свободной поверхности с течением времени сохраняет свою форму (кривая 1).

Анализ полученных зависимостей показывает, что влияние нелинейности проявляется в увеличении со временем крутизны свободной поверхности в области переднего фронта, а это приводит в последующем к обрушению волны.

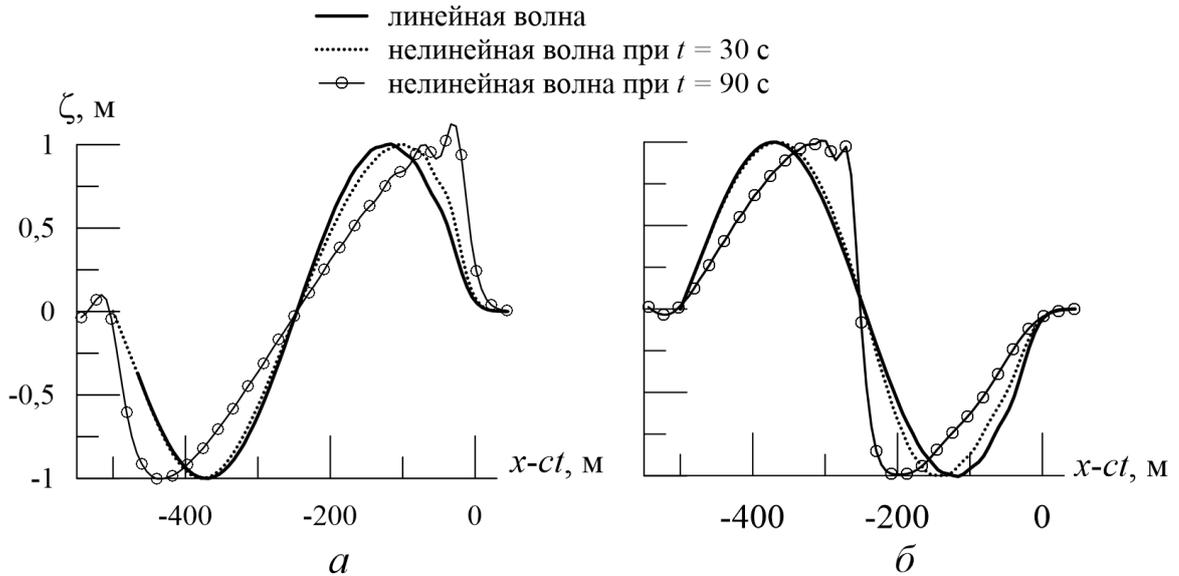


Рисунок 2.1 – Распространение в канале волны цунами с высотой головной волны 1 м (а) и -1 м (б) и длиной 0,5 км при $h = 25$ м, $k = 0$

Анализ полученных зависимостей показывает, что влияние нелинейности на положительную волну (с $a_0 = 1$ м) проявляется в увеличении со временем крутизны свободной поверхности в области переднего склона, а это приводит в последующем к обрушению волны. Крутизна переднего склона отрицательной полу волны синусоиды (с $a_0 = -1$ м) с течением времени уменьшается, а крутизна заднего фронта растет. Начало обрушения на рис. 2.1 а, б показывают кривые 3. Отметим, что локальная горизонтальная скорость волнового течения изменяется пропорционально локальному смещению свободной поверхности [Базыкина и др., 2016а].

Рассмотрим трансформацию волны при распространении над наклонным дном с постоянным уклоном 1° . Глубина бассейна уменьшалась линейно от 500

до 10 м при прохождении волной расстояния в 56 км. Начальная длина волны составляла 5 км.

На рис. 2.2 показаны профили волны и распределения горизонтальной скорости. Видно, что при выходе волны на мелководье убывает скорость ее распространения и происходит рост максимальной высоты почти в два раза.

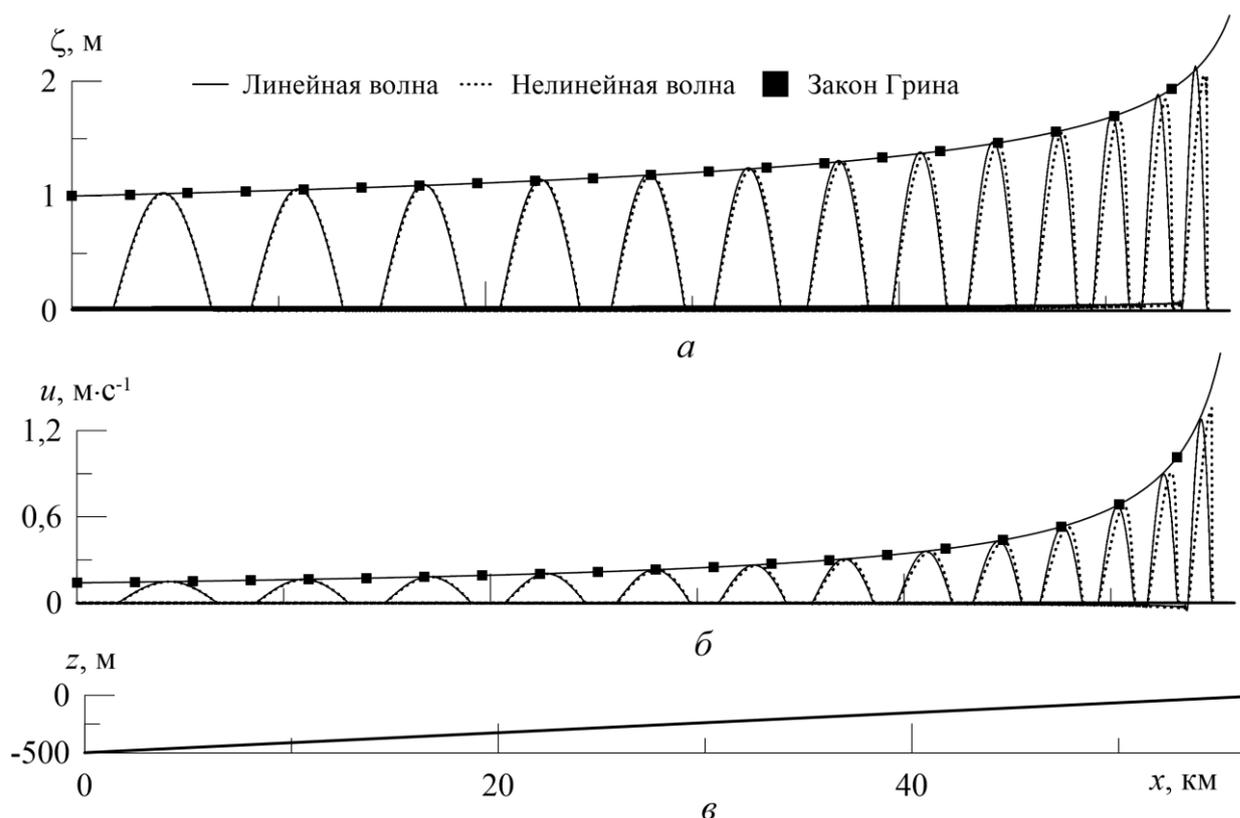


Рисунок 2.2 – Трансформация со временем формы волны (а) и распределения горизонтальной скорости (б) в зоне над наклонным дном (в). Начальная высота волны 1 м, длина 5 км

В линейном приближении распределения амплитуд полей подчиняются закону Грина [Ламб, 1947], согласно которому высота волны пропорциональна $h^{-1/4}$ в заданной точке x , а амплитуда волновой скорости растет при приближении к береговой черте по закону, $h^{-3/4}$ [Bazykina et al., 2015b]. Из этого закона следует, что для указанного случая максимальные высота волны и максимальная вол-

новая скорость должны описываться соответственно следующими соотношениями:

$$A_{\max}(x) = a_0 \frac{h_0^{1/4} b_0^{1/2}}{h(x)^{1/4} b(x)^{1/2}}, \quad U_{\max}(x) = \left(\frac{gb(x)}{S(x)} \right)^{1/2} A_{\max}(x). \quad (2.17)$$

На рис. 2.2 *a, б* показаны аналитические оценки амплитудных характеристик волн и скорости течения, рассчитанные по закону Грина. При этом длина волны уменьшается пропорционально $h^{1/2}$. При выходе волны на мелководье ее хвостовая часть представляет собой протяженную волну повышения. Скорость волнового течения и скорость перемещения головной волны направлены в противоположные стороны.

Проанализируем влияние изменения ширины канала на распространение нелинейной длинной волны в прямолинейном канале постоянной глубины $h = 100$ м. Моделировался случай, когда ширина среднего участка канала изменялась по линейному закону, а именно: локально сужалась или локально расширялась [Bazykina et al., 2015b].

Как показали численные эксперименты (рис. 2.3 *a, б*), при распространении волны длиной 2 км вдоль участка расширения канала ее высота и горизонтальная скорость волнового течения уменьшаются в полтора раза. При сужении канала эффект противоположный: высота волны и горизонтальная скорость волнового течения увеличиваются (рис. 2.4 *a, б*) [Bazykina et al., 2015b].

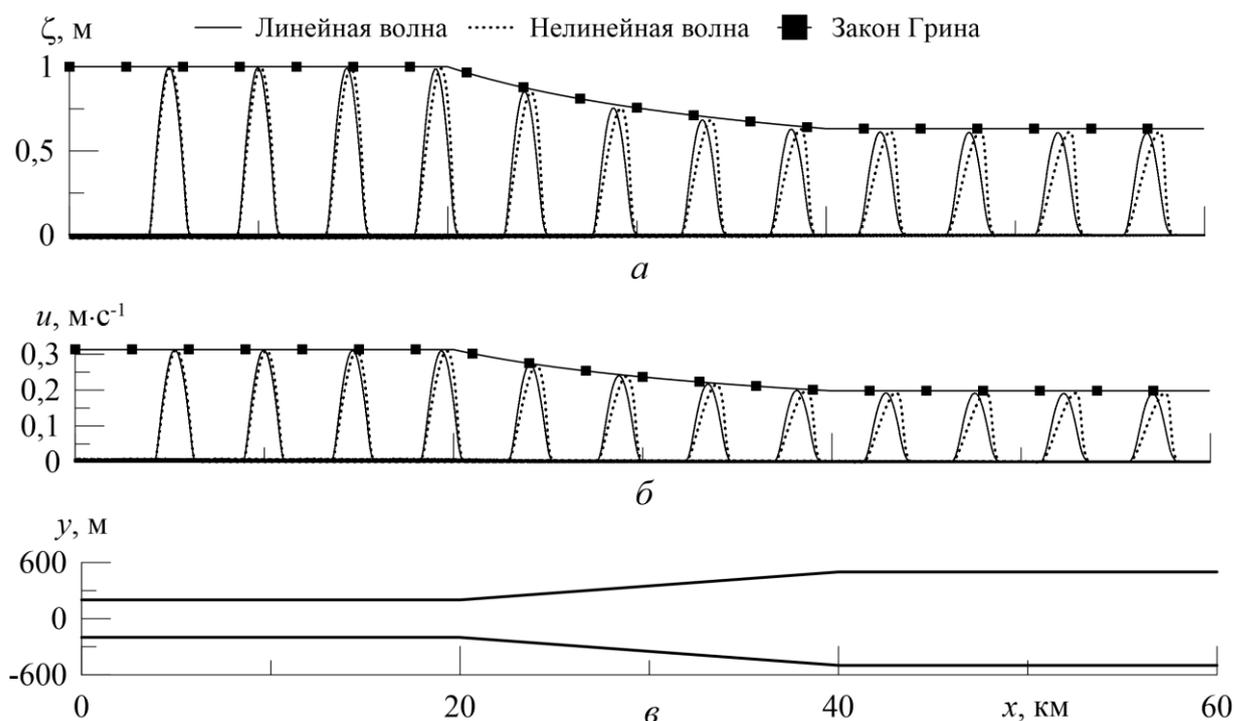


Рисунок 2.3 – Трансформация со временем формы волны (*a*) и распределения горизонтальной скорости (*б*) для расширяющегося канала (*в*). Глубина канала постоянна и равна 100 м, длина волны 2 км

Из соотношений (2.17) видно, что максимальная высота волны и волновая скорость изменяются пропорционально $b^{-1/2}$. Эти зависимости в форме огибающих (аналоги закона Грина) показаны на рис. 2.3 *a*, *б* и 2.4 *a*, *б*. Аналогичные зависимости имеют место при распространении волн в проливах произвольного сечения [Диденкулова и др., 2012; Доценко и др., 2012]. Нелинейные эффекты в проливах проявляются следующим образом: профиль волны деформируется, передний склон становится более крутым, вершина волны сдвигается вперед до тех пор, пока не произойдет обрушение.

Численные эксперименты по сравнению процессов эволюции одиночных линейных и нелинейных волн показали (рис. 2.2 – 2.4), что значительных изменений длины волны, ее высоты и горизонтальной скорости не происходит, в то время как нелинейность оказывает влияние на деформацию профиля волны [Bazykina et al., 2015b].

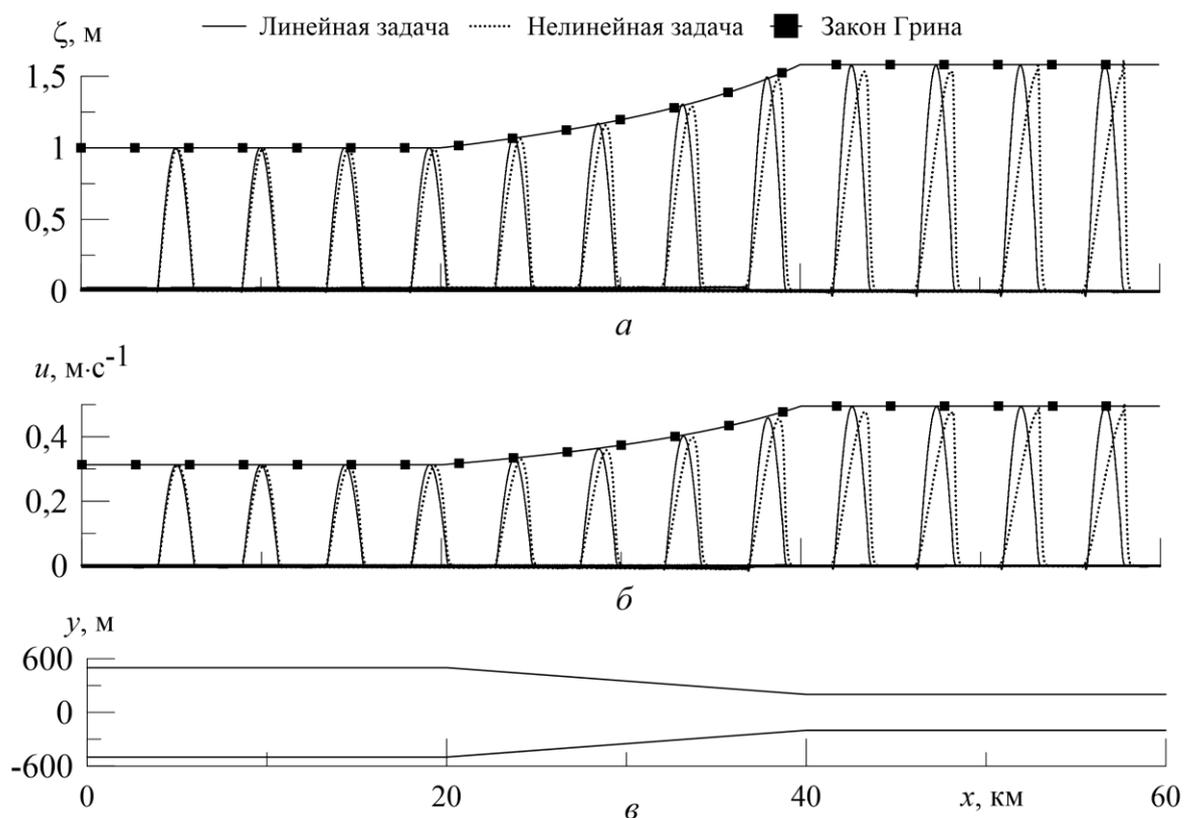


Рисунок 2.4 – Трансформация со временем формы волны (а) длиной 2 км и распределения горизонтальной скорости (б) для сужающегося канала (в) постоянной глубины 100 м

Верхняя часть профиля волны смещается быстрее, чем подошва, и увеличение крутизны переднего фронта волны приводит к возрастанию проекции вертикальной скорости до момента времени t^* (2.14), при котором нарушаются условия применимости системы уравнений длинных волн. Оценим расстояние, пройденное волной от входа в канал до ее обрушения.

На рис. 2.5 показаны максимальные высоты волн при накате на подводный склон. Отсюда следует, что с увеличением угла наклона дна α высота линейных волн растет быстрее высот нелинейных волн. Звездочкой отмечен момент обрушения нелинейной волны [Базыкина и др., 2016а].

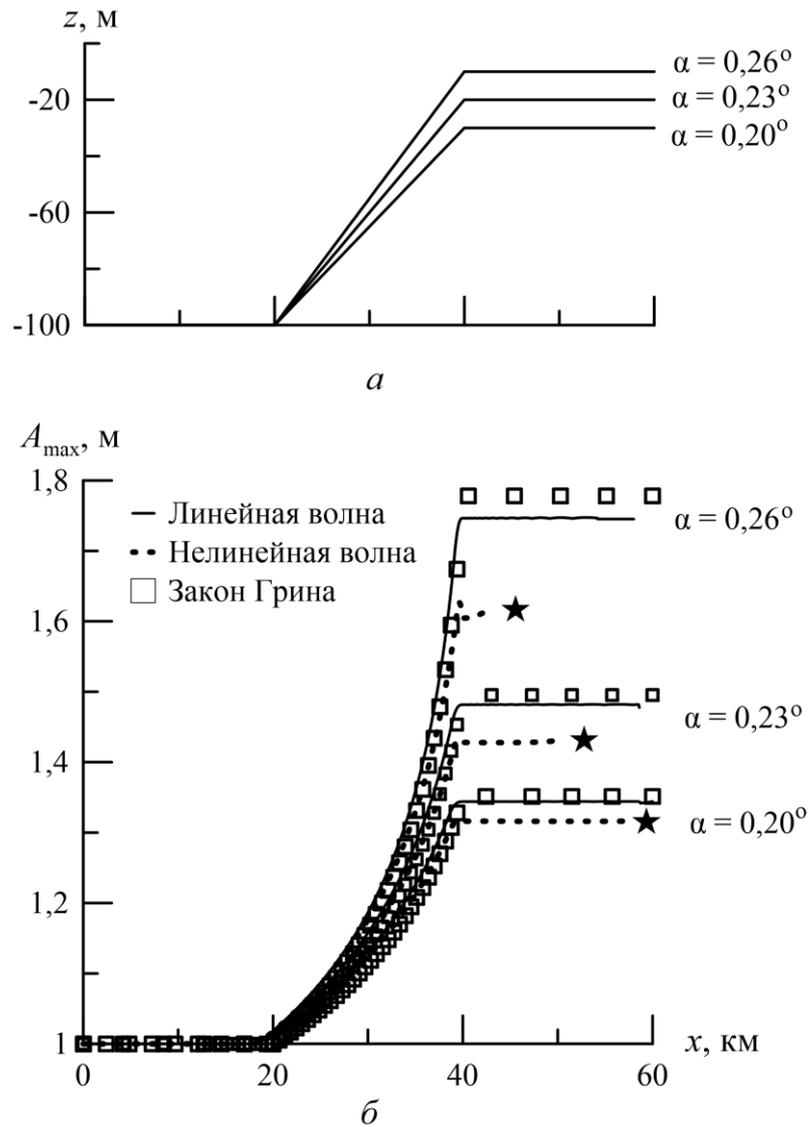


Рисунок 2.5 – Подводные склоны (а) с различными уклонами дна α и соответствующие им распределения максимальных высот волн без учета трения (б) при начальной высоте волны 1 м и длиной волны 10 км

Для линейной задачи была проведена оценка максимальных высот волн по приближенной формуле (2.17). При увеличении крутизны подводного склона наблюдается расхождение между результатами, полученными численно и аналитической формулой (2.17) [Базыкина и др., 2016а]. Это связано с тем, что на более крутом склоне возникает потеря энергии за счет отражения волны. На пологом склоне (кривая 1) волна распространяется «безотражательно».

Рассмотрим распространение длинных волн в каналах с различной формой поперечного сечения, площадь которого рассчитывается по формуле (2.4). Канал

может иметь треугольную форму сечения (при $m = 1$), параболическую (при $m = 2$) и прямоугольную (при $m \rightarrow +\infty$).

Для оценки длины обрушения Λ проведены численные эксперименты распространения волны в таких каналах с различной глубиной при следующих параметрах волны: $a_0 = 1$ м, $\lambda = 2$ км. На рис. 2.6 показаны зависимости длины обрушения Λ , нормированные на длину волны λ , от параметра нелинейности a_0/h , для различных форм поперечного сечения канала. Здесь же представлены оценки, найденные по аналитической формуле (2.16). Как видно, численные и аналитические расчеты хорошо согласуются. При этом наибольшего значения длина обрушения достигает в канале прямоугольного сечения ($m \rightarrow +\infty$), наименьшего – в канале треугольного сечения ($m = 1$). Это связано с тем, что при $m \rightarrow +\infty$ площадь сечения канала принимает максимально возможное значение для данной глубины h и ширины b , при $m \rightarrow 1$ она становится минимальной. Все кривые качественно похожи: волна большой амплитуды обрушивается фактически сразу в момент образования. В то же время, при малой амплитуде длина обрушения обратно пропорциональна амплитуде волны и может быть достаточно большой, так что волна остается необрушивающейся при прохождении довольно большого расстояния.

Также из рис. 2.6 видно, что с уменьшением глубины канала влияние нелинейности на амплитудные характеристики волны усиливается. Крутизна волны в области переднего фронта растет быстрее, что приводит к ее более раннему обрушению. Кроме того, скорость распространения волны пропорциональна глубине канала.

Для волн, распространяющихся в канале прямоугольного сечения, были проведены оценки влияния донного трения на параметры нелинейной волны. Трение задавалось в уравнении движения (2.3) дополнительным слагаемым $ku|u|/(h + \zeta)$, где $k = 2,6 \cdot 10^{-3}$. Из рис. 2.6 (кривая 1) видно, что с ростом начальной высоты волны и уменьшением глубины канала усиливается влияние донного трения на расстояние Λ , пройденное волной до обрушения.

Рассмотрим зависимость амплитуд колебаний свободной поверхности и волновой скорости от геометрии канала. На рис. 2.7 показаны зависимости максимальной амплитуды A_{\max} , нормированной на a_0 (рис. 2.7 а, в), и максимальной горизонтальной скорости U_{\max} , нормированной на u_0 (рис. 2.7 б, г), от глубины бассейна h/h_0 (рис. 2.7 а, б) и ширины канала b/b_0 (рис. 2.7 в, г) при постоянной глубине. Для линейной волны (кривые 1) амплитуды и волновые скорости не зависят от формы канала и изменяются по закону Грина. Для нелинейной волны (кривые 2) распространяются, практически не изменяя амплитуды и горизонтальной скорости. Звездочками на рис. 2.7 отмечен момент обрушения волн. При учете донного трения (кривые 3) высоты волн убывают несколько быстрее и расстояние, пройденное волной до обрушения, немного увеличивается [Bazykina et al., 2015a].

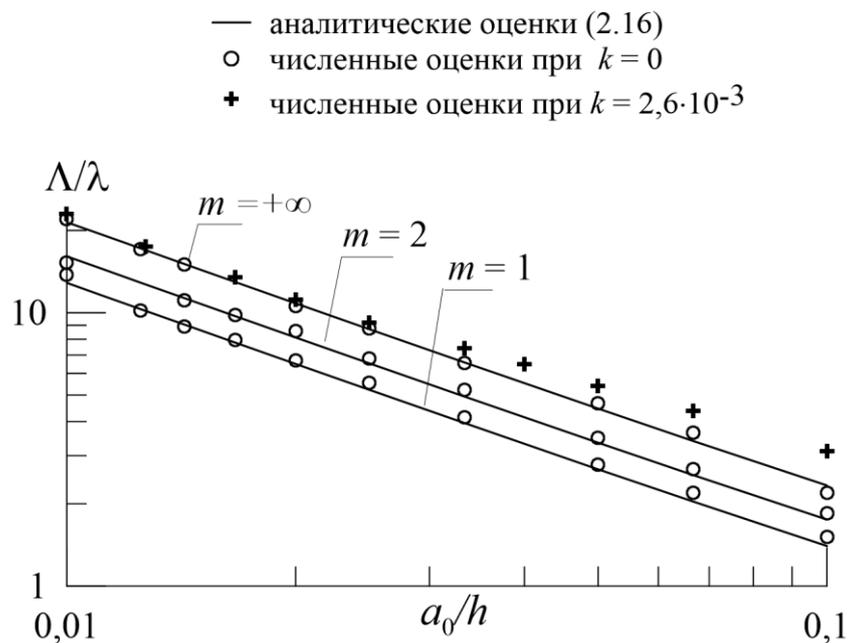


Рисунок 2.6 – Зависимости отнесенного к начальной длине волны расстояния, которое нелинейная волна проходит до обрушения Λ/λ , от параметра нелинейности a_0/h для различных форм поперечного сечения канала

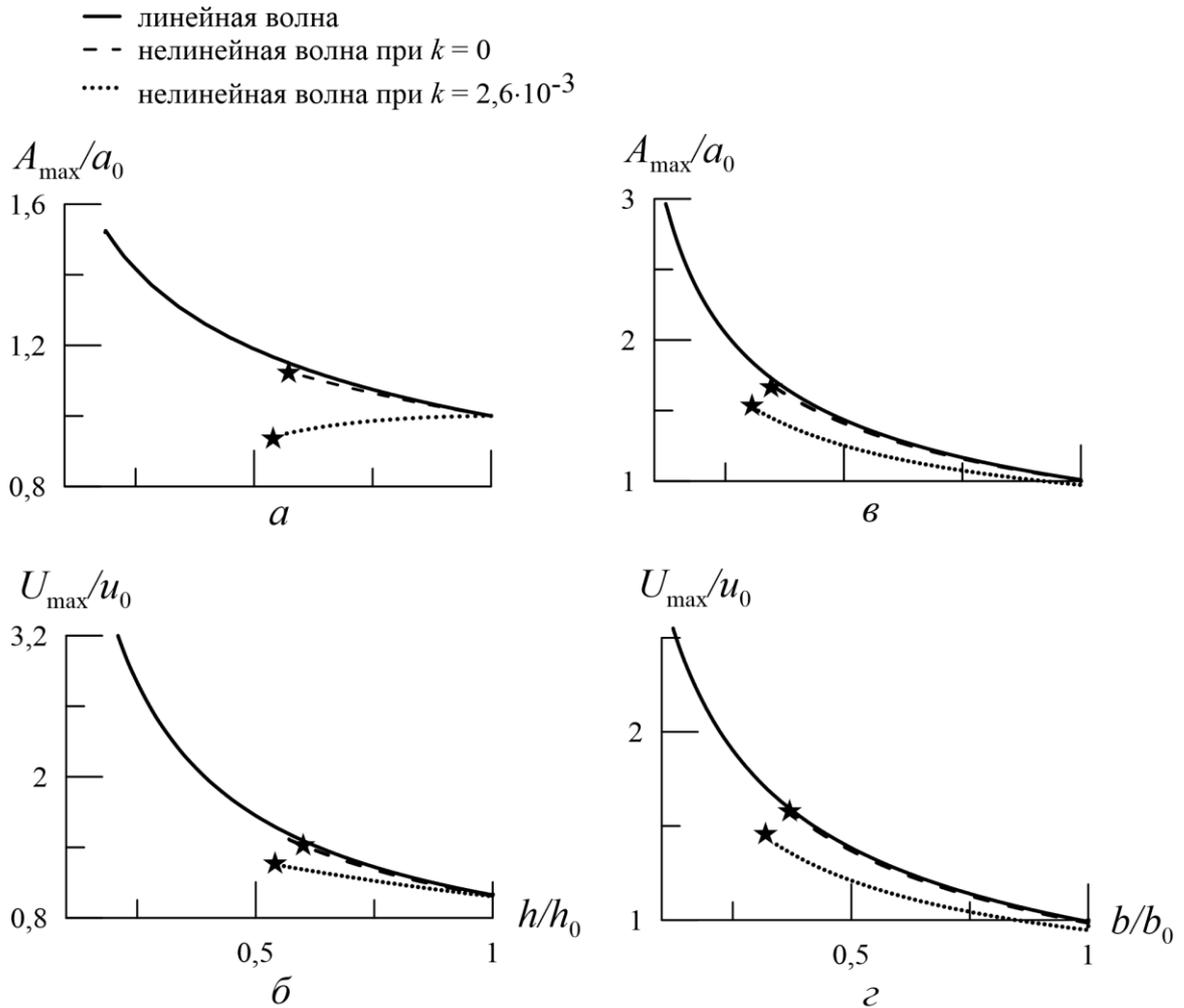


Рисунок 2.7 – Зависимости безразмерных амплитуд волн A_{\max}/a_0 (a , b) и безразмерных волновых скоростей U_{\max}/u_0 (b , z) от глубины бассейна h/h_0 (a , b) и ширины канала b/b_0 (b , z) при постоянной глубине 100 м

Проанализируем зависимости максимальных высот положительных волн A_{\max} перед обрушением их переднего фронта, нормированных на начальную высоту a_0 , от параметра λ/h . Результаты моделирования приведены на рис. 2.8. Как видно, высота линейной волны с течением времени не изменяется вне зависимости от ее начальных параметров (кривая 1). Нелинейность оказывает слабое влияние на амплитудные характеристики волн (кривая 2), а учет донного трения в нелинейной задаче (кривая 3) приводит к значительному ослаблению волны с ростом ее длины и уменьшении глубины бассейна [Базыкина и др., 2016а].

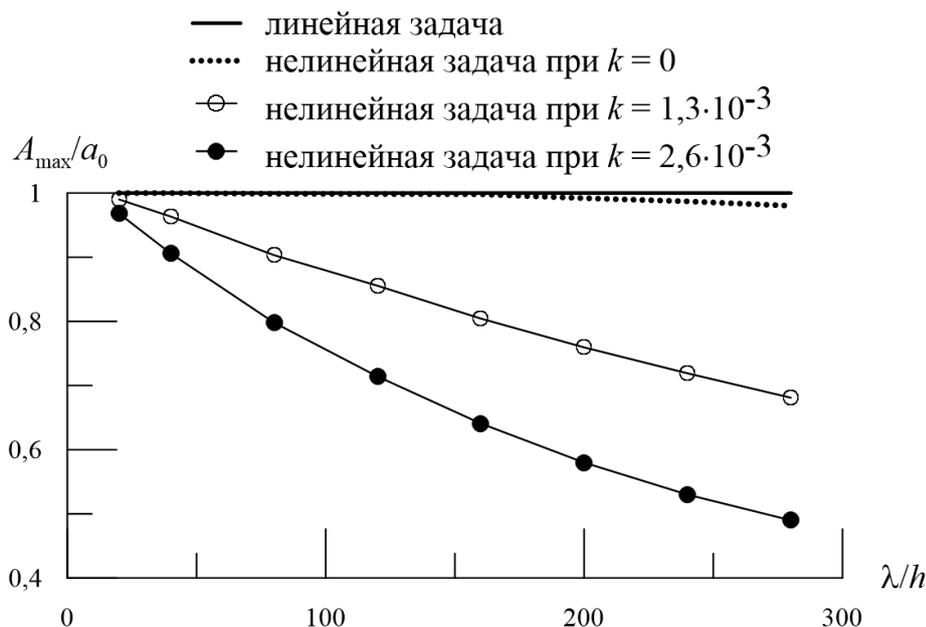


Рисунок 2.8 – Зависимости высоты волны перед обрушением ее переднего фронта, отнесенные к начальной высоте (A_{\max}/a_0), от параметра λ/h

2.3 Нелинейные эффекты при распространении и накате волн цунами в узких бухтах различной формы поперечного сечения

В данном подразделе исследуется распространение волн цунами в бухтах с различной формой поперечного сечения с последующим накатом на береговой склон. На рис. 2.9 изображен модельный бассейн глубиной $h(x)$ и шириной $b(x)$, состоящий из участка постоянной глубины длиной L , соединенного с наклонным сужающимся участком длиной L_s с уклоном дна $\text{tg } \alpha$. Площадь поперечного сечения такой бухты описывается формулой (2.2). В численных экспериментах рассматривалось три формы поперечного сечения бассейна – треугольная, параболическая и прямоугольная [Базыкина и др., 2017б].

Начально-краевая задача (2.3), (2.8) – (2.11) решалась методом конечных разностей с помощью явно-неявной схемы первого порядка аппроксимации по времени. Процесс затопления-осушения моделировался с применением алгоритма, изложенного в [Kowalik, 2001] (приложение А). Расчеты выполнялись на сетке

с пространственным разрешением $\Delta x = 0,1$ м и с шагом по времени $\Delta t = 0,01$ с [Базыкина и др., 2017б].

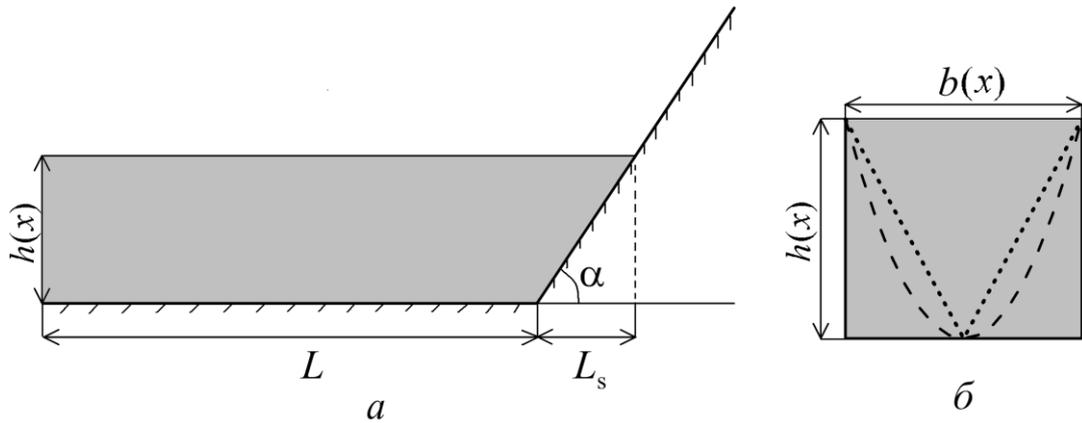


Рисунок 2.9 – Геометрия бассейна: *a* – изменение глубины вдоль оси бухты; *б* – форма поперечного сечения

Как показали расчеты, при распространении волны вида (2.9) в области постоянной глубины ($0 < x < L$) происходит ее заметная деформация. Под влиянием нелинейности крутизна профиля волны в области переднего фронта увеличивается со временем, как и показано на рис. 2.10 *a, в*.

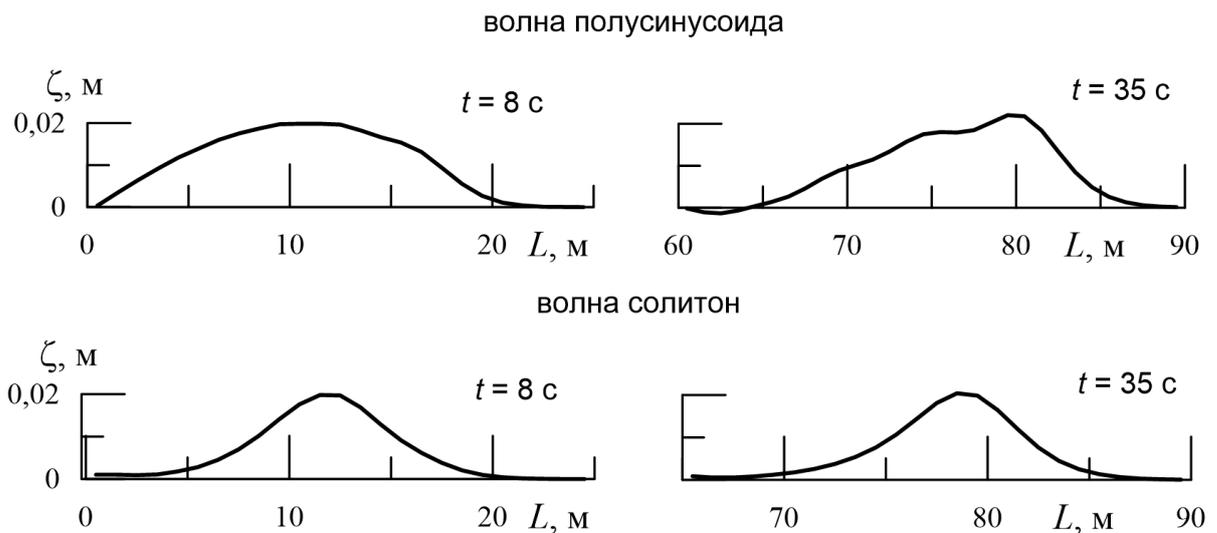


Рисунок. 2.10 – Форма волны в различные моменты времени при распространении в области постоянной глубины

На рис. 2.10 также представлен профиль волны в форме солитона в начале участка постоянной глубины (δ) и при подходе к подводному склону (ε). Крутизна волны в данном случае нарастает более медленно, что также было отмечено в работе [Диденкулов и др., 2014а], при этом форма волны практически не меняется.

Далее волна распространяется в сужающуюся часть бухты и ее движение продолжается над наклонным дном с уклоном α . При этом высота волны возрастает, а скорость распространения и длина уменьшаются. При набегании волны на наклонный берег линия уреза воды движется вверх по берегу, достигая максимального подъема. Затем происходит движение линии уреза вниз, что сопровождается осушением берега и формированием знакопеременной волны.

На рис. 2.11 показаны вертикальные колебания линии уреза в вершине бухты с различной формой поперечного сечения. Видно, что волна повышения трансформируется на берегу в знакопеременную волну, в которой повышение уровня сменяется опусканием. При одной и той же начальной глубине h_0 амплитуда колебаний линии уреза оказывается наибольшей в бухте с треугольной формой поперечного сечения [Базыкина и др., 2017б].

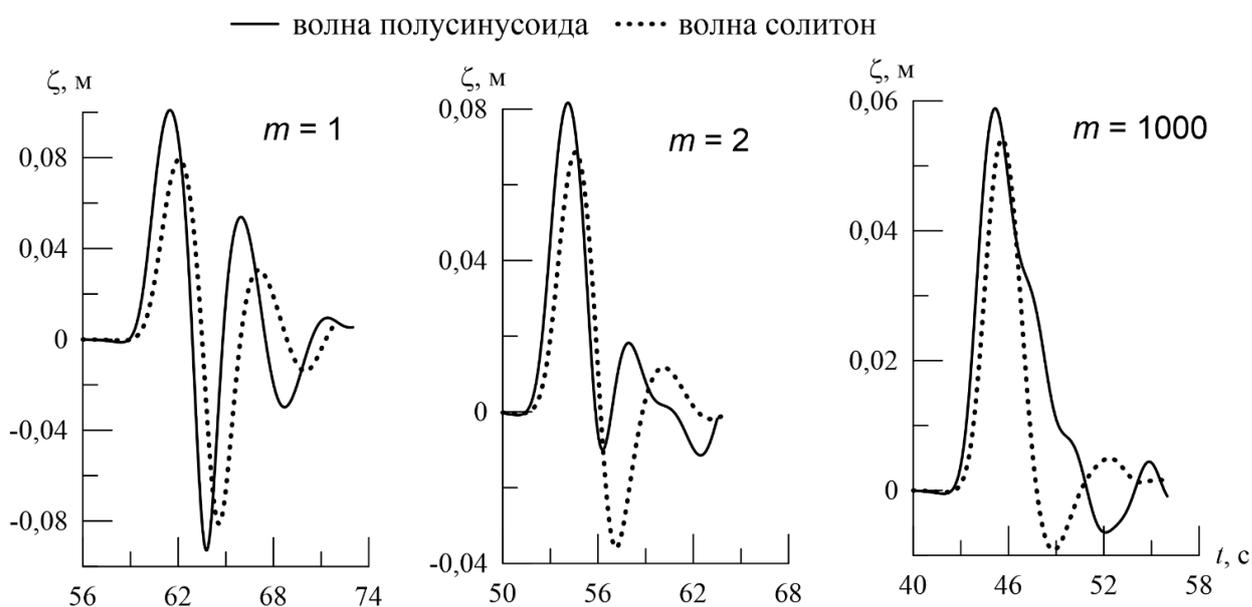


Рисунок 2.11 – Вертикальные колебания линии уреза в вершине бухты при

$$a_0 = 0,02 \text{ м}, h_0 = 0,6 \text{ м}, L = 100 \text{ м}, k = \text{tg } \alpha = 0,176$$

В случае бассейна с прямоугольной формой сечения осушение берега незначительное, а при треугольной форме сечения глубина отката превышает по модулю высоту наката на берег. Подобные качественные оценки были ранее получены в работе [Garaayshin et al., 2016]. Однако, как показано ниже, соотношения между высотой наката и глубиной осушения берега могут меняться в зависимости от крутизны волны, об этом будет сказано ниже.

На рис. 2.12 приведены зависимости повышений (R_{\max}) и опусканий (R_{\min}) уровня моря при накате волн на берег в вершине бухты от параметра нелинейности a_0/h_0 для разных значений m . Глубина бассейна h_0 принималась постоянной, изменение параметра a_0/h_0 происходило за счет изменения начальной высоты волны a_0 .

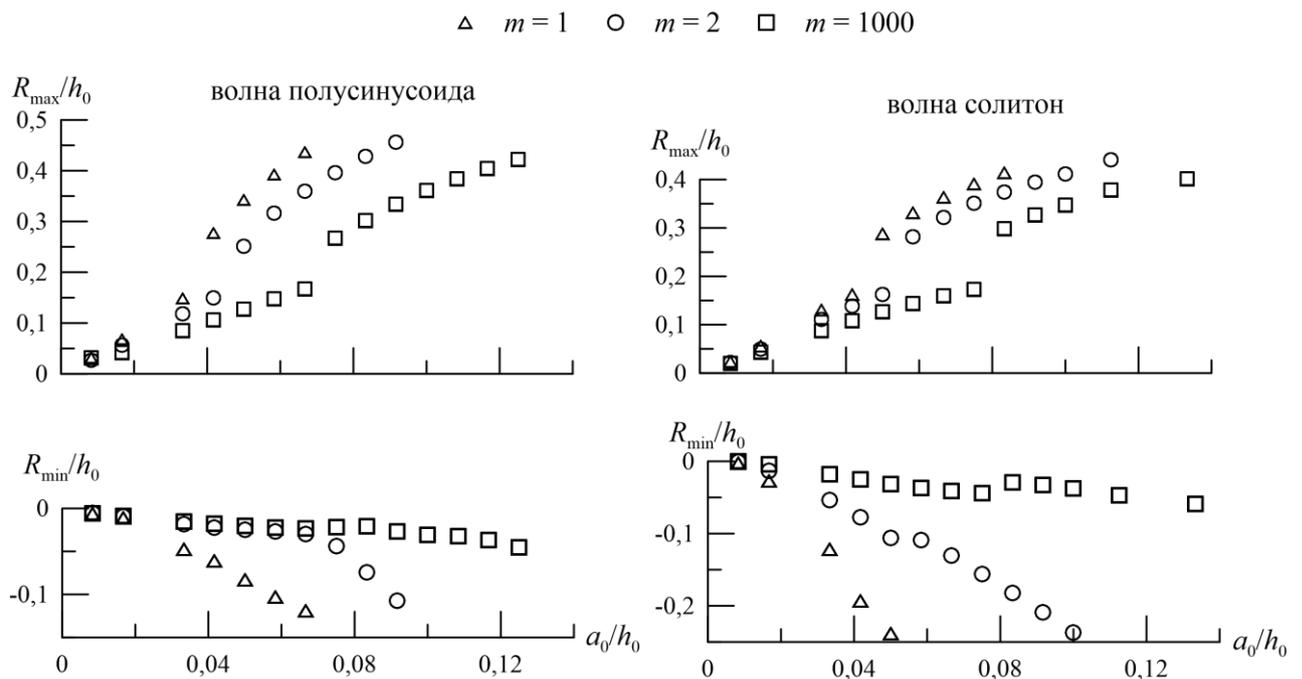


Рисунок 2.12 – Зависимости высоты наката волн (a , v) в вершине бухты и глубины отката (b , z) от берега при $h_0 = 0,6$ м, $L = 50$ м, $k = \text{tg } \alpha = 0,176$

Как видно, при слабой нелинейности ($a_0/h_0 \leq 0,2$) рассчитанные значения близки по величине. С уменьшением площади поперечного сечения бассейна (с уменьшением параметра m) высоты наката волн на берег возрастают с увеличением параметра a_0/h_0 . Такая же тенденция имеет место и для глубины осушения бе-

рега. Увеличение высоты наката волны вида (2.9) от параметра нелинейности происходит быстрее, чем в случае волны (2.10). Это можно объяснить разной скоростью нарастания крутизны переднего фронта для волн вида (2.9) и (2.10). Наибольшее значение параметра нелинейности на каждой кривой на рис. 2.12 соответствует началу обрушения волн. В бухте с треугольной формой поперечного сечения крутизна переднего фронта минимальна.

Как показано выше, влияние нелинейности сказывается на увеличении крутизны переднего фронта волны. Максимальная крутизна волны зависит от начальной высоты волны, ее длины, глубины бассейна и расстояния, пройденного волной. Мгновенную максимальную крутизну волны s можно вычислить следующим образом

$$s(t) = \max_{0 \leq x \leq L} \frac{\partial \zeta}{\partial x} . \quad (2.18)$$

Оценим влияние крутизны переднего фронта волны на высоту наката и отката волны на берег. На рис. 2.13 представлены зависимости высоты наката и отката волн от соотношения s/s_0 , где s – крутизна подошедшей к подводному склону волны, s_0 – начальная крутизна волны. Параметр s/s_0 изменялся в зависимости от расстояния L , пройденного волной до подводного склона.

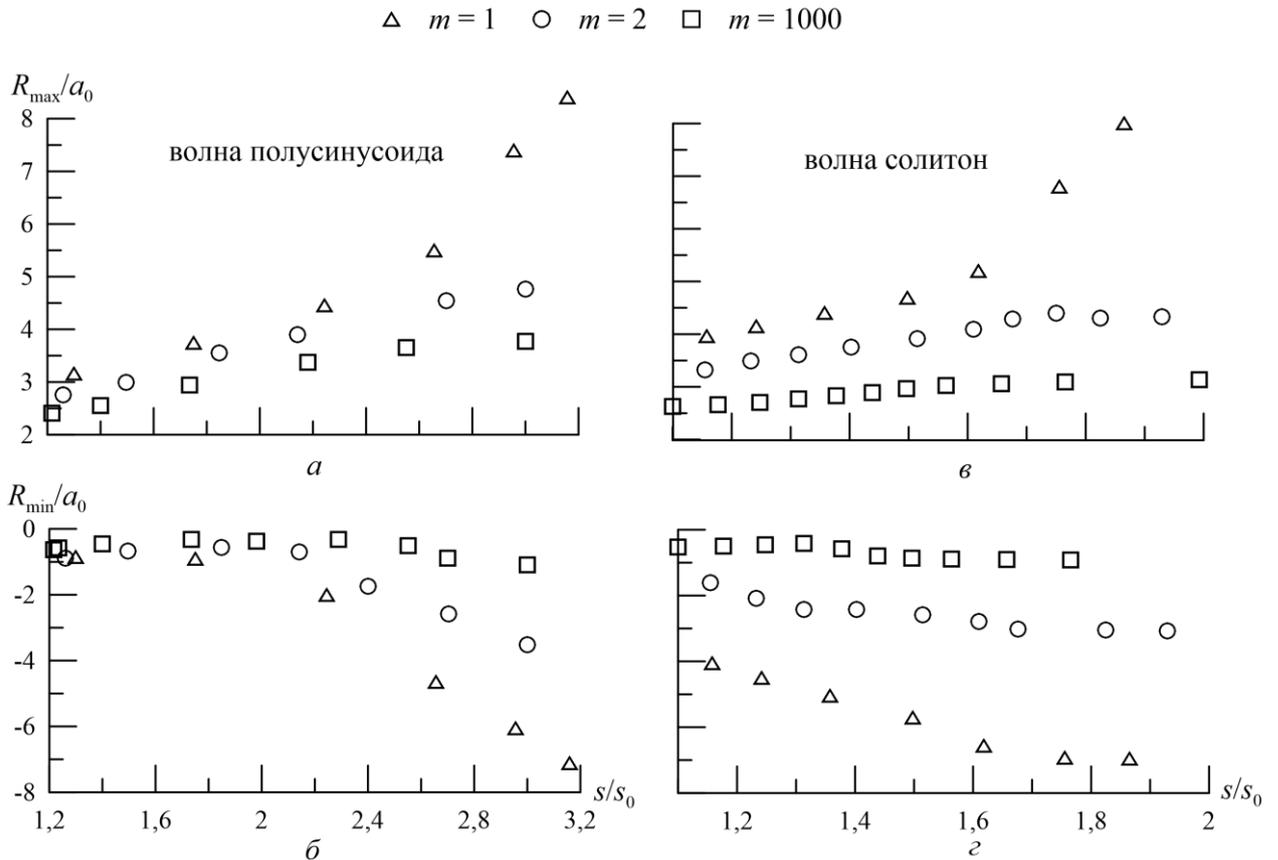


Рисунок 2.13 – Зависимости максимальных высот наката волн на берег (a , b) и глубины отката (b , z) от крутизны волн для бухт с различной формой поперечного сечения при $a_0 = 0,02$ м, $h_0 = 0,6$ м, $k = \operatorname{tg} \alpha = 0,176$

Видно, что вне зависимости от формы волны наблюдается увеличение высоты наката и глубины осушения берега с ростом крутизны волны. При этом наибольшие высоты волн имеют место для бассейна с треугольной формой поперечного сечения. Обрушение солитоноподобных волн происходит при меньшей крутизне волны s , чем в случае волны полусинусоиды.

Сопоставление результатов расчетов показывает, что рост крутизны волны оказывает слабое влияние на понижение уровня моря в бассейнах с прямоугольной формой сечения. Однако в случае увеличения соотношения s/s_0 в бухтах с треугольной формой сечения максимальная глубина отката волны может превысить по модулю высоту наката.

В работе [Пелиновский, 1996] была получена формула для высот наката необрушивающихся волн R_{\max} . В бухтах с различной формой поперечного сечения она выражается следующим образом

$$\frac{R_{\max}}{a_0} = \frac{2\sqrt{\pi}}{\Gamma(1+1/m)} \left(\frac{m+1}{m}\right)^{\left(\frac{1}{2m} + \frac{1}{4}\right)} (L_s s)^{\left(\frac{1}{2} + \frac{1}{m}\right)}, \quad (2.19)$$

где $\Gamma(1+1/m)$ – гамма-функция.

Максимальная крутизна волны вида (2.9) находится как

$$s = \frac{s_0}{1 - \left(\frac{3m+2}{m}\right) \pi \frac{L a_0}{\lambda h_0}}. \quad (2.20)$$

Для волны вида (2.10) ее максимальная крутизна определяется выражением

$$s = \frac{s_0}{1 - \frac{2}{\sqrt{3}} \left(\frac{3m+2}{m}\right) \frac{L a_0}{\lambda h_0} \left(\frac{1}{3+8a_0/h_0}\right)}. \quad (2.21)$$

Из (2.19) следует, что для бухты с треугольной формой поперечного сечения $R_{\max}/a_0 \sim s^{3/2}$, для бухты с параболической формой сечения $R_{\max}/a_0 \sim s$, а в случае прямоугольного сечения бассейна $R_{\max}/a_0 \sim \sqrt{s}$.

На рис. 2.14 приведены аналитические оценки высот наката волн на берег, рассчитанные по формуле (2.19) и оценки высот наката волн, найденные с помощью численной модели. Здесь $R = R_{\max}/a_0$ на рис. 2.13, нормированный на значение R_{\max}/a_0 при $s/s_0 = 1$.

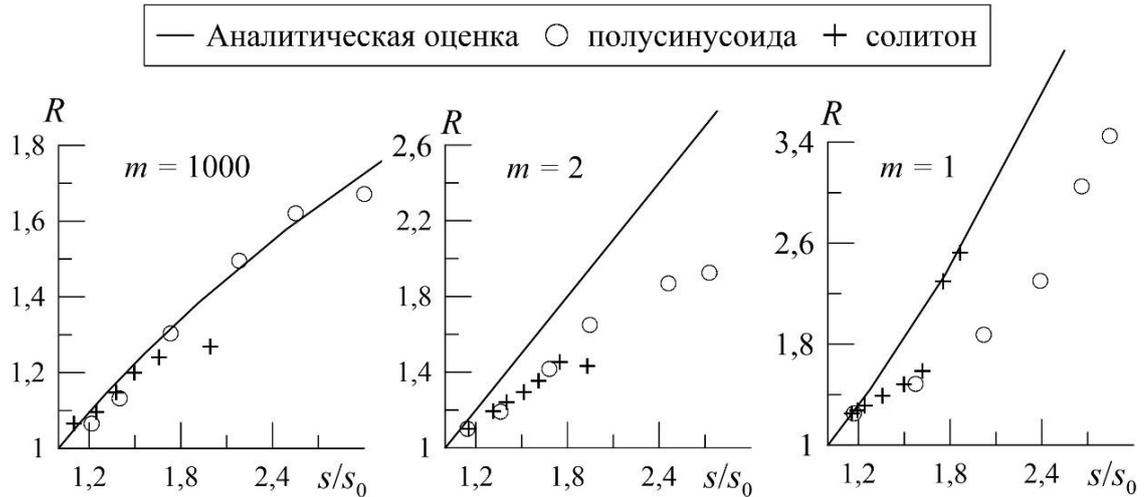


Рисунок 2.14 – Связь максимальных высот наката волн с крутизной волны в бухтах с различной формой поперечного сечения при $a_0 = 0,02$ м, $h_0 = 0,6$ м, $k = \operatorname{tg} \alpha = 0,176$

Как видно, в бассейнах с треугольной и параболической формой поперечного сечения наблюдается превышение значений, найденных аналитически, над численными расчетами. В случае же прямоугольного сечения расчеты показывают хорошее соответствие. Таким образом, формула (2.19) может быть применена для оценки высот наката волн на пологий берег в бассейнах с прямоугольной формой поперечного сечения (или на плоский береговой откос).

Когда волна распространяется по наклонному дну, ее крутизна продолжает расти, что приводит к увеличению амплитуды колебаний линии уреза. При этом угол наклона берега может оказывать сильное влияние на высоту наката волны в бассейне. Представленные на рис. 2.15 максимальные высоты наката и осушения берега получены для бухт с различными углами наклона подводного склона.

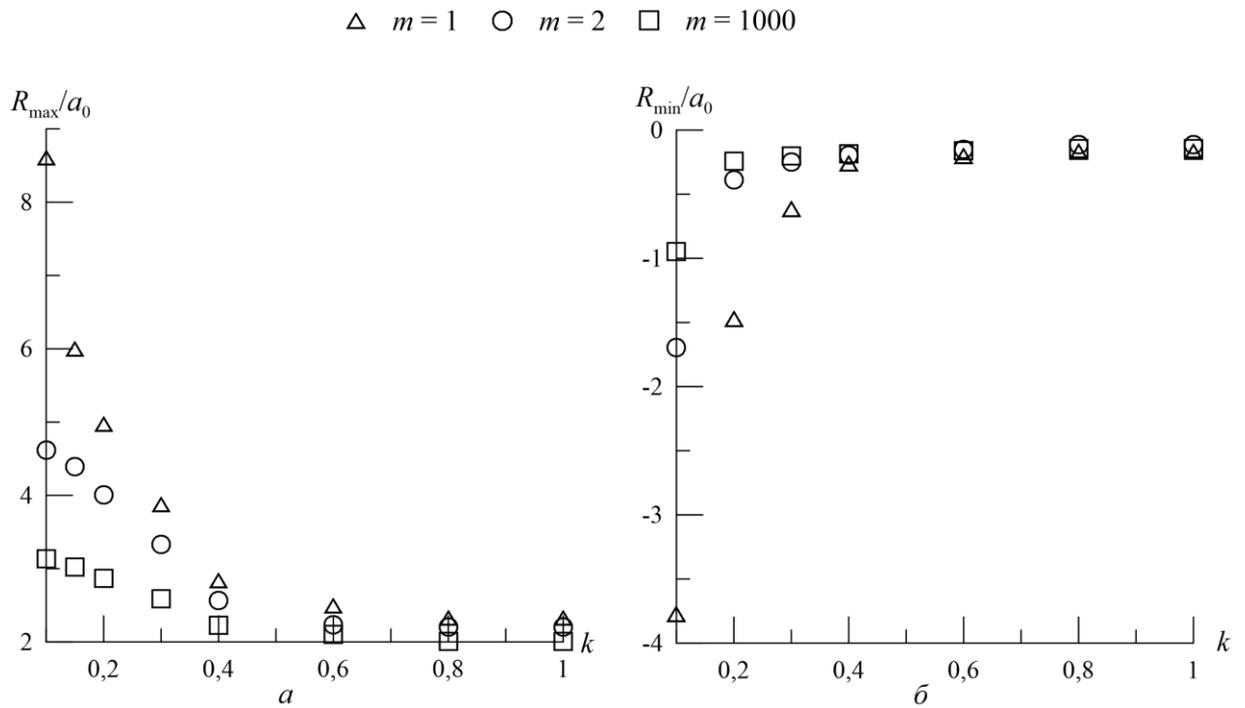


Рисунок 2.15 – Зависимости максимальных вертикальных высот наката (а) волны вида (2.9) на берег и глубины отката (б) от крутизны берегового склона $k = \operatorname{tg} \alpha$ при $a_0 = 0,02$ м, $h_0 = 0,6$ м, $L = 50$ м

Анализ представленных кривых показывает, что в случае достаточно крутых береговых склонов каналов наблюдается слабо выраженная зависимость высоты наката волн на берег и глубины осушения, поскольку максимальная высота волны лишь незначительно превышает высоту отраженной волны от вертикальной стенки ($2a_0$). Для пологих берегов ($\operatorname{tg} \alpha < 0,4$) происходит достаточно резкое возрастание высоты наката, которое усиливается с уменьшением параметра m и в бассейне с треугольной формой поперечного сечения может превышать начальную высоту волны в 8 и более раз. Глубина отката волн от берега также увеличивается с уменьшением угла наклона берегового склона [Базыкина и др., 2017б].

2.4 Численное моделирование распространения и наката уединенных волн в мелководной зоне

Рассматривалась задача о распространении уединенной поверхностной волны в бассейне с уклоном, который схематически изображен на рис. 2.9, с последующим накатом на береговой склон. Профили волны, полученные численно в рамках нелинейной модели поверхностных длинных волн (2.3) при $t \rightarrow \infty$, сравнивались с профилями, полученными с использованием гидродинамической модели SWASH [SWASH User Manual], которая основывается на нелинейных уравнениях мелкой воды и предназначена для расчета целого ряда гидродинамических процессов, протекающих на мелководье. С целью корректного сравнения с используемой численной схемой расчет по модели SWASH проводился в гидростатическом режиме.

Форма волны задавалась в виде солитона (2.10). Начальная амплитуда волны равна 0,2 м, ее длина составляет около 1000 км (на высоте 1/20 от амплитуды). На рис. 2.16 показаны профили солитона в различные моменты времени при распространении волны вдоль участка постоянной глубины $h_0 = 20$ м, длина которого равна 15 км.

Из рис. 2.16 видно, как волна, вошедшая в расчетную область, трансформируется с течением времени. Передний склон волны становится крутым, при этом ее длина и начальная амплитуда остаются неизменными. При дальнейшем распространении волны вдоль участка постоянной глубины ее передний склон будет становиться круче до тех пор, пока не наступит обрушение. Далее волна распространяется на участке с уклоном дна α , продолжая свое движение по сухому берегу. На рис. 2.17 показано положение линии уреза в момент максимального наката волны на берег и максимального осушения дна. Приведены кривые, рассчитанные в рамках нелинейной модели длинных волн и в модели SWASH, которые хорошо согласуются. Наблюдается незначительное превышение заплеска для кривой, полученной в рамках нелинейной модели длинных волн.

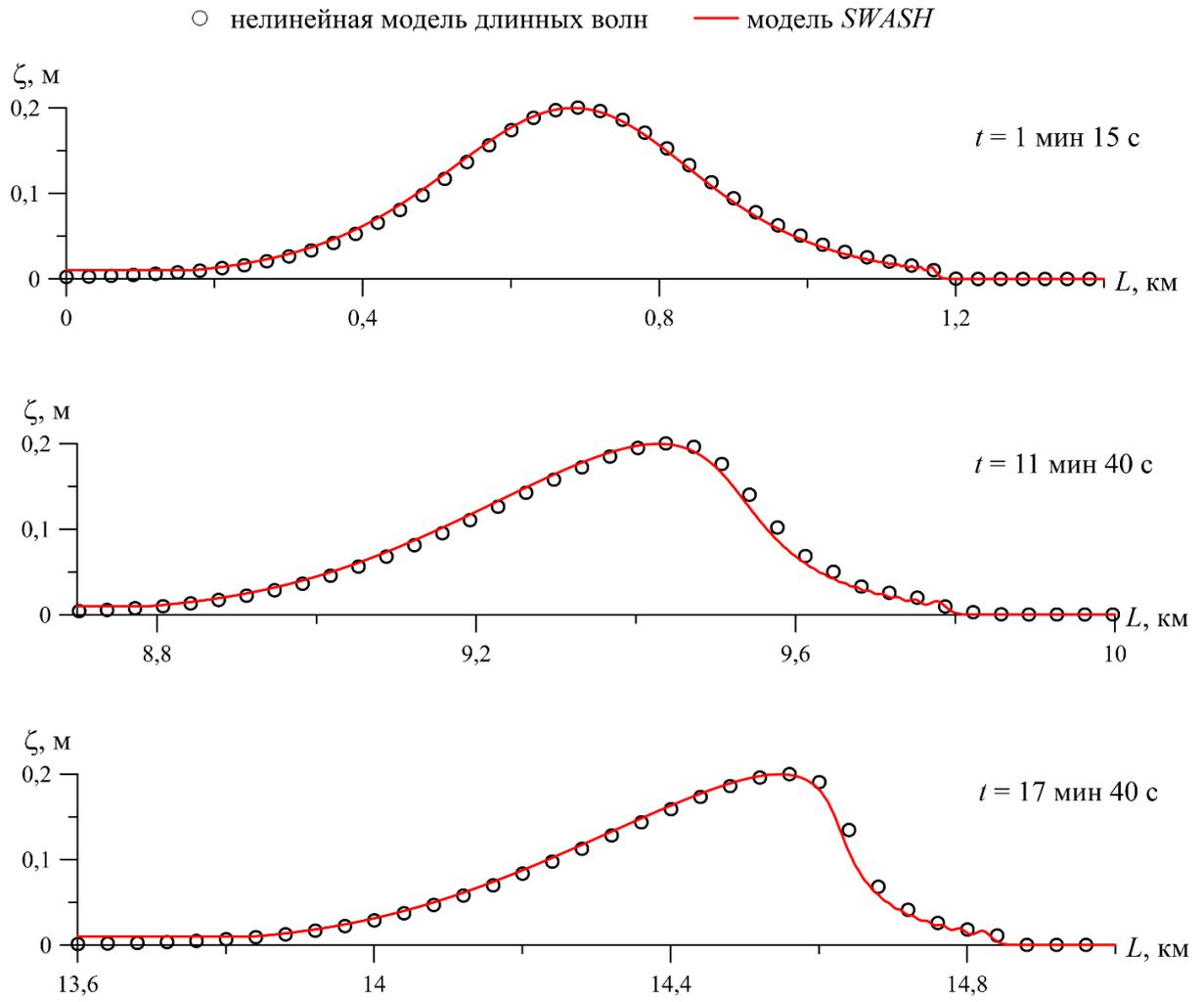


Рисунок 2.16 – Распространение солитона в бассейне постоянной глубины в различные моменты времени при $a_0=0,2 \text{ м}$, $h_0 = 20 \text{ м}$

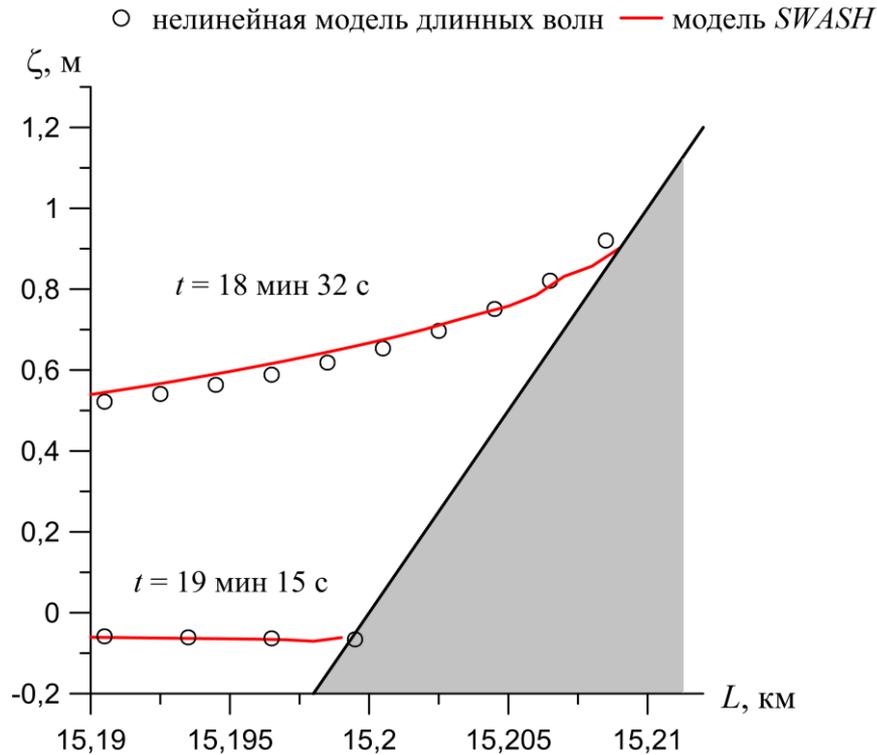


Рисунок 2.17 – Уровень моря в момент максимального наката волны на берег и последующего осушения дна при $a_0=0,2$ м, $h_0=20$ м, $L=15$ км, $\text{tg } \alpha = 0,1$

Отраженная от берега волна представлена на рис. 2.18, где видно, что уединенная волна после наката на берег трансформируется в знакопеременную волну.

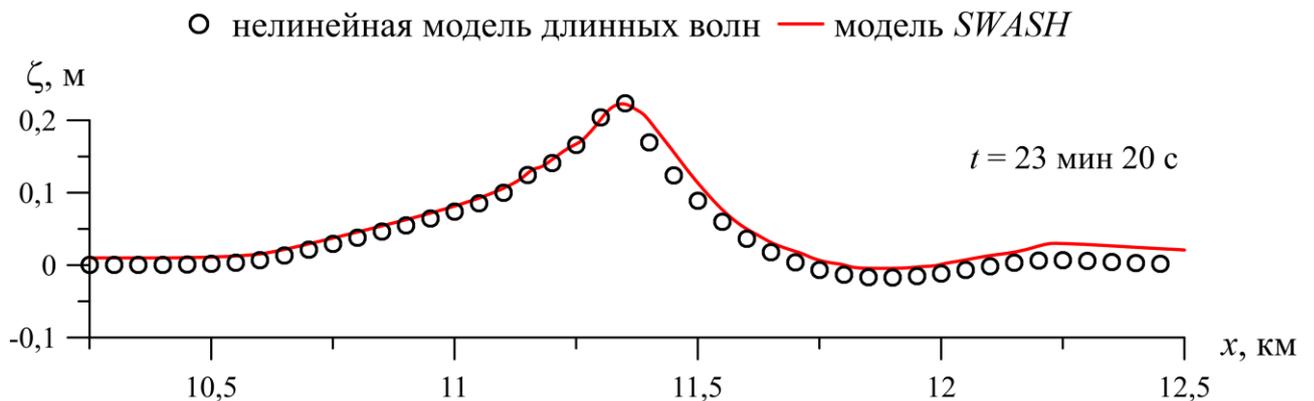


Рисунок 2.18 – Профиль отраженной волны при распространении и последующем накате волны на берег при $a_0=0,2$ м, $h_0=20$ м, $L=15$ км, $\text{tg } \alpha = 0,1$

Сопоставление результатов, полученных в рамках разных численных моделей, хорошо согласуются.

Выводы к Разделу 2

В рамках одномерных моделей исследовано распространение волн цунами в каналах и узких бухтах переменного поперечного сечения. Изучено влияние геометрии бассейна на амплитудные характеристики волн. Проведен анализ проявления нелинейных эффектов в трансформации формы волны, увеличении со временем крутизны ее переднего фронта и высоты наката на береговой склон. Основные результаты исследований формулируются следующим образом.

1. Распространяющаяся в канале одиночная волна цунами трансформируется на берегу в знакопеременную волну, амплитуда которой растет с уменьшением параметра m , характеризующего форму поперечного сечения канала и увеличением параметра нелинейности a_0/h_0 .

2. Расстояние, пройденное волной в канале до обрушения, сокращается с ростом параметра нелинейности a_0/h_0 и уменьшением параметра m , характеризующего форму поперечного сечения канала. Наибольшего значения длина обрушения достигает в канале прямоугольного сечения, наименьшего – в канале треугольного сечения [Базыкина и др., 2015б].

3. С увеличением крутизны волны возрастает высота вертикального наката на берег и глубины осушения дна. Рост крутизны волны оказывает незначительное влияние на понижение уровня моря в бассейнах с прямоугольной формой сечения, но в каналах с треугольной формой сечения максимальная глубина отката волны может превысить по модулю высоту наката [Базыкина и др., 2017б].

4. В каналах с крутыми береговыми склонами наблюдается слабо выраженная зависимость высоты наката волн на берег и глубины осушения от угла наклона берега, поскольку максимальная высота волны лишь незначительно превышает высоту отраженной волны от вертикальной стенки ($2a_0$). Для пологих берегов ($\text{tg } \alpha < 0,4$) происходит достаточно резкое возрастание высоты наката, которое усиливается с уменьшением параметра m и в бассейне с треугольной формой поперечного сечения может превышать начальную высоту волны в 8 и

более раз. Глубина отката волн от берега также увеличивается с уменьшением угла наклона берегового склона [Базыкина и др., 2017б].

Основные результаты Раздела 2 опубликованы в статьях [Базыкина и др., 2016а, 2017б Vazykina et al., 2015b], тезисах и материалах конференций [Базыкина и др., 2015б, 2016в, 2017г].

РАЗДЕЛ 3 ВОЛНЫ ЦУНАМИ В БУХТАХ И ЗАЛИВАХ РАЗЛИЧНОЙ ГЕОМЕТРИИ

3.1 Математическая постановка задачи и метод решения

В предыдущем разделе использовались одномерные модели волн цунами, которые достаточно просты в реализации и имеют ряд точных аналитических решений [Базыкина и др., 2017а]. В этих моделях не учитываются изменения рельефа дна в поперечном направлении, что может существенно влиять на процесс распространения волн в мелководных каналах, бухтах и заливах. Однако батиметрия поперечного сечения реальных бухт и проливов имеет более сложную форму, отличную от прямоугольной. В таких случаях сложно найти аналитическое решение, учитывающее эффекты поперечного сечения бассейна [Bazykina et al., 2015a].

В настоящем разделе в рамках численной длинноволновой модели исследуются изменения амплитудных характеристик одиночных волн, распространяющихся в бухтах с U-образной формой поперечного сечения. Проводится сопоставление результатов численного моделирования с аналитическими решениями и изучается влияние формы поперечного сечения бассейна на изменения высоты одиночной волны; оцениваются высоты наката волн на берег и глубины осушения дна в вершине бухт в зависимости от соотношения длины бухты к длине волны [Базыкина и др., 2017а].

Помимо этого, исследуется распространение волны цунами в бухтах и заливах модельной и реальной геометрии. В качестве реальной акватории рассмотрены Феодосийский залив, Балаклавская и Геленджикская бухты [Bazykina et al., 2015a].

Исследование динамики волн цунами в бухтах и анализ особенности их распространения вблизи берега является важной задачей для определения опасности воздействия цунами и дальнейшего цунамирайонирования побережий.

Введем декартову систему координат (x, y) . Рассмотрим модельный бассейн с U-образной формой поперечного сечения длиной L и шириной W . Рельеф дна бассейна описывается следующими выражениями [Базыкина и др., 2017а]:

$$\begin{cases} h(x, y) = -h_{\max} + \alpha x^m + \beta |W/2 - y|^m, \\ 0 < x \leq L, 0 < y \leq W/2 \text{ при } (W/2 - y) > 0, \\ 0 < x \leq L, W/2 < y \leq W \text{ при } (W/2 - y) < 0, \end{cases} \quad (3.1)$$

где $h_{\max} = h(0, W/2)$;

$\alpha = h_{\max}/(L)^m$;

$\beta = h_{\max}/(W/2)^m$;

m – произвольное положительное число.

На рис. 3.1 показана геометрия бассейна при $m = 1, 2, 5$ и $h_{\max} = 100$ м. Значение $m = 1$ соответствует треугольной форме поперечного сечения бассейна; $m = 2$ – параболической форме поперечного сечения бассейна; $m = 5$ – форме поперечного сечения бассейна, близкой к прямоугольной.

Ставится задача исследовать распространение одиночной длинной волны в бухте U-образной формы. Для описания распространения волны в бухте воспользуемся уравнениями вида

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - k \frac{u \sqrt{u^2 + v^2}}{H}, \\ \frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - k \frac{v \sqrt{u^2 + v^2}}{H}, \\ \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} = 0, \end{cases} \quad (3.2)$$

где $u = u(x, y, t)$ и $v = v(x, y, t)$ – осредненные по глубине проекции горизонтальных скоростей на оси x и y соответственно;

t – время;

g – ускорение свободного падения;

$\zeta = \zeta(x, y, t)$ – смещение свободной поверхности жидкости;

$H(x, y, t) = h(x, y) + \zeta(x, y, t)$ – динамическая глубина бассейна;

$k = 2,6 \cdot 10^{-3}$ – безразмерный коэффициент донного трения [Базыкина и др., 2017а].

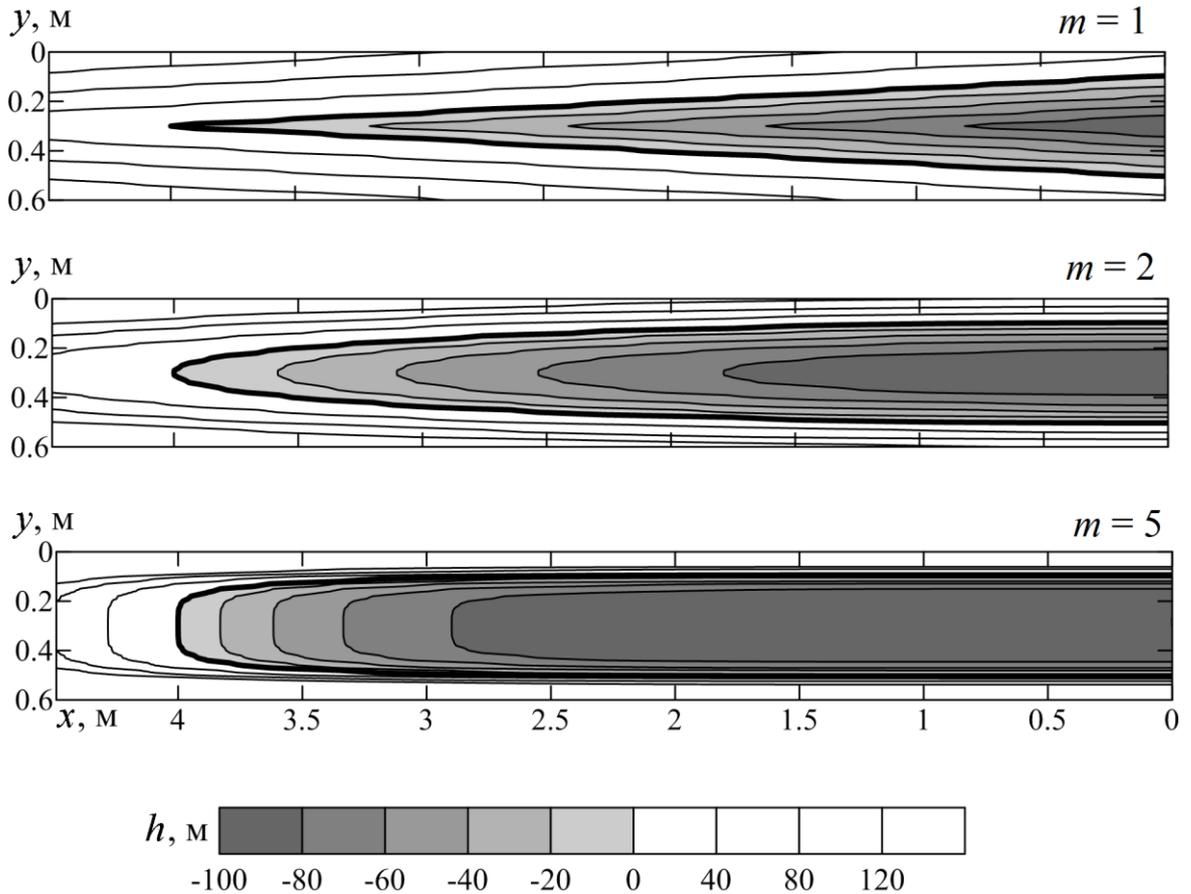


Рисунок 3.1 – Рельеф бухт U-образной формы для разных значений m

В начальный момент времени жидкость в бухте находится в невозмущенном состоянии, т. е.:

$$u = v = 0, \quad \zeta = 0 \quad (t = 0). \quad (3.3)$$

Через открытую границу в бухту входит одиночная волна высотой a_0 в форме полусинусоиды с горизонтальным размером λ_0 , (далее – длина волны). Моделирование входящей волны осуществляется посредством граничных условий:

$$\zeta = a_0 \sin\left(\frac{\pi t}{T_0}\right) \quad (0 \leq x \leq L, y = 0, 0 \leq t \leq T), \quad (3.4)$$

где $T_0 = \lambda_0 / C_0$ – время прохождения волной сечения $x = 0$;
 $C_0 = C_0(0, y) = \sqrt{gh(0, y)}$ – фазовая скорость волны на входе в бухту.

После полного проникновения волны в бухту условие (3.4) заменяется условием

$$\frac{\partial u}{\partial t} - C_0 \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (x=0, 0 \leq y \leq W, t > T), \quad (3.5)$$

которые обеспечивают свободный выход отраженных волн из бухты.

На твердой береговой границе задается условие непротекания жидкости

$$\mathbf{v}_n = 0, \quad (3.6)$$

где \mathbf{v}_n – нормальная составляющая вектора скорости.

Начально-краевая задача (3.3) – (3.7) решалась методом конечных разностей с помощью явно-неявной схемы первого порядка аппроксимации по времени [Вольцингер и др., 1968; Kowalik, 2001] (приложение Б). Расчеты выполнялись на сетке 900×120 точек с пространственным разрешением $\Delta x = \Delta y = 5$ м. С учетом условия устойчивости Куранта ($\Delta t < \Delta x / 2 C_0$) шаг интегрирования по времени $\Delta t = 0,05$ с.

Рассматривалось два варианта решения задачи (3.3) – (3.9). В первом варианте (задача I) моделировались процессы затопления-осушения с помощью алго-

ритма, предложенного в [Kowalik et al., 1993; Sielecki et al., 1970] (приложение Б). Во втором варианте (задача II) на боковых границах бассейна ставилась твердая стенка глубиной 5 м, на которой принималась равной нулю нормальная составляющая скорости течений.

Также решалась задача о распространении одиночной волны в U-образной бухте, в которой использовались осредненные по поперечному сечению бухты уравнения вида [Didenkulova et al., 2011b] [Базыкина и др., 2017а]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{m}{m+1} H \frac{\partial u}{\partial x} = 0. \quad (3.7)$$

3.2 Распространение и накат волн цунами в сужающихся бухтах

На рис. 3.2 показан процесс трансформации профиля волны длиной $\lambda_0 = 1$ км и высотой $a_0 = 0.1$ м вдоль оси бухты с параболической формой поперечного сечения ($m = 2$). При распространении волны в бухте ее высота существенно возрастает, а скорость распространения и длина волны уменьшаются. Из-за сужения бухты и уменьшения площади поперечного сечения происходит частичное отражение волны по мере ее распространения, однако значительная часть энергии волны достигает вершины бухты. Рис. 3.2 иллюстрирует максимальный подъем уровня в стадии наката волны на берег без обрушения [Базыкина и др., 2017а].

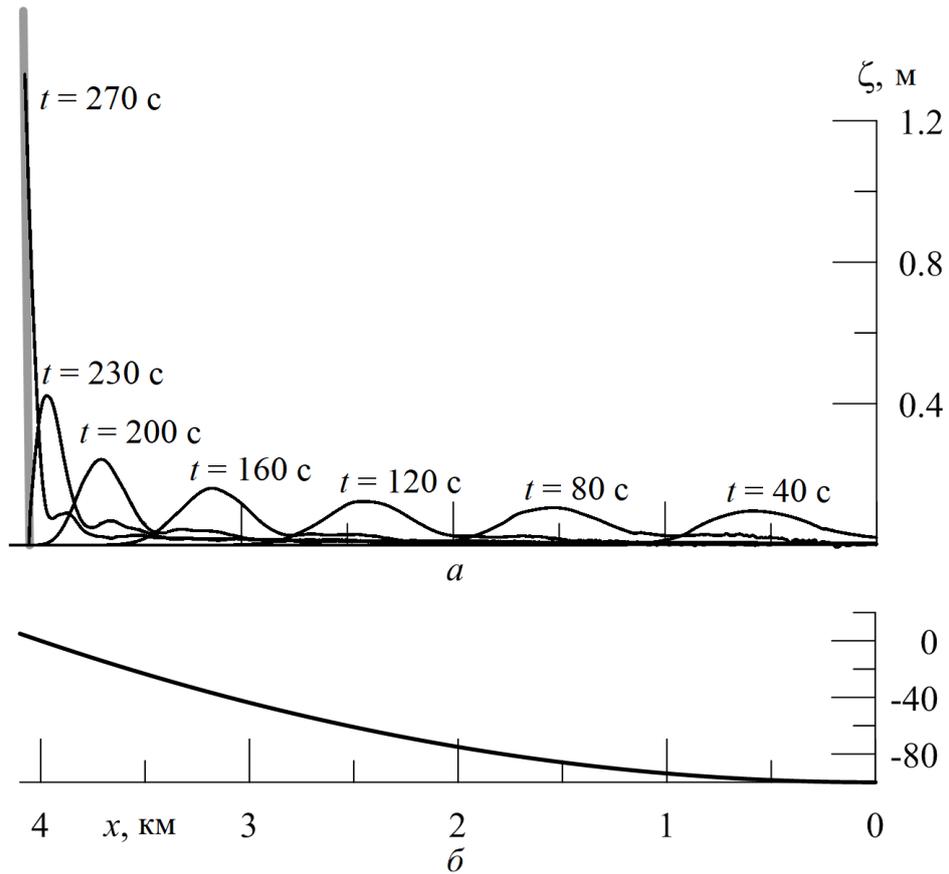


Рисунок 3.2 – Эволюция профиля одиночной волны начальной высоты 0,1 м и длиной 1000 м вдоль оси бухты (а) при распространении волны в бухте с параболической формой поперечного сечения ($m = 2$); распределение глубины вдоль оси бухты (б)

В линейном приближении распределения амплитуд волновых полей подчиняются закону Грина, согласно которому высота волны $A \sim h^{-1/4}$ для заданного x . Для волн в бухтах с U-образной формой поперечного сечения в работе [Didenkova et al., 2011b] получено следующее соотношение:

$$A_{\max}(x) = a_0 \left(\frac{h(x)}{h_0} \right)^{-\left(\frac{1}{4} + \frac{1}{2m}\right)}, \quad (3.8)$$

где $A_{\max}(x)$ – максимально возможное возвышение уровня моря вдоль оси x ;
 $h(x)$ – максимальная глубина вдоль оси x ;

h_0 – максимальная глубина на входе в бухту (при $x = 0$).

На рис. 3.3 в безразмерном виде представлены зависимости от глубины максимальной высоты волны, распространяющейся в бухте с треугольной формой поперечного сечения ($m = 1$). Здесь даны аналитическая оценка по формуле (3.8); кривая, полученная в рамках одномерной модели (3.7), а также результаты решения двумерных задач I и II.

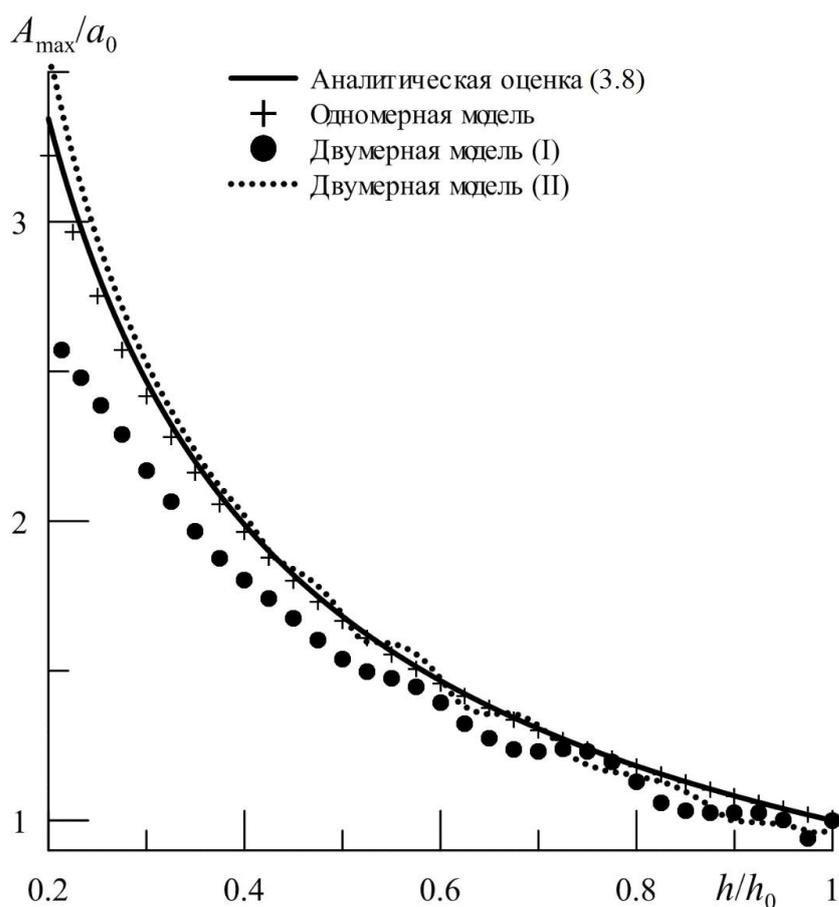


Рисунок 3.3 – Зависимости безразмерной максимальной высоты волны при распространении в бухте с треугольной формой поперечного сечения ($m = 1$) от изменения глубины вдоль оси бухты

Как видно, в одномерном случае имеется хорошее соответствие между численным решением системы (3.7) и аналитической зависимостью (3.8). В двумерном случае на волну существенное влияние оказывает форма поперечного сечения бассейна. Фронт волны приобретает изогнутую форму вследствие того, что ее

фазовая скорость максимальна вдоль оси бухты и уменьшается с приближением к боковым границам. По мере сужения бассейна и уменьшения его глубины высота волны возрастает, а скорость ее распространения уменьшается. Вместе с тем, по мере своего распространения волна частично отражается от боковых границ бассейна, что приводит к некоторому уменьшению уровня моря в сечении. Этим можно объяснить «волнообразный» характер кривых. Найденные при решении задачи II зависимости довольно хорошо описываются аналитической оценкой. Кривая, полученная при решении задачи I, лежит ниже остальных, причем с уменьшением h/h_0 эта разница возрастает. Такое поведение кривой происходит из-за того, что при $m = 1$ бухта имеет более пологие берега.

Изменения максимальной высоты волны при ее распространении в бухте с параболической формой поперечного сечения ($m = 2$) приведены на рис. 3.4. Зависимости, полученные для распределения уровня моря вдоль оси бухты в рамках задачи I, хорошо согласуются с точным решением. Кривая, которая описывает максимальные значения свободной поверхности вдоль оси бухты, полученные при решении задачи II, лежит выше остальных. Эта разница возрастает с уменьшением отношения h/h_0 .

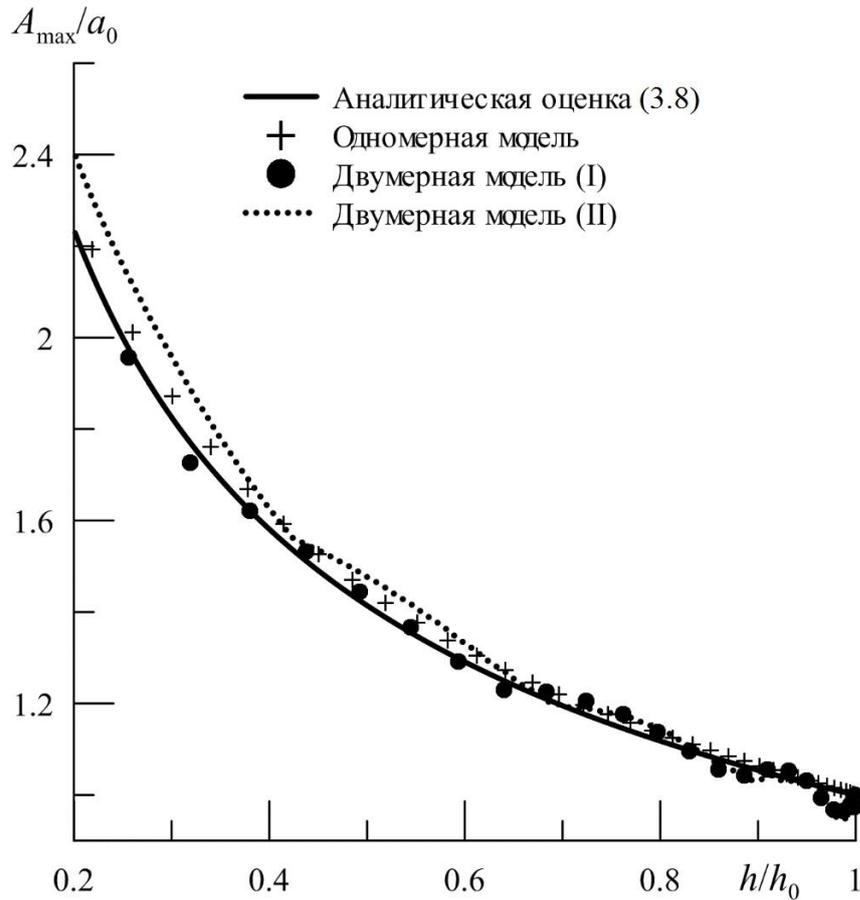


Рисунок 3.4 – Зависимости безразмерной максимальной высоты волны при распространении в бухте с параболической формой поперечного сечения ($m = 2$) от изменения глубины вдоль оси бухты

На рис. 3.5 показаны зависимости безразмерных максимальных высот уровня моря от глубины бухты при $m = 5$. В этом случае форма поперечного сечения бухты близка к прямоугольной и рост амплитудных характеристик волны происходит медленнее по сравнению с рассмотренными выше случаями. Как видно, аналитические и численные оценки, описывающие распределение уровня моря вдоль оси бухты, хорошо совпадают.

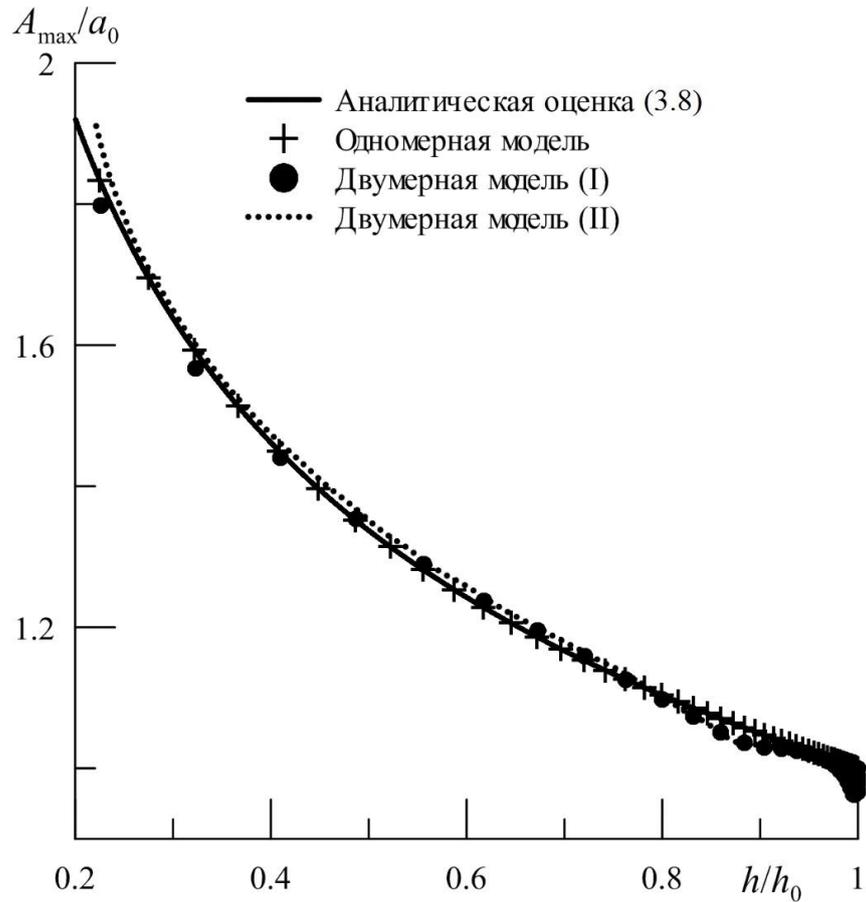


Рисунок 3.5 – Зависимости безразмерной максимальной высоты волны при распространении в бухте с формой поперечного сечения, близкой к прямоугольной ($m = 5$) от изменения глубины вдоль оси бухты

Рассмотрим влияние формы поперечного сечения бухты на высоту наката волн на береговые склоны. На рис. 3.6 представлены нормированные на a_0 значения максимальных заплесков R_{\max} при разных значениях m . Видно, что наибольшие заплески достигаются в бухте с треугольной формой поперечного сечения ($m = 1$). При $m = 5$ существенных заплесков на береговые склоны не происходит, так как такая бухта имеет наиболее крутые берега. Такую задачу можно упростить, заменив процедуру наката волн на берег на условие непротекания.

Далее для разных значений m решалась задача о распространении одиночной волны в U-образной бухте, с использованием осредненных по поперечному сечению бухты уравнений (3.7). На рис. 3.7 показаны максимальные вертикаль-

ные заплески волн на берег (*a*) и глубины отката волн от берега (*b*) от отношения длины бухты к начальной длине волны L/λ_0 .

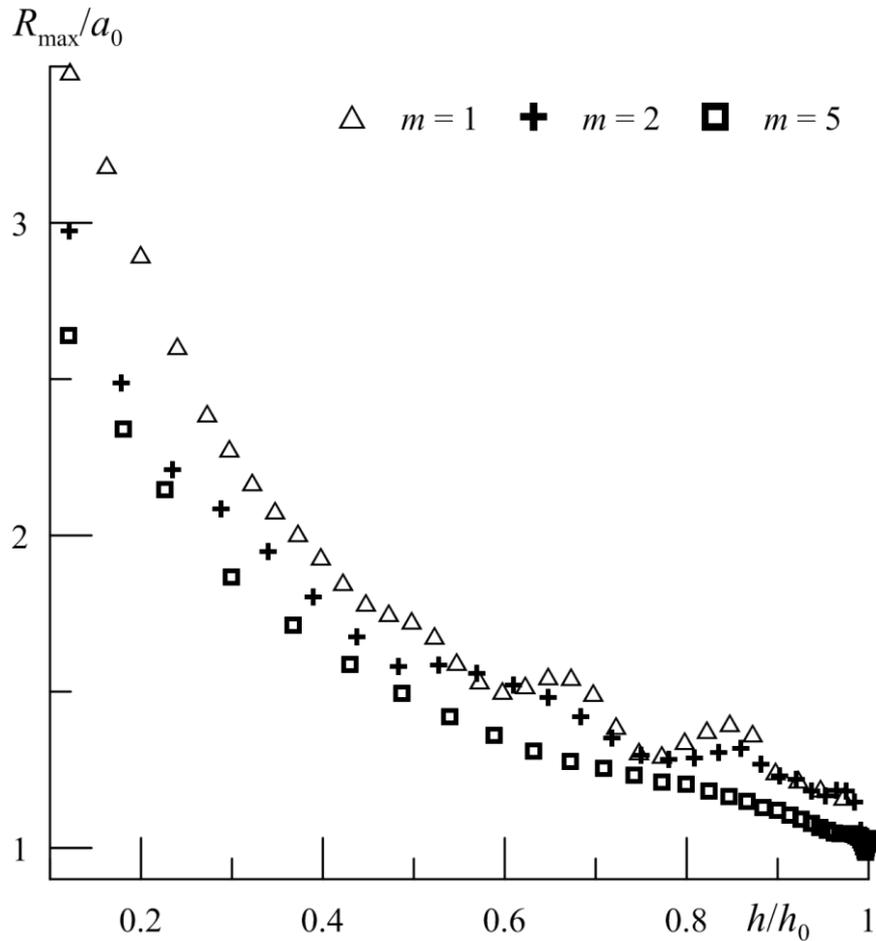


Рисунок 3.6 – Зависимости безразмерной максимальной высоты наката волн на береговые склоны при распространении в бухте с различной формой поперечного сечения, от изменения глубины вдоль оси бухты

Как видно, в бухте с треугольной формой поперечного сечения ($m = 1$) при приближении к берегу высоты волн значительно возрастают из-за наиболее высокой скорости изменения геометрических параметров бассейна. Наклон берега в вершине бухты является довольно пологим, поэтому высота наката волн может достигать экстремальных значений. Для относительно малых длин волн (при больших отношениях L/λ_0) крутизна переднего склона волны нарастает стремительно, что приводит к обрушению волны. С увеличением L/λ_0 глубина отката от берега может превышать по модулю высоту наката на берег.

В бухте с параболической формой поперечного сечения ($m = 2$) также наблюдается рост высоты наката волны с увеличением отношения L/λ_0 . Причем значения высоты наката волн на берег и глубины отката от берега близки по модулю.

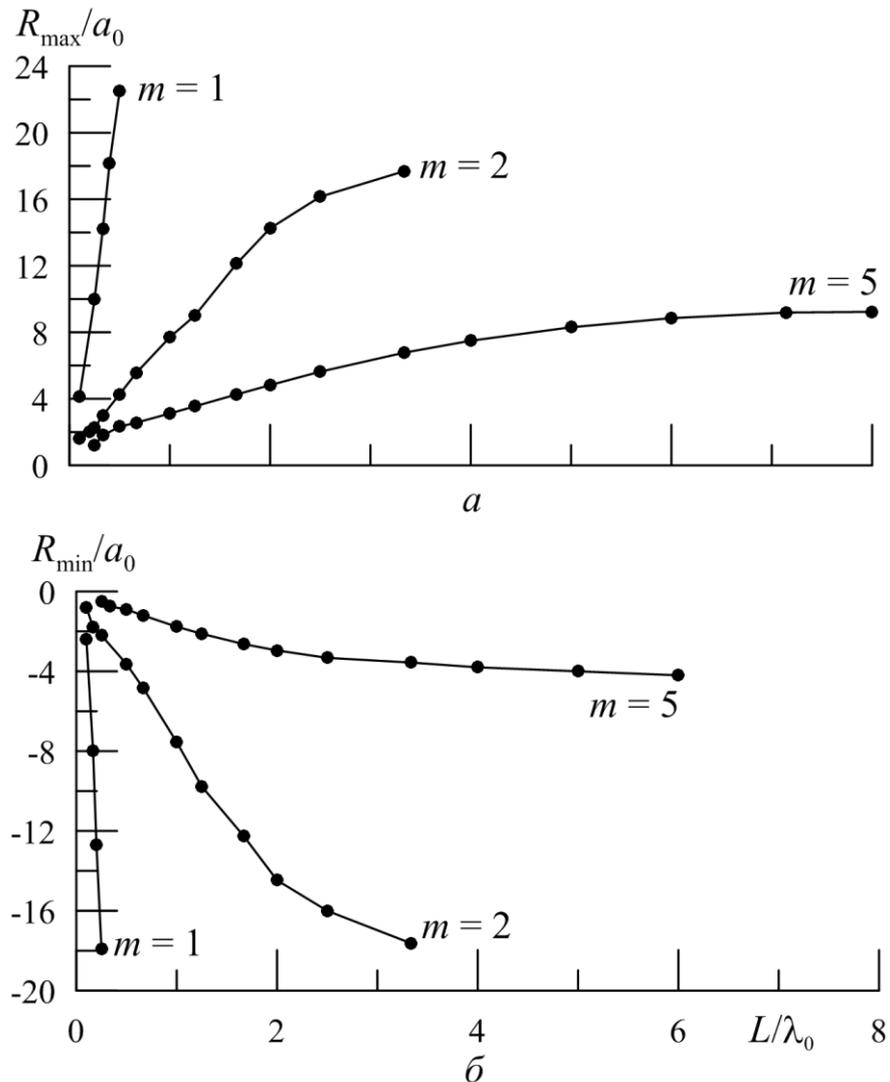


Рисунок 3.7 – Зависимости максимальной высоты наката волн на берег (a) и глубины отката от берега (b) от отношения L/λ_0 в бухтах с различной формой поперечного сечения

При $m = 5$ бассейн имеет наиболее пологое дно и крутой береговой склон, поэтому волна на подходе к берегу усиливается не так значительно, как в выше-

рассмотренных случаях. Глубина отката волны от берега в такой бухте более чем в два раза меньше по модулю высоты наката.

Представленные зависимости получены для необрушивающихся волн. При дальнейшем увеличении длины бассейна или уменьшении длины волны усиливается эффект нелинейности, что проявляется в увеличении крутизны переднего фронта свободной поверхности с последующим ее обрушением. Расстояние, пройденное волной до обрушения, увеличивается с ростом числа m [Базыкина и др., 2017а].

3.3 Влияние ширины входа в бухту на характер распространения волн цунами

Рассмотрим мелководную бухту, ограниченную полукруглой береговой линией (рис. 3.8 а). Глубина бухты максимальна у входа и составляет 36 м, убывая к берегу. Минимальная глубина вдоль побережья бухты принималась равной 4 м. Исследуем процесс проникновения в бухту плоской одиночной волны цунами высотой $a_0 = 1$ м и длиной 10 км.

Задача решалась в рамках двумерной модели нелинейных длинных волн с учетом квадратичного донного трения, которая описывается системой уравнений (3.1 – 3.2) [Bazykina et al., 2015a]. При численной реализации начально-краевой задачи (3.3 – 3.7) использовалась равномерная сетка с пространственными шагами $\Delta x = \Delta y = 100$ м и шагом по времени $\Delta t = 1$ с.

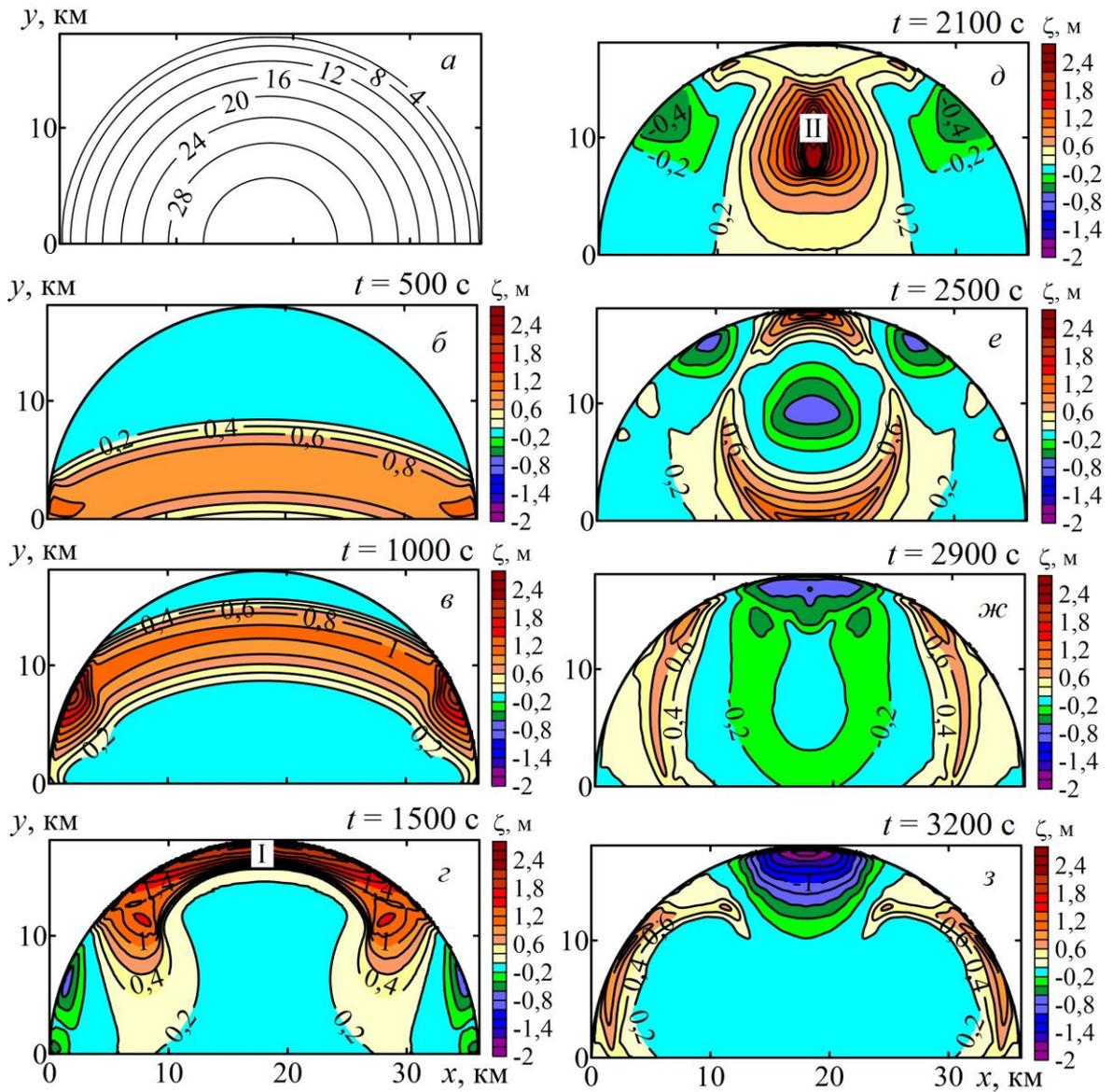


Рисунок 3.8 – Трансформация нелинейной длинной волны при распространении в модельной бухте: рельеф дна (а) и структура волнового поля в различные моменты времени (б–з). Длина волны при входе в бухту 10 км

Анализ результатов численных экспериментов показывает, что при входе волны в бухту происходит изгиб ее фронта (рис. 3.8 б). По мере распространения волны в бухте возникают два возвышения уровня в мелководной области вдоль береговой черты (рис. 3.8 в). Вблизи волн повышения образуются четко прослеживаемые впадины, при отражении волны от берега ее высота значительно возрастает (рис. 3.8 з). Здесь располагается первая зона усиления волны (I), высота которой превышает 2 м. Волна, отразившись от берега, формирует локальный

подъем уровня моря в средней части, концентрируя в ней основную энергию (рис. 3.8 *д*); здесь расположена вторая зона усиления волн в бухте (II). В ее окрестности глубины более существенны по сравнению с глубинами первой зоны усиления волн; высота волны может достигать 3 м и более. После опускания этого возвышения образуется кольцевая волна (рис. 3.8 *е*), направленная к выходу. В области второго максимума следом за волной повышения происходит опускание поверхности моря (рис. 3.8 *е*). Что касается двух впадин, распространяющихся вдоль береговой черты, то они образуют понижение уровня моря в зоне первоначального наката на берег (рис. 3.8 *ж, з*). Со временем волна полностью покидает акваторию бухты.

Проведена серия численных экспериментов, в которых рассматриваемая бухта имела частично перекрытый вход. Анализировалось влияние ширины входа W на процесс эволюции волны. На рис. 3.9 показаны распределения уровня моря при распространении волны в бухтах с различной шириной жидкой границы в момент отражения волны от береговой черты (рис. 3.9 *а, б, в*) и при возникновении локального максимума в средней части бухт (рис. 3.9 *г, д, е*). В бухте с частично перекрытым входом волна излучается как кольцевая, ее фронт по форме повторяет очертания берега. С уменьшением ширины входа в бухту локальная максимальная высота волны также уменьшается. Подойдя к берегу, волна усиливается, а ее длина уменьшается. Положение второго максимума, который образуется в центре бухты, при сужении входа в бухту смещается по направлению к этому входу. Существенных понижений уровня моря в такой бухте не наблюдается.

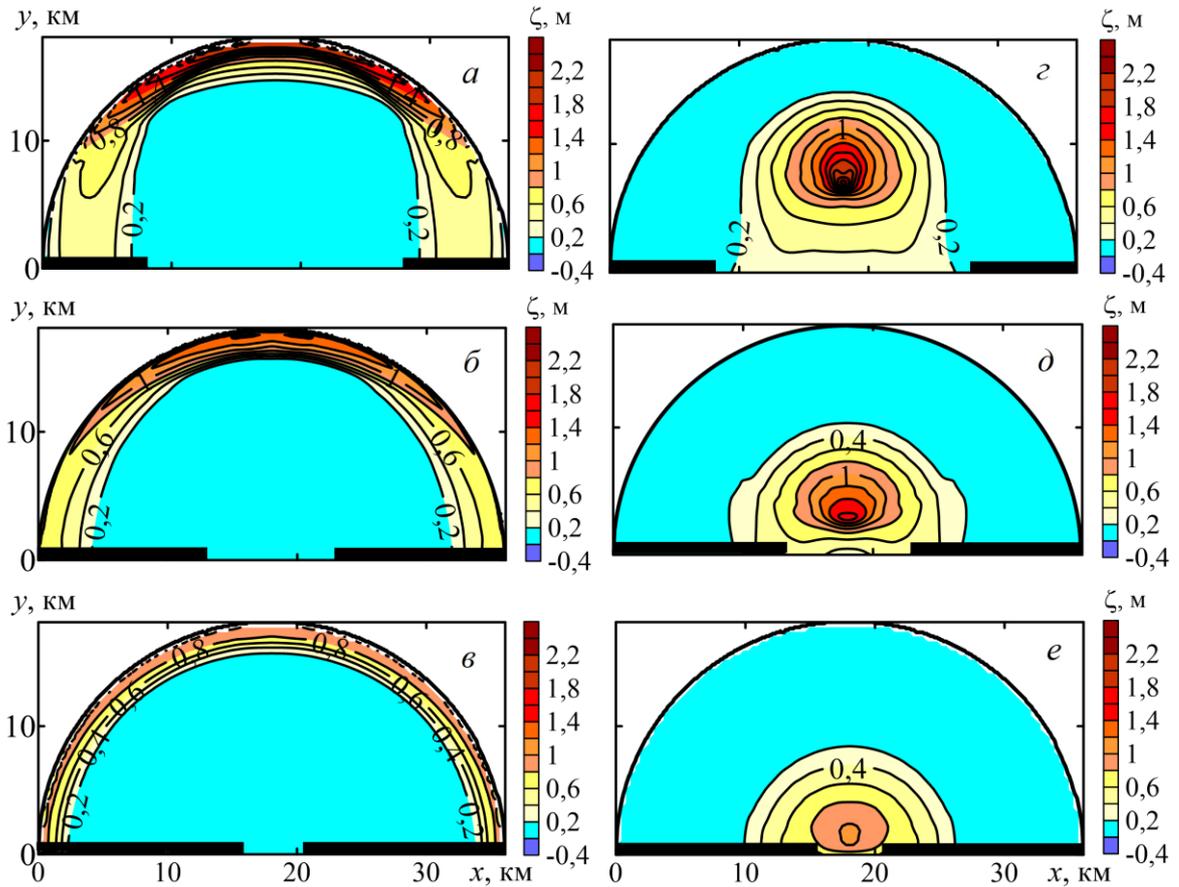


Рисунок 3.9 – Распространение нелинейной длинной волны в бухтах с различной шириной входа: *а, б, в* – в моменты максимального наката волны на боковую границу бухт с шириной входа 20, 10 и 5 км соответственно; *г, д, е* – в моменты выхода волны из бухт

Таким образом, в бухте существуют две зоны локального усиления волн. Оценим максимальные высоты возвышений уровня моря в зависимости от ширины входа в бухту. На рис. 3.10 представлены зависимости максимальных подъемов уровня моря от начальной длины волны для первого (вдоль береговой черты) (рис. 3.10 *а*) и второго (в центре бухты) (рис. 3.10 *б*) локальных максимумов соответственно.

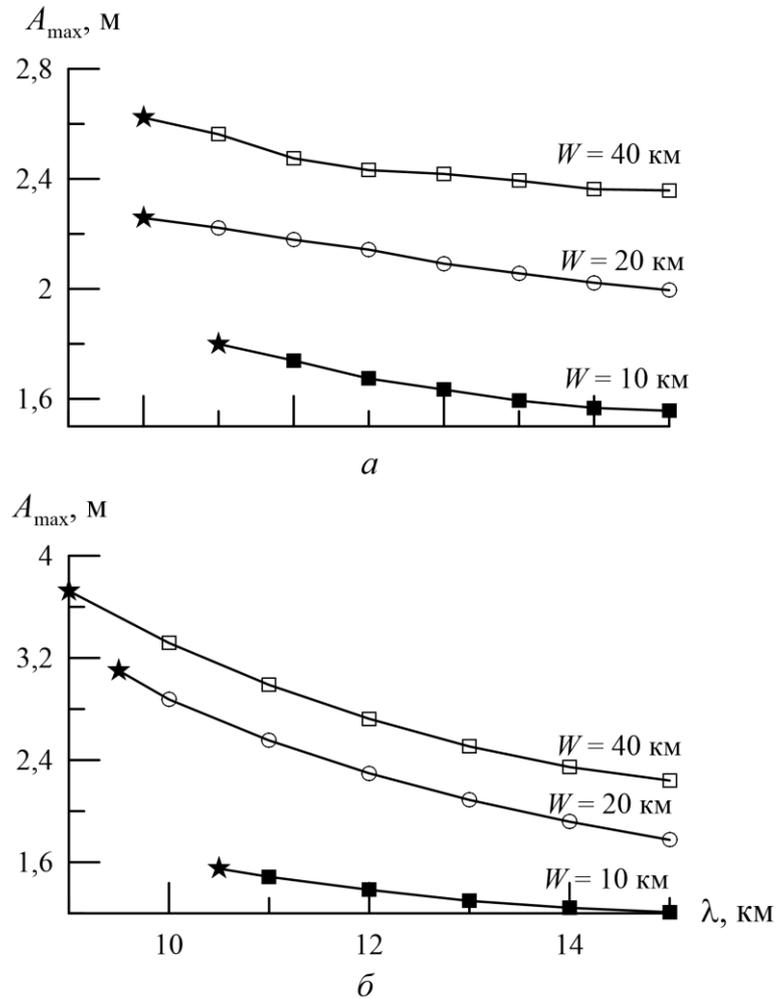


Рисунок 3.10 – Максимальные подъемы уровня моря в зависимости от начальной длины волны в двух зонах наибольшего локального усиления: a – в зоне I; b – в зоне II. Звездочка разделяет режимы обрушивающихся и необрушивающихся волн

Зависимости наибольших понижений уровня моря от длины входящей в бухту волны показаны на рис. 3.11. Амплитуда волны уменьшается с ростом длины волны. Учет квадратичного придонного трения в уравнениях движения приводит к уменьшению амплитуды волны тем сильнее, чем меньше глубина бухты. Также численные расчеты показали, что учет донного трения может увеличивать расстояние, которое волна проходит до обрушения.

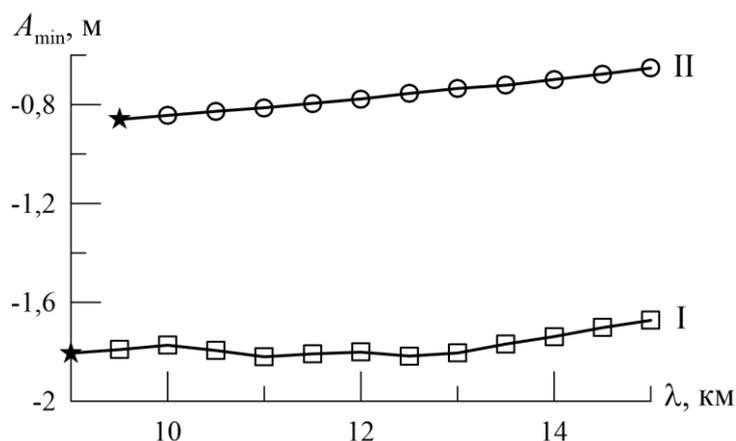


Рисунок 3.11 – Экстремальные понижения уровня моря в зонах I и II в зависимости от начальной длины волны

Таким образом, в бухтах полукруглой формы волны распространяются с образованием локальных повышений и понижений уровня моря вблизи берега и при фокусировке в средней части акватории бухты. В бухтах с полуограниченной жидкой границей волна излучается как кольцевая без понижения уровня моря. Сужение жидкой границы бухты приводит к смещению второго локального максимума к выходу из бухты [Bazykina et al., 2015a].

3.4 Распространение волн цунами в бухтах и заливах Черного моря

В настоящем параграфе исследуется распространение волн цунами в реальных заливах и бухтах различной конфигурации.

Феодосийский залив. Феодосийский залив находится на юго-востоке Крымского побережья Черного моря. Залив широкой дугой глубоко вдается в сушу и обладает ровным пологим дном. Глубина у его входа составляет 20–30 м. Распределение глубин в заливе показано на рис. 3.12 а. Минимальная глубина у берега принималась равной 4 м. Глубина у входа составляет 30–36 м. Форма и батиметрия залива напоминают уже рассмотренную ранее модельную бухту (рис. 3.12 а) [Bazykina et al., 2015a].

Проанализируем процесс распространения одиночной плоской волны в Феодосийском заливе. Расчет проводился с использованием равномерной сетки с

пространственными шагами $\Delta x = \Delta y = 100$ м и шагом по времени $\Delta t = 1$ с. Начальная амплитуда волны равна 1 м, длина – 10 км. Результаты численного моделирования приведены на рис. 3.12. Как видно, при входе в залив фронт волны изгибается (рис. 3.12 б). Вдоль береговой черты возникают возвышения (рис. 3.12 в), причем слева волна усиливается значительно вследствие более резкого изменения глубины и наличия выступающего мыса. По мере распространения волны ее высота растет и при отражении от берега достигает 3 м (рис. 3.12 г, д). Вдоль береговой черты отмечена первая зона наибольшего локального усиления волн (I). Отраженная волна усиливается в средней части (рис. 3.12 ж), где возникает еще один локальный максимум (II), движущийся в направлении выхода из залива (рис. 3.12 з).

Проведены оценки экстремальных возвышений уровня моря в зависимости от длины входящей в Феодосийский залив волны. Из рис. 3.13 видно, что в зоне усиления I максимальные высоты волн могут достигать 3–4 м, а повышения уровня моря в зоне усиления II – 2–3 м, причем с уменьшением длины волны ее максимальная высота увеличивается .

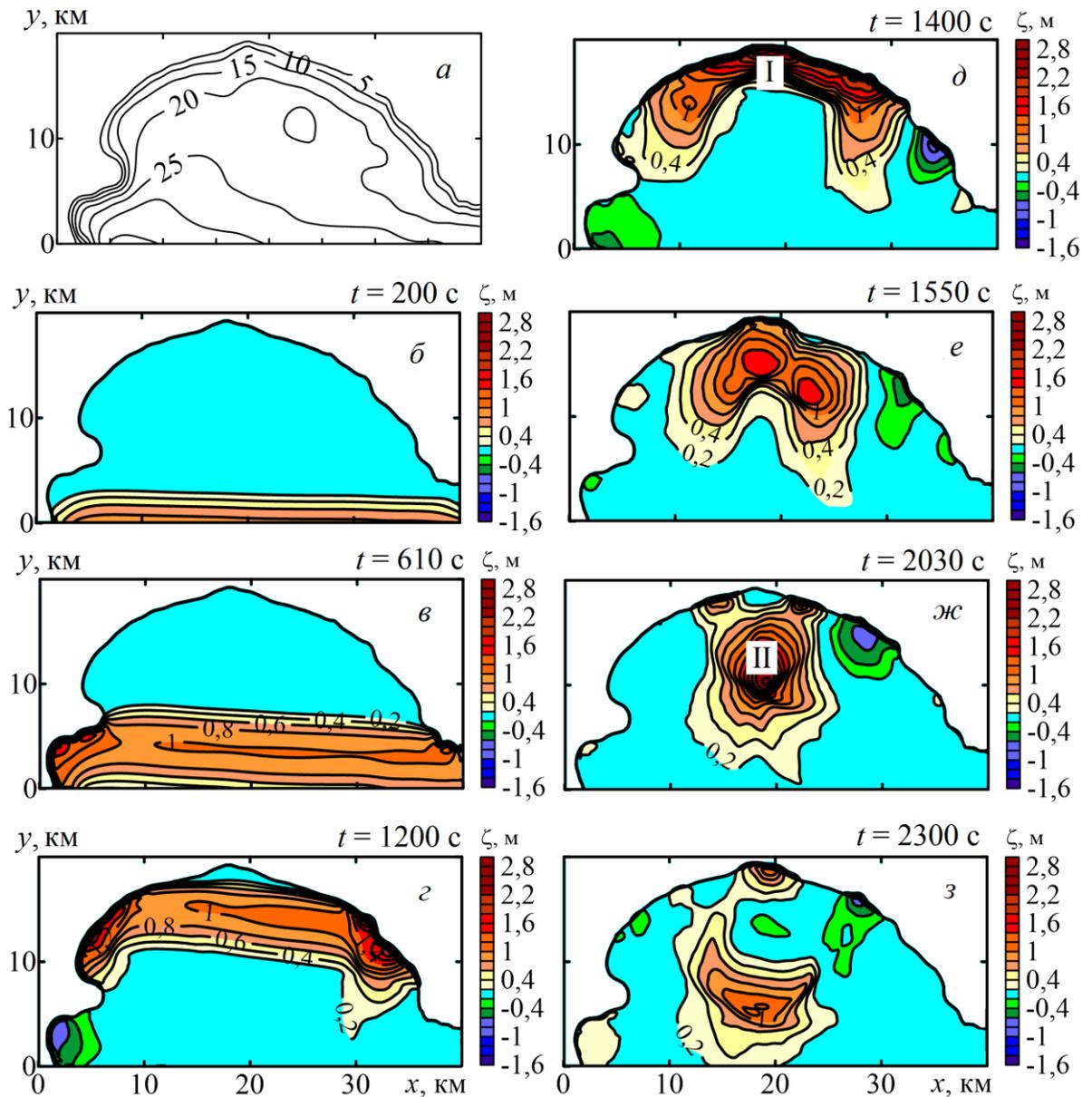


Рисунок 3.12 – Распространение нелинейной длинной волны в Феодосийском заливе Черного моря: рельеф дна (а) и распределение смещений уровня моря в различные моменты времени (б–з). Длина волны при входе в бухту 10 км

При распространении волны цунами в Феодосийском заливе в указанных зонах усиления следом за возвышениями уровня моря возникают понижения уровня моря [Bazykina et al., 2015a].

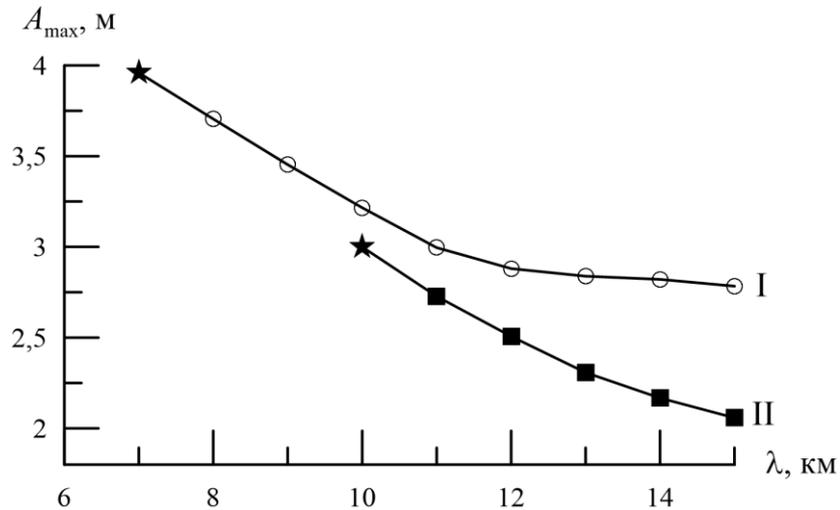


Рисунок 3.13 – Зависимости максимальных возвышений уровня моря в Феодосийском заливе от начальной длины волны в зонах наибольшего локального усиления. Звездочка разделяет режимы обрушивающихся и необрушивающихся волн

Балаклавская бухта. Примером бухты с сильно ограниченной связью с открытой частью Черного моря является Балаклавская бухта. Бухта врезана вглубь расщелины скального массива в северном направлении на расстояние до 1500 м. Глубина в вершине бухты составляет 5–10 м и до 35 м в горловине. Конфигурация береговой черты разделяет бухту на две части – южную глубоководную, сообщаемую с открытой частью моря, и северную мелководную, практически застойную часть. Известно, что во время цунами 1927 г. в Балаклавской бухте уровень моря упал на 1 м ниже обычного значения, а затем превысил его более чем на 1 м [Шнюков и др., 1994].

Рассмотрим распространение длинной волны цунами в Балаклавской бухте. Численное моделирование выполнялось на равномерной сетке с шагами по координатам $\Delta x = \Delta y = 5$ м и шагом по времени $\Delta t = 0,1$ с. Начальная высота и длина волны соответственно равны 0,5 м и 1 км. В бухту входит волна повышения, которая усиливается в наиболее изогнутой узкой области бухты до 1 м, частично отражается, а частично проходит в более мелководную область (рис. 3.14) При достижении вершины бухты высота волны возрастает до 2 м. Следующая за волной повышения волна понижения также частично отражается, и частично проходит в

более мелководную область, при этом понижения уровня достигают -1 м. Из-за узости и изогнутости бухты наблюдаются довольно продолжительные колебания уровня моря вдоль ее акватории с частичным выходом волн в ее более глубоководную зону.

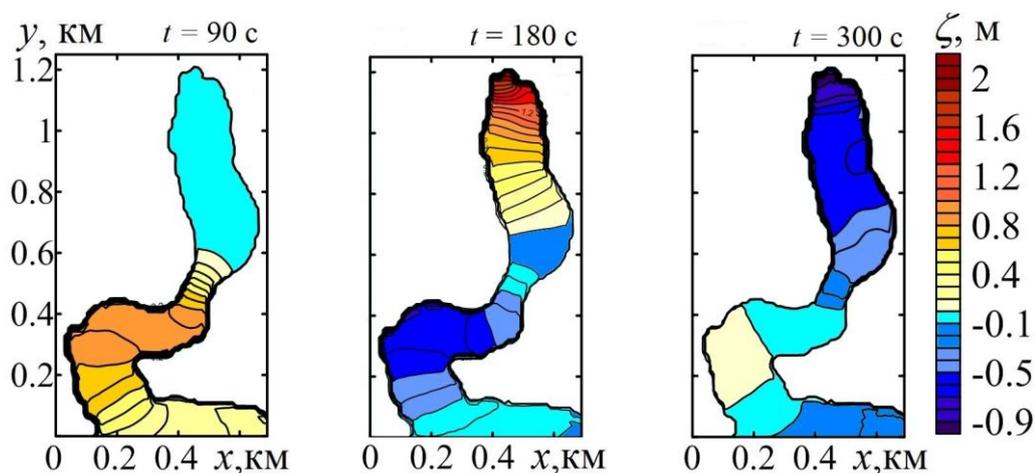


Рисунок 3.14 – Распространение нелинейной длинной волны в Балаклавской бухте

На рис. 3.15 представлены зависимости экстремальных возвышений уровня моря в средней части Балаклавской бухты (I) и в вершине бухты (II) от длины волны. Расстояние, пройденное нелинейной волной до обрушения, сокращается при уменьшении начальной длины волны.

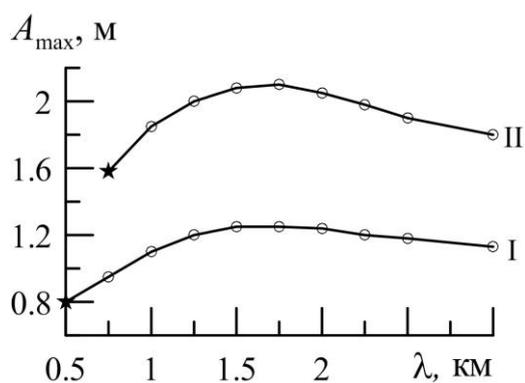


Рисунок 3.15 – Зависимости максимальных возвышений уровня моря в Балаклавской бухте от начальной длины волны в зонах наибольшего локального усиления.

Звездочка разделяет режимы обрушивающихся и необрушивающихся волн

Экстремальные горизонтальные скорости волны отмечены в средней части бухты как в наиболее узкой, а также в мелководной области при подходе к вершине бухты и могут достигать 1,85 м/с [Доценко и др., 2017].

Геленджикская бухта. Менее опасны волны цунами в широких бухтах с узкой шириной жидкой границы, где высота волны в вершине бухты в несколько раз меньше, чем на входе в бухту, за счет увеличения ее поперечного сечения [Доценко и др., 2017]. В бухтах с широкой акваторией и узкой частью жидкой границы энергия входящих волн передается большому объему водной массы внутри бухты. Увеличение свободного пространства при входе цунами в такую бухту приводит к ослаблению волн. В таких бухтах снижается опасность разрушений волнами прибрежных сооружений.

В качестве примера широкой бухты с узкой шириной жидкой границы рассмотрим Геленджикскую бухту. Численное моделирование проникновения в бухту выполнялось на равномерной сетке с шагами $\Delta x = \Delta y = 5$ м и шагом по времени $\Delta t = 0,1$ с. Начальная высота и длина волны соответственно равны 1 м и 2 км. Как показывают результаты расчетов (рис. 3.16), волна проникает в бухту через узкое горло, попадая в широкую часть бухты, где амплитуда и горизонтальные скорости волны уменьшаются. При распространении волны в бухте усиление амплитудных характеристик происходит в узкой части бухты и при отражении от берега (рис. 3.16). При этом высота волны возрастает до 1,5 м, а горизонтальные скорости могут достигать 1,8 м/с [Доценко и др., 2017].

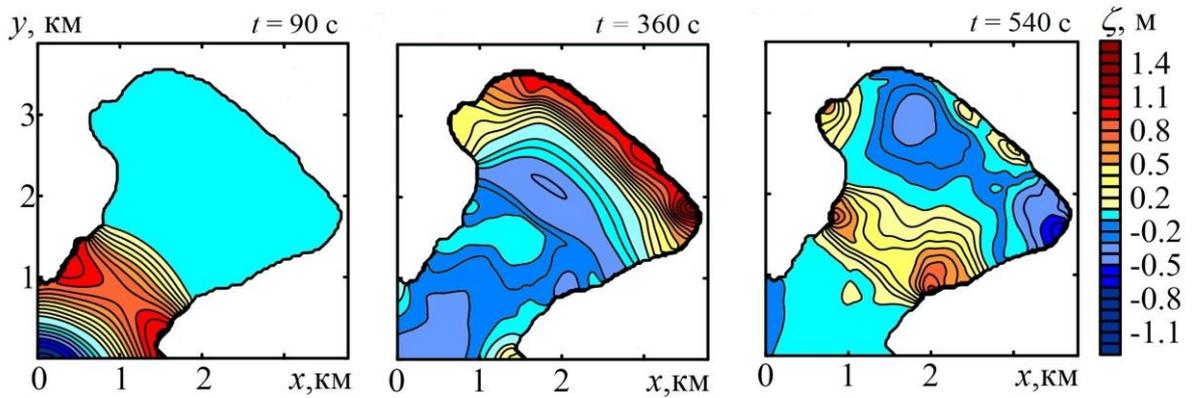


Рисунок 3.16 – Распространение нелинейной длинной волны в Геленджикской бухте

Выводы к Разделу 3

В третьем разделе в рамках двумерной длинноволновой модели исследованы закономерности распространения волн цунами в бухтах модельной и реальной конфигурации. Получены оценки максимальных высот уровня моря при распространении и накате волн на берег. Основные результаты данного раздела заключаются в следующем.

1. Показано, что в бухтах и заливах с широким входом волны распространяются с образованием локальных повышений и понижений уровня моря у берега и в средней части акватории. Подобная эволюция волн характерна для Феодосийского залива, где локальные повышения уровня моря могут быть больше амплитуды волны на входе в 3 раза.

2. В бухтах (заливах) с узким входом волна излучается внутрь акватории в виде кольцевой волны без понижения уровня моря. Подобный процесс распространения волн характерен для Геленджикской бухты: где амплитуда волны усиливается до 1,5 раз.

3. Проникновение волн в узкие бухты сопровождается значительным усилением амплитудных характеристик. При вхождении волны в Балаклавскую бухту, волна частично отражается, а частично проходит через коленаобразную часть в более мелководную область, где амплитуда волны увеличивается в 4–5

раз. Из-за узости и изогнутости бухты наблюдаются довольно продолжительные колебания уровня моря вдоль ее акватории с частичным выходом волн в ее более глубоководную зону [Доценко и др., 2017].

Основные результаты Раздела 3 опубликованы в статьях [Базыкина и др., 2016б, 2017а, 2017б; Bazykina et al., 2016, 2017], тезисах и материалах конференций [Базыкина и др., 2015б; 2016б, 2016в; Доценко и др., 2016, 2017].

РАЗДЕЛ 4 ВОЛНЫ ЦУНАМИ В АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОМ БАССЕЙНЕ

4.1 Математическая постановка задачи и метод решения

Настоящий раздел посвящен исследованию формирования и распространения волн от очагов генерации цунами в Черном и Азовском морях, которые соответствовали уже имевшим место цунамигенным событиям. Несмотря на то, что будущие события, вероятно, могут произойти и в других зонах, это не исключает возможности повторения подобных землетрясений.

Основополагающими работами в исследовании проблемы цунами в Азово-Черноморском бассейне являются работы [Доценко, 1994; 1995; 1998; 2012; Доценко и др., 1995; 2009; 2010; 2013]. В них показано, что наиболее вероятными цунамигенными зонами являются южный участок шельфа Крымского полуострова, Западно-Кубанское, Сухумское и Северное побережье Турции. В [Доценко и др., 2013] изложены результаты численного моделирования особенностей распространения цунами в Черном море из зон наиболее вероятной сейсмической генерации волн [Bazykina et al., 2019].

Требуются дополнительные исследования и расширение представления о динамике волн цунами в Азово-Черноморском бассейне, особенно в прибрежной зоне. Своевременное прогнозирование этого опасного природного явления и определение наиболее подверженных воздействию волн цунами участков побережья является важной задачей по мониторингу и защите прибрежной зоны Черного моря.

На основе численных экспериментов получены значения максимальных повышений уровня моря вдоль побережья Черного и Азовского морей при распространении волн цунами из зон локальных землетрясений. Для каждой зоны оценено время добегания волн до побережья. Выявлены наиболее подверженные воздействию волн участки побережья [Bazykina et al., 2019].

Представлены результаты численного моделирования эволюции цунами, вызванного Ялтинским землетрясением 12 сентября 1927 г. В отличие от работы

[Доценко и др., 1995] расчеты проводились с использованием более подробной батиметрической сетки с разрешением 30". Исследована эволюция волн из эллиптического очага цунами по всей акватории Черного моря. Для ряда пунктов Крымского и Кавказского побережий модельные данные сопоставлены с натурными наблюдениями. Изучено распространение волн из очага цунами на шельфе южной части Крымского побережья, наиболее подверженном разрушительному воздействию. Проанализированы мареограммы для этого участка побережья и максимальные повышения и понижения уровня моря при накате волн на берег.

Рассматривается бассейн, рельеф дна которого и форма береговой черты моделируют Черное море. В расчетах использовалась 30-секундная батиметрия Мирового океана (данные взяты из *General Bathymetric Chart of the Oceans Digital Atlas* (URL: <https://www.gebco.net/>) [Bazykina et al., 2018]). Она представлена на рис. 4.1.

° с. ш.

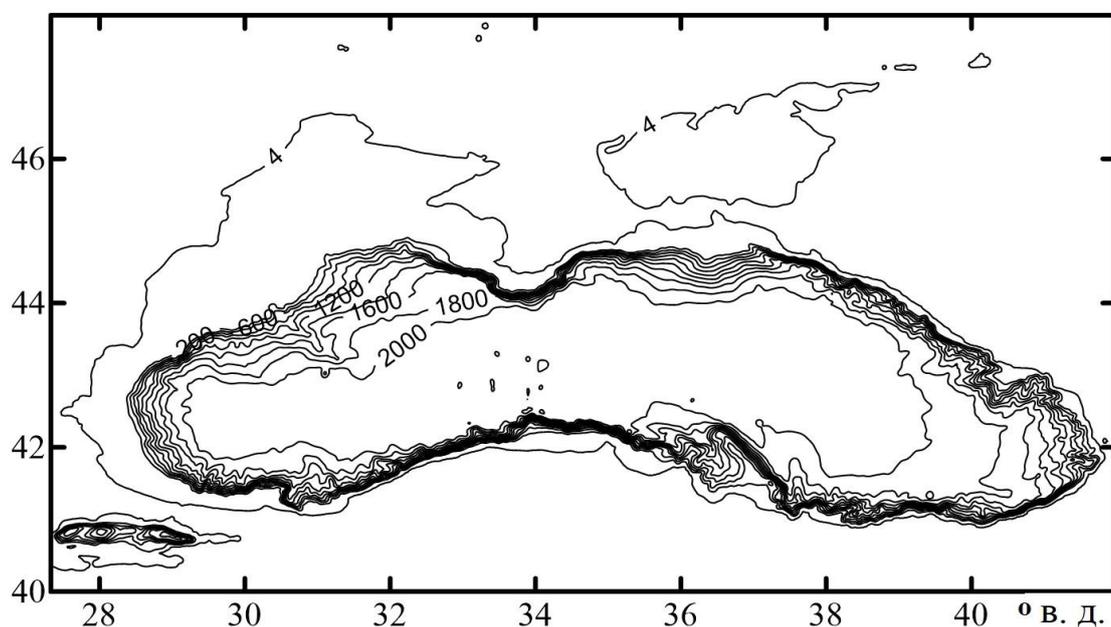


Рисунок 4.1 – Распределение глубин в бассейне Черного моря

Моделирование генерации цунами осуществлялось заданием начального смещения уровня моря в эллиптической области при нулевом поле скорости.

Начальное смещение свободной поверхности моря с центром в точке (x_0, y_0) и большой и малой осями L и W задавалось в виде распределения

$$\zeta_0 = a_0 \cos^2(\pi r / 2) \quad (r \leq 1), \quad \zeta_0 = 0 \quad (r > 1), \quad (4.1)$$

$$\text{где } r = 2\sqrt{(x_1 / L)^2 + (y_1 / W)^2};$$

$$x_1 = (x - x_0)\cos\alpha + (y - y_0)\sin\alpha;$$

$$y_1 = (y - y_0)\cos\alpha - (x - x_0)\sin\alpha;$$

α – угол наклона большой оси эллипса к оси x , отсчитываемый против часовой стрелки.

Оси эллиптической зоны генерации L и W определялись в зависимости от магнитуды землетрясения M по эмпирическим формулам [Уломов и др., 1993]:

$$\lg L = 0,6M - 2,5, \quad \lg W = 0,15M + 0,42, \quad \lg a_0 = 0,8M - 5,6 \quad (M \geq 6,5). \quad (4.2)$$

Максимальное смещение поверхности моря a_0 в зоне землетрясения принималось равным 1 м, а большая и малая оси эллипса равнялись 50 и 29 км, что соответствует формуле (4.2) с магнитудой $M = 7$. Начальное возвышение располагалось так, чтобы продольная ось эллипса была вытянута вдоль изобаты 1000 м.

Для описания процесса распространения волн цунами использовались нелинейные уравнения мелкой воды, учитывающие квадратичное донное трение [Liu et al., 1995]:

$$\begin{cases} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{U^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{UV}{H} \right) = -gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{gk^2}{H^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2} \\ \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{UV}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V^2}{H} \right) = -gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{gk^2}{H^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2}, \\ \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0, \end{cases} \quad (4.3)$$

где x, y – зональная и меридиональная координаты;

t – время;

$U(x, y, t)$ и $V(x, y, t)$ – проекции вектора полного потока жидкости на оси x и y соответственно;

$\zeta(x, y, t)$ – смещение свободной поверхности жидкости от горизонтального положения;

$H = h(x, y) + \zeta(x, y, t)$ – полная (динамическая) глубина жидкости;

$h(x, y)$ – глубина бассейна при невозмущенном состоянии жидкости;

g – ускорение свободного падения;

$k = 0,013 \text{ с/м}^{1/3}$ – параметр шероховатости Маннинга.

Расчеты проводились на сетке с пространственным шагом 500 м и шагом по времени 1 с, расчеты выполнялись до изобаты 4 м. На твердых береговых границах расчетной области принималась равной нулю нормальная компонента полного потока [Bazykina et al., 2018].

4.2 Моделирование волн цунами в Азово-Черноморском регионе от сейсмических источников генерации

Согласно «Historical Tsunami Database for the World Ocean» [http://tsun.sccc.ru/nh/tsun_descr.html], произошедшие за 3000 лет 32 цунамигенных подводных землетрясения вызвали волны различной интенсивности. Очаги этих землетрясений представлены на рис. 4.2. Все эти землетрясения происходили, в основном, на материковом склоне, вдоль изобат, не превышающих 1500 м.

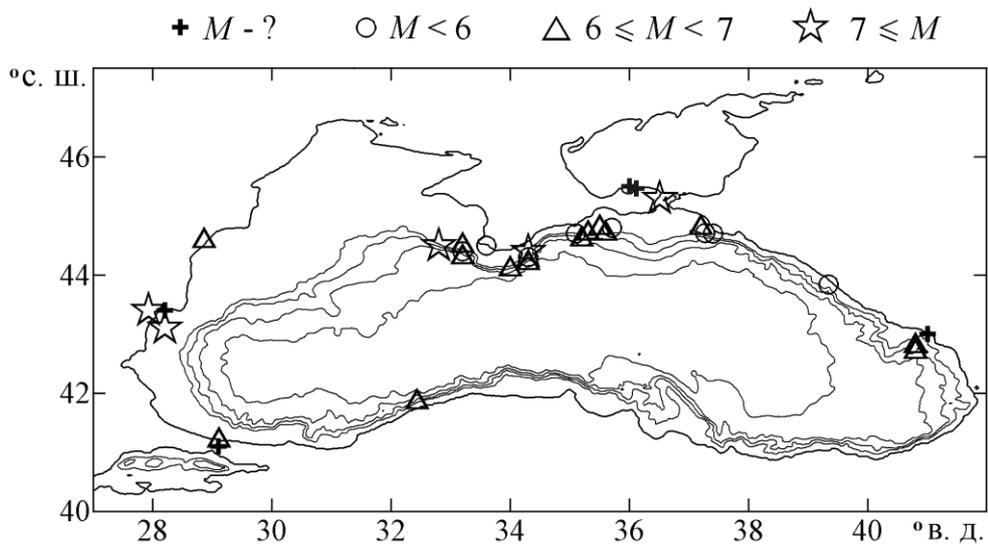


Рисунок 4.2 – Местоположение очагов цунамигенных подводных землетрясений в Азово-Черноморском бассейне, произошедших за 3000 лет

Численное моделирование проводилось для 10 сейсмически активных зон генерации цунами. Большинство этих зон находятся в Черном море: у Крымского побережья – вблизи Севастополя, Ялты, Феодосии; вдоль Кавказского побережья – вблизи Анапы, Сочи, Сухума; у побережья Турции – около порта Бартын, а также недалеко от пролива Босфор; и, наконец, у берегов Болгарии вблизи Варны. Один очаг расположен в Азовском море – вблизи м. Казантип. Местоположение указанных очагов показано на рис. 4.3. Все они размещены таким образом, чтобы большая ось эллипса была вытянута вдоль изобаты. Черноморские очаги располагались вдоль изобаты 1000 м, а очаг в Азовском море (1) – вдоль изобаты 10м.

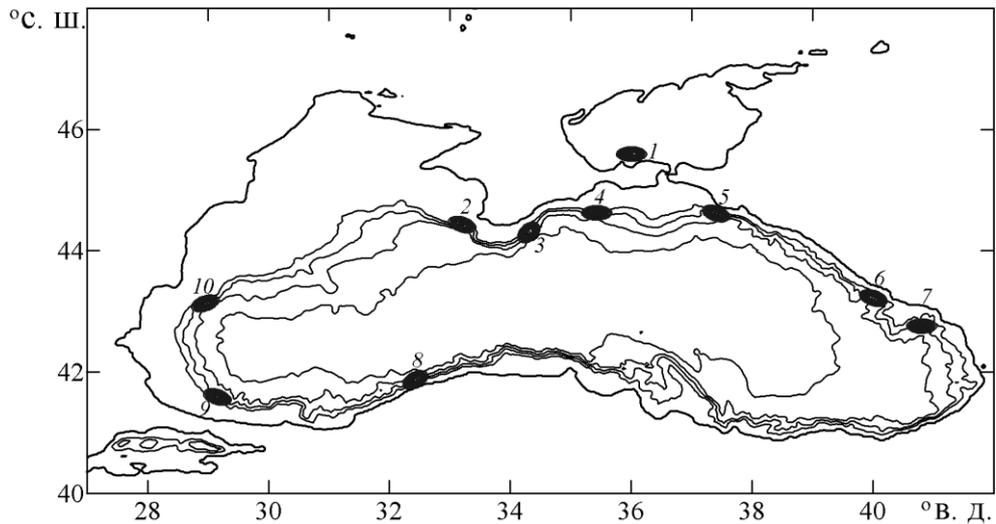


Рисунок 4.3 – Расчетные эллиптические очаги генерации цунами в Азово-Черноморском бассейне

Как показали расчеты, в результате распространения эллиптического возвышения образуется кольцевая волна, которая распространяется неравномерно вследствие неоднородностей рельефа дна и спустя 3 ч. волновые движения охватывают всю акваторию Черного моря.

Время добегания волн до различных участков побережья показано на рис. 4.4. Видно, что наименьшее время добегания волн из эпицентра землетрясения до ближайших к очагу участков побережья составляет нескольких минут. Максимальное время распространения волн во всех случаях прослеживается для участков побережья вблизи Одессы и составляет от 3 до 4,5 ч, что обусловлено низкой скоростью распространения на шельфе в северо-западной части моря.

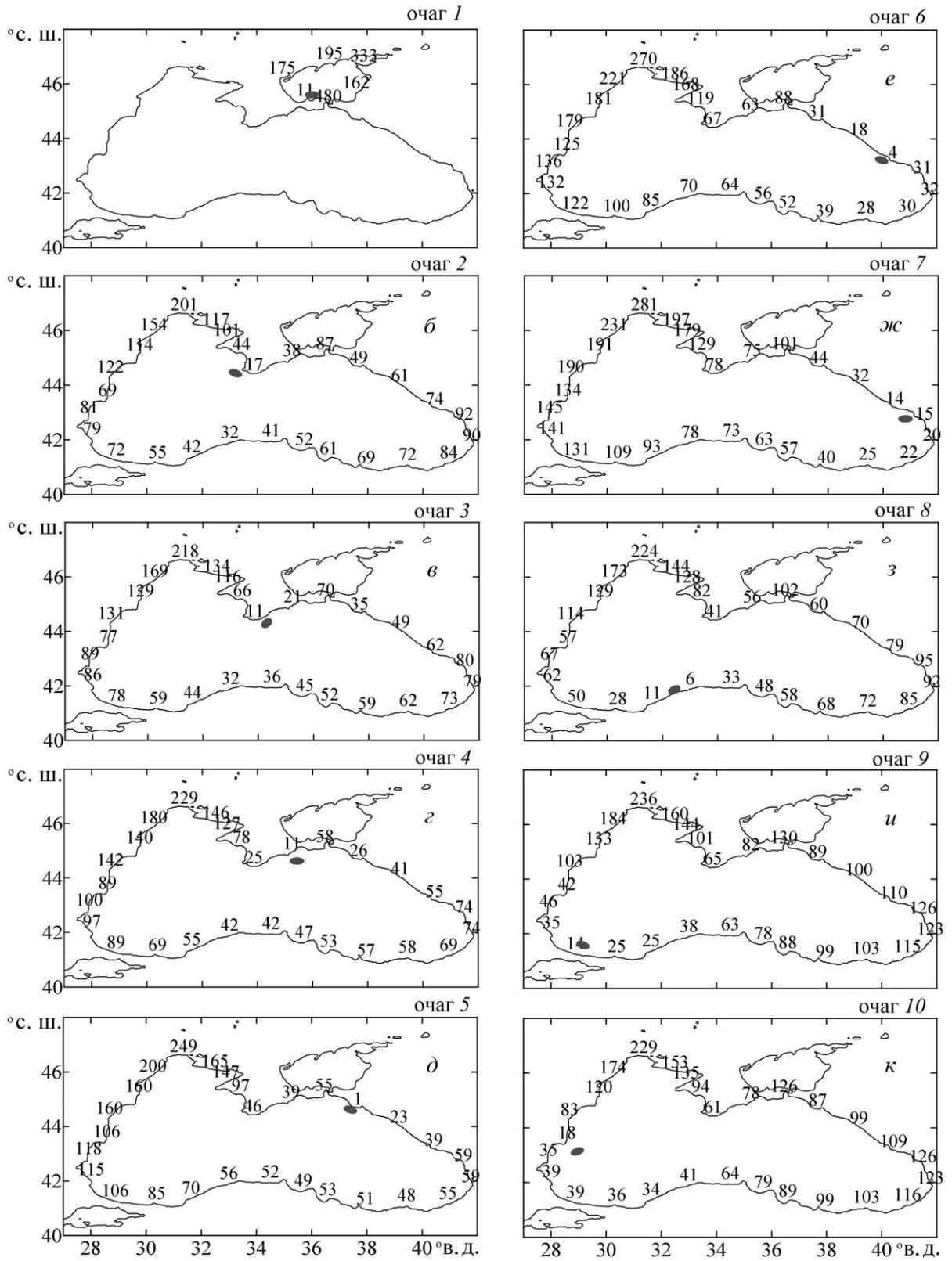


Рисунок 4.4 – Время добегания волн цунами (мин) до побережья Азово-Черноморского бассейна при различном положении эллиптических очагов цунами

Если очаг землетрясения расположен вблизи Крымского побережья, то волны достигают Турецкого берега около получаса – 40 мин, Болгарского – около 1 – 2 часов, Кавказского – от получаса до полутора часов. Волны цунами из очага, который находится около Кавказского побережья, добегают до берегов Крыма и Турции от 40 мин до полутора часов, до Болгарии – около 2 ч.

Из очага у Турецкого побережья волны достигают берегов Крыма в течение 40–60 мин., Болгарского и Кавказского побережий – 1–2 часа. Из района Болгарского побережья волны добегают до берегов Турции за время от 40 мин до 1,5 ч, Крымского и Кавказского побережья волны достигают за 1,5–2 ч.

Максимальные повышения уровня моря вдоль побережья Азово-Черноморского бассейна при различном положении эллиптических очагов цунами показаны на рис. 4.5. Отсюда следует, что наиболее подвержены цунами ближайшие к очагу участки побережья. Волны, которые распространяются из очага, расположенного в Азовском море (рис. 4.5 *a*), через Керченский пролив проникают в существенно более глубокий бассейн Черного моря и быстро затухают. Если очаг землетрясения расположен в западной части Черного моря, то максимальные высоты волн в этой части более значительные, чем в восточной, и наоборот.

Распределение максимумов высот волн цунами вдоль побережья Азово-Черноморского бассейна показано на рис. 4.6. Как видно, наиболее подверженными цунами являются участки Крымско-Кавказского побережья и Болгарии. Северо-западная часть Черного моря наименее подвержена воздействию волн цунами, вызванных подводными землетрясениями.

На примере очага 10, расположенного близ Варны, рассчитаны максимальные повышения уровня моря вдоль побережья в случае изменения местоположения эллиптического очага генерации цунами: над изобатами 500, 1000 и 1500 м. На рис. 4.7 показано распределение максимальных высот волн вдоль побережья Черного моря для этих трех случаев. Отсюда видно, что с увеличением глубины бассейна, в зоне которой происходит генерация локального очага цунами, колебания уровня моря возрастают. Так в случае сдвига очага генерации цунами из зоны

с глубиной бассейна $H = 1000$ м в зону с $H = 1500$ м, происходит усиление волновых колебаний до 20 %.

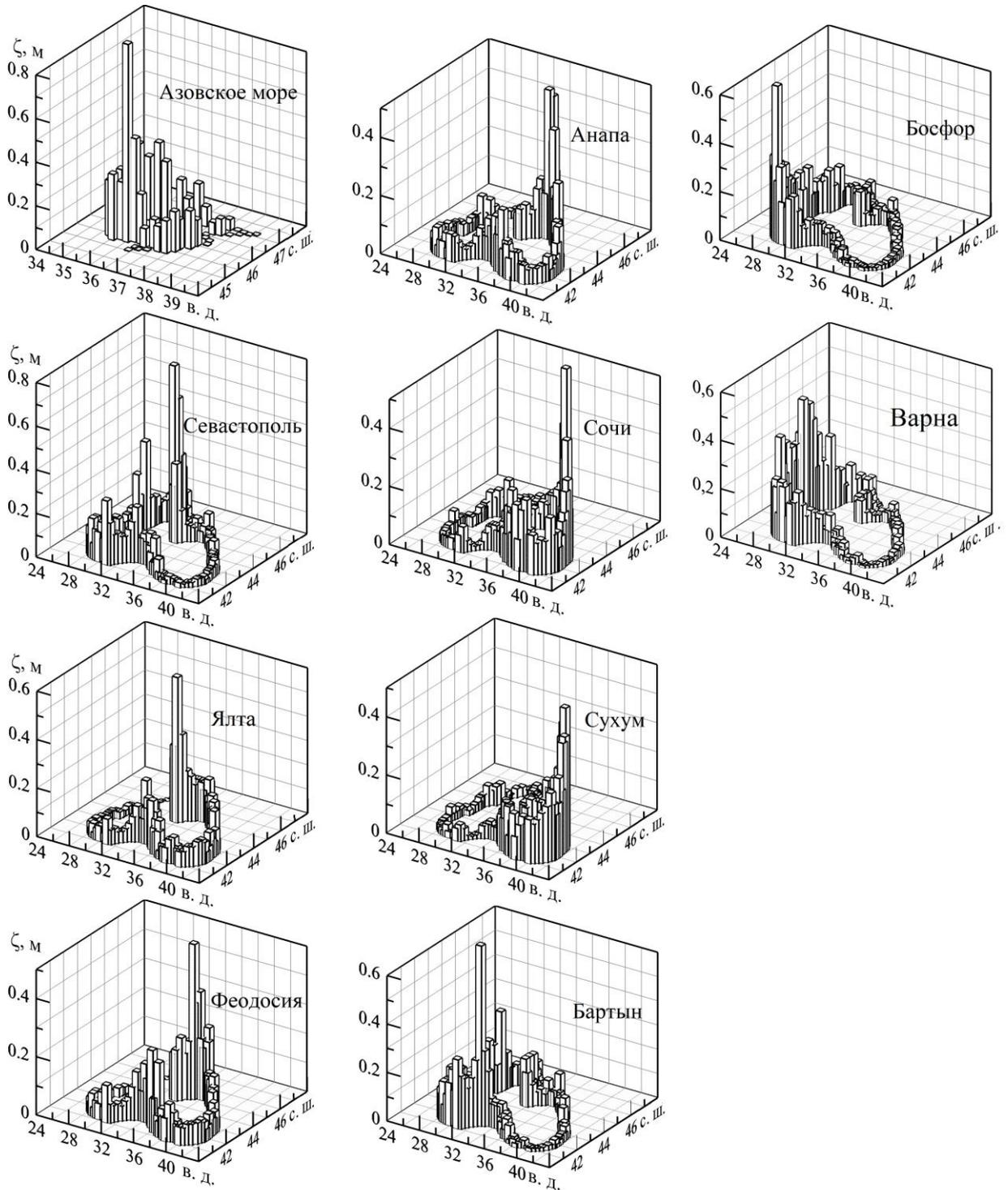


Рисунок 4.5 – Максимальные возвышения уровня моря при распространении волн из эллиптических очагов цунами

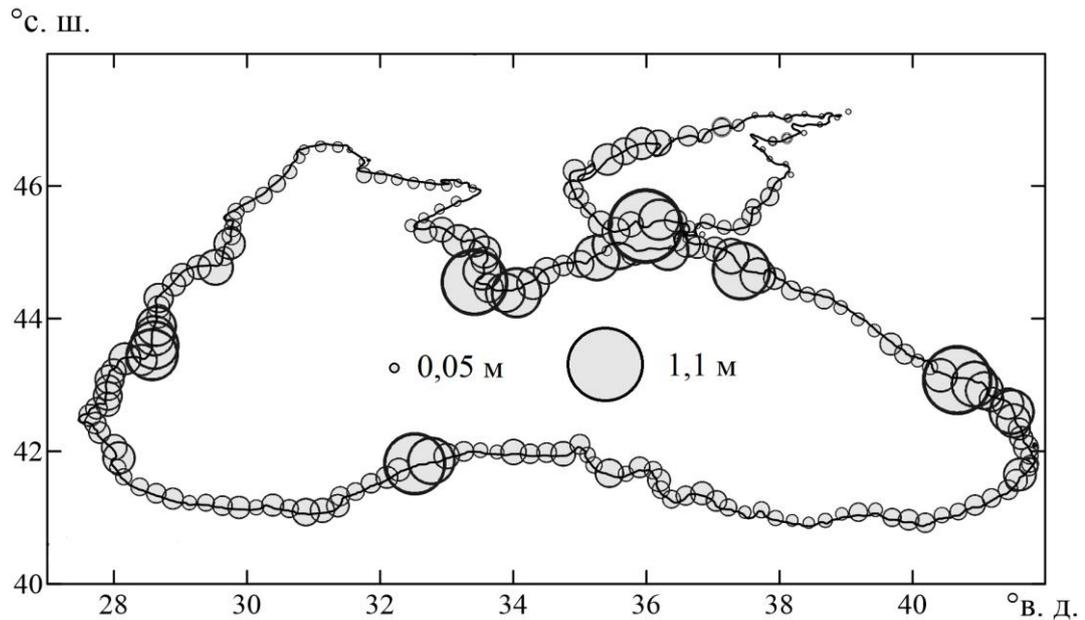


Рисунок 4.6 – Распределение максимальных возвышений уровня моря при распространении волн из 10 эллиптических очагов цунами

Также были получены зависимости амплитудных характеристик волн от магнитуды землетрясения, вызвавшего цунами. Согласно формулам (4.2), при землетрясении с магнитудой $M = 6.5$ параметры очага генерации цунами имеют следующие значения: $L = W = 25$ км, $a_0 = 0,4$ м. При $M = 7,5$ параметры очага следующие: $L = 100$ км, $W = 35$ км, $a_0 = 2,5$ м.

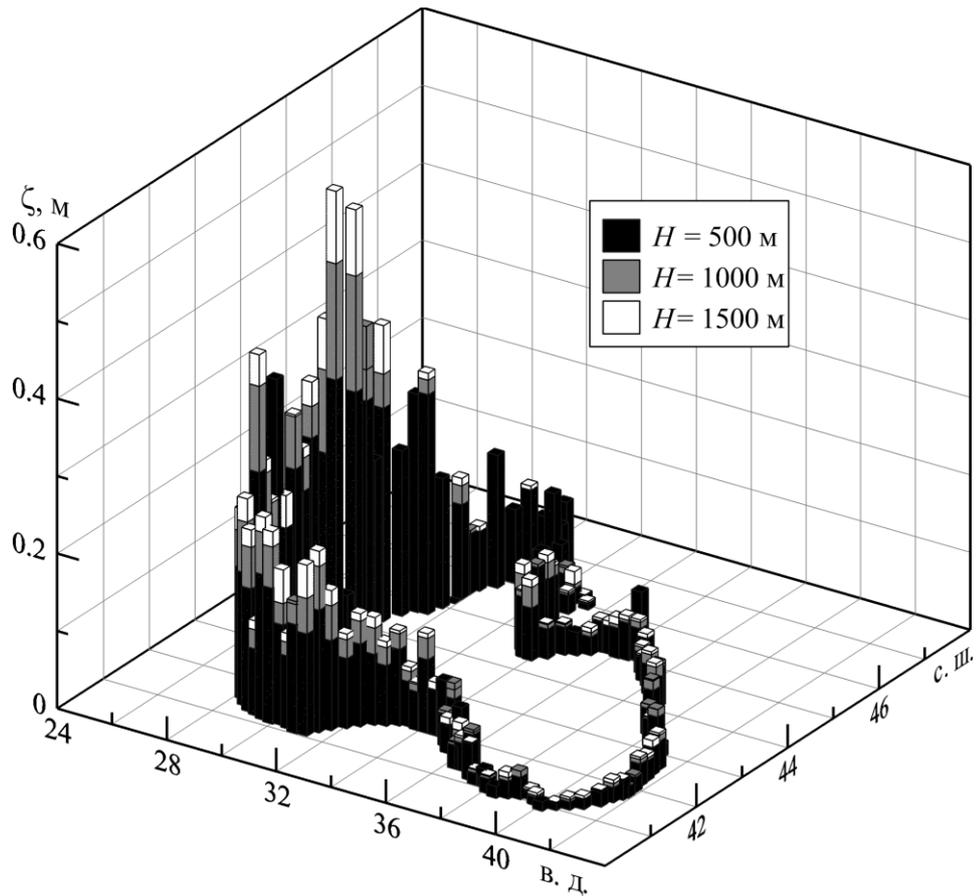


Рисунок 4.7 – Распределение максимальных повышений уровня моря вдоль побережья Черного моря при распространении волн из эллиптического очага генерации цунами 10 в зависимости от местоположения очага

На рис. 4.8 представлены относительные повышения уровня моря при распространении волн из очага генерации цунами 10 при землетрясении с магнитудами $M = 6,5; 7,0$ и $7,5$. Увеличение магнитуды землетрясения приводит к росту начального возвышения уровня локального очага генерации цунами, что может значительно повлиять на высоту колебаний вдоль морского побережья. При землетрясении с магнитудой $7,5$ повышения уровня моря при подходе волн цунами могут усиливаться до 40% по сравнению с колебаниями уровня, вызванными землетрясением с магнитудой $7,0$.

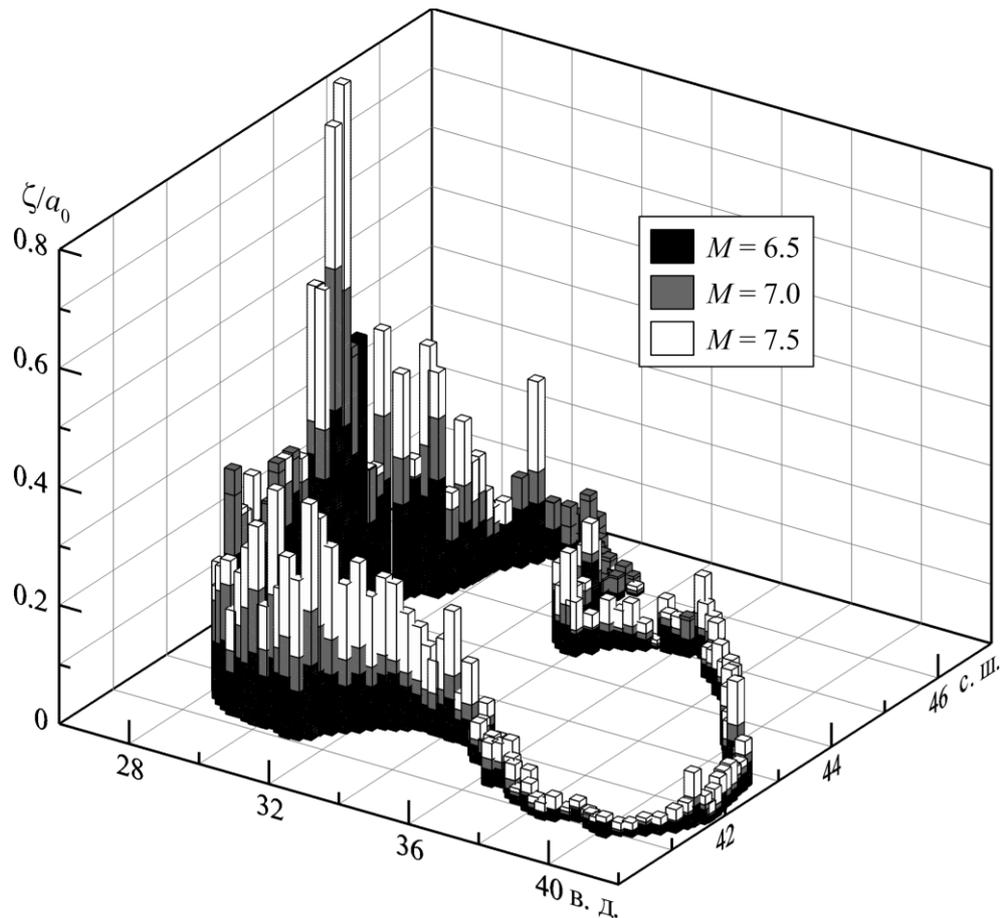


Рисунок 4.8 – Распределение относительных максимальных амплитуд волн вдоль побережья Черного моря при распространении волн из эллиптического очага генерации цунами 10 , вызванного землетрясениями с магнитудой 6,5; 7,0; 7,5

Для нескольких очагов генерации цунами приведены оценки изменения максимальных повышений уровня моря в ближайших к очагам пунктах в зависимости от магнитуды землетрясения и местоположения очага. Из рис. 4.9 видно, что амплитуды волн увеличиваются с ростом магнитуды землетрясения, а также при смещении очага генерации цунами в более глубоководную область моря. При расположении очага в районе изобаты 1500 м максимальные повышения уровня моря вдоль побережья могут превышать высоту начального смещения уровня [Bazykina et al., 2019].

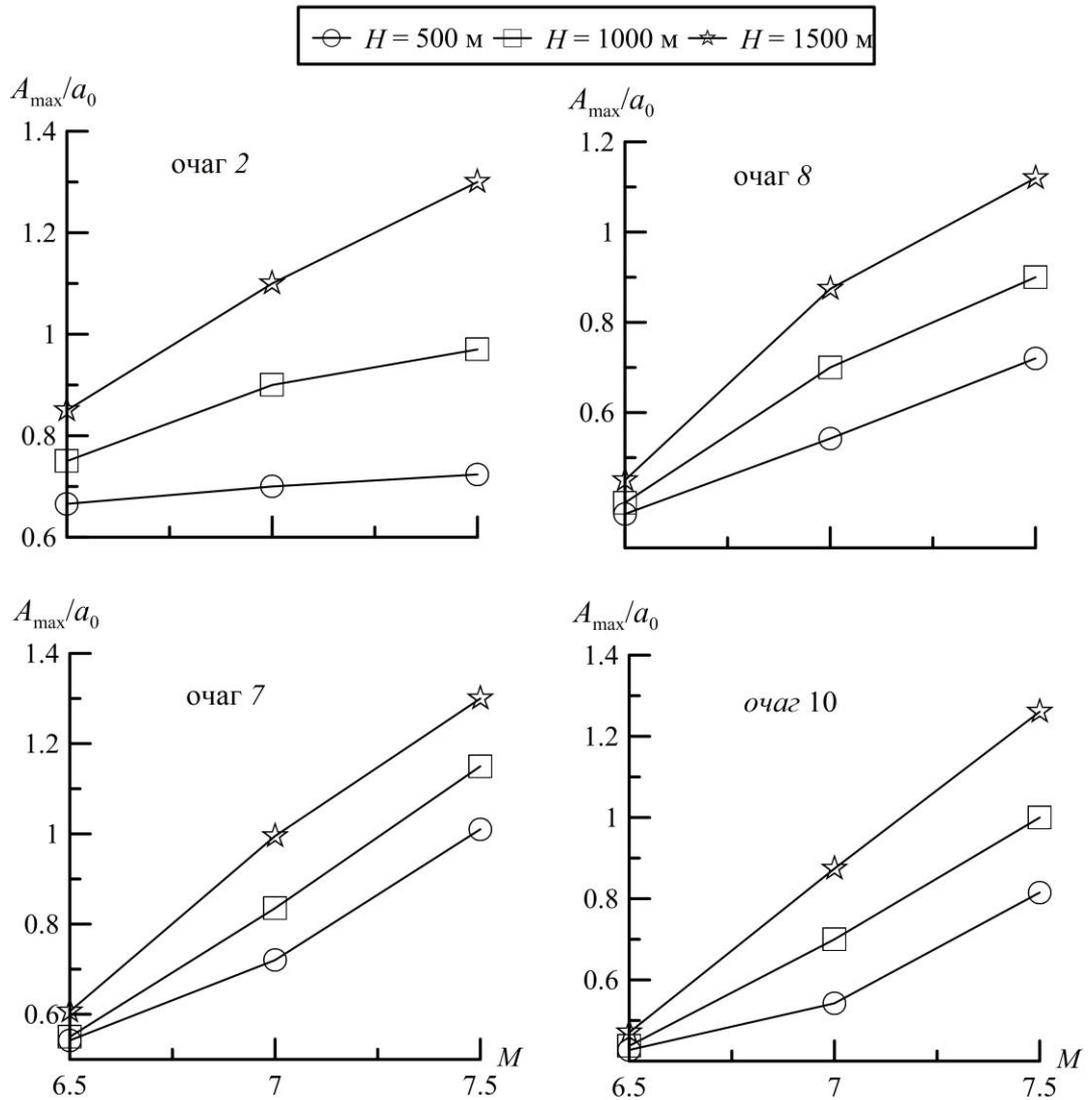


Рисунок 4.9 – Изменения максимальных повышений уровня моря в ближайших к очагу генерации цунами пунктах побережья в зависимости от магнитуды землетрясения для очагов: *a* – 2, *б* – 7, *в* – 8, *г* – 10

4.3 Моделирование цунами в Черном море, вызванного Ялтинским землетрясением 12 сентября 1927 г.

Наиболее сильное черноморское землетрясение XX века, вызвавшее волны цунами, произошло 12 сентября 1927 г. в 30 км восточнее Ялты, в зоне повышенной сейсмической активности Черноморской впадины [Доценко, 1994]. Оно имело магнитуду 6,5 по данным [Доценко, 1994; Oaie et al., 2016] и $6,8 \pm 0,1$ по данным [Никонов, 2002; Papadopoulos et al., 2011; Yalciner et al., 2004]. К сожалению,

отсутствует точная информация о протяженности участка землетрясения, предположительно она составила 86–100 км [Шнюков и др., 1994]. Волны цунами были зарегистрированы прибрежными мареографами Крымского и Кавказского побережий. Наибольшая высота волн, полученная инструментально, зафиксирована у побережья Евпатории и составила 0,5 м [Доценко, 1994]. По наблюдениям очевидцев, во многих прибрежных пунктах Крыма было замечено явление цунами, вызванное землетрясением [Никонов, 2002; Шнюков и др., 1994].

Так, в Балаклавской бухте при полном штиле уровень моря упал на 1 м ниже среднего уровня, а затем превысил его более чем на 1 м [Шнюков и др., 1994]. Вода отошла на несколько метров так, что на мели остались мелкие суда. Затем она стремительно хлынула на берег и затопила часть суши [Никонов, 2002]. В Севастопольской бухте 12 сентября мареограф морской обсерватории весь день отмечал непрерывные изменения уровня воды в бухтах. В Евпатории на море был штиль, но после толчка появился прибой, который мог быть вызван сотрясениями морского дна западнее побережья. В Ялте уровень моря резко понизился и его колебания усилились [Никонов, 2002]. Всего было зафиксировано несколько подземных толчков, разнесенных во времени, и колебания уровня моря продолжались несколько дней.

Таким образом, наибольшему воздействию волн, возникших в результате этого землетрясения, было подвержено Крымское побережье. И хотя цунами в бассейне Черного моря происходит редко, нельзя пренебрегать вероятностью возникновения этого катастрофического явления, которое может нанести серьезный урон населению и экономике прибрежных районов.

В связи с отсутствием информации о параметрах очага описываемого землетрясения моделирование генерации цунами осуществлялось заданием начального смещения уровня моря в эллиптической области при нулевом поле скорости. Начальное смещение свободной поверхности моря с центром в точке (x_0, y_0) и большой и малой осями L и W задавалось в виде распределения (4.1). Известно, что очаг цунами был довольно протяженным. Параметры эллиптического возвышения взяты из работы [Доценко и др., 1995]. Таким образом, максимальное сме-

щение поверхности моря в зоне землетрясения принималось равным $a_0 = 1$ м, большая и малая оси эллипса равны $L = 65$ км, $W = 25$ км соответственно. Эпицентр землетрясения, по данным работы [Григораш, 1959], располагался на подводном склоне к востоку от Ялты на расстоянии 30 км и на глубине, приблизительно равной 1200 м, координаты очага землетрясения $44^\circ 31'$ с. ш., $34^\circ 30'$ в. д. Начальное возвышение располагаем так, чтобы продольная ось эллипса была вытянута вдоль изобаты 1200 м.

Для описания процесса распространения волн цунами использовалась нелинейная двумерная модель поверхностных длинных волн (4.3) (приложение В).

В первом численном эксперименте моделировалось цунами для всего Черного моря на сетке с пространственным шагом 500 м. Шаг интегрирования по времени составлял 1 с, расчеты выполнялись до изобаты 4 м. На твердых береговых границах расчетной области нормальные компоненты полного потока жидкости приравнивались нулю.

Характерные этапы эволюции волн цунами, полученные в результате модельных расчетов, показаны на рис. 4.10. Как видно, кольцевая волна, возникшая в результате опускания начального возвышения, распространяется неравномерно вследствие неоднородностей рельефа дна. При подходе волн к берегу их длины уменьшаются с уменьшением глубины бассейна. Быстрее всего волны цунами достигают Южного берега Крыма, затем берегов Турции, Кавказского и Болгарского побережий. И только спустя 3 ч после начала действия источника волны цунами начинают проявляться на северо-западном шельфе [Bazykina et al., 2018].

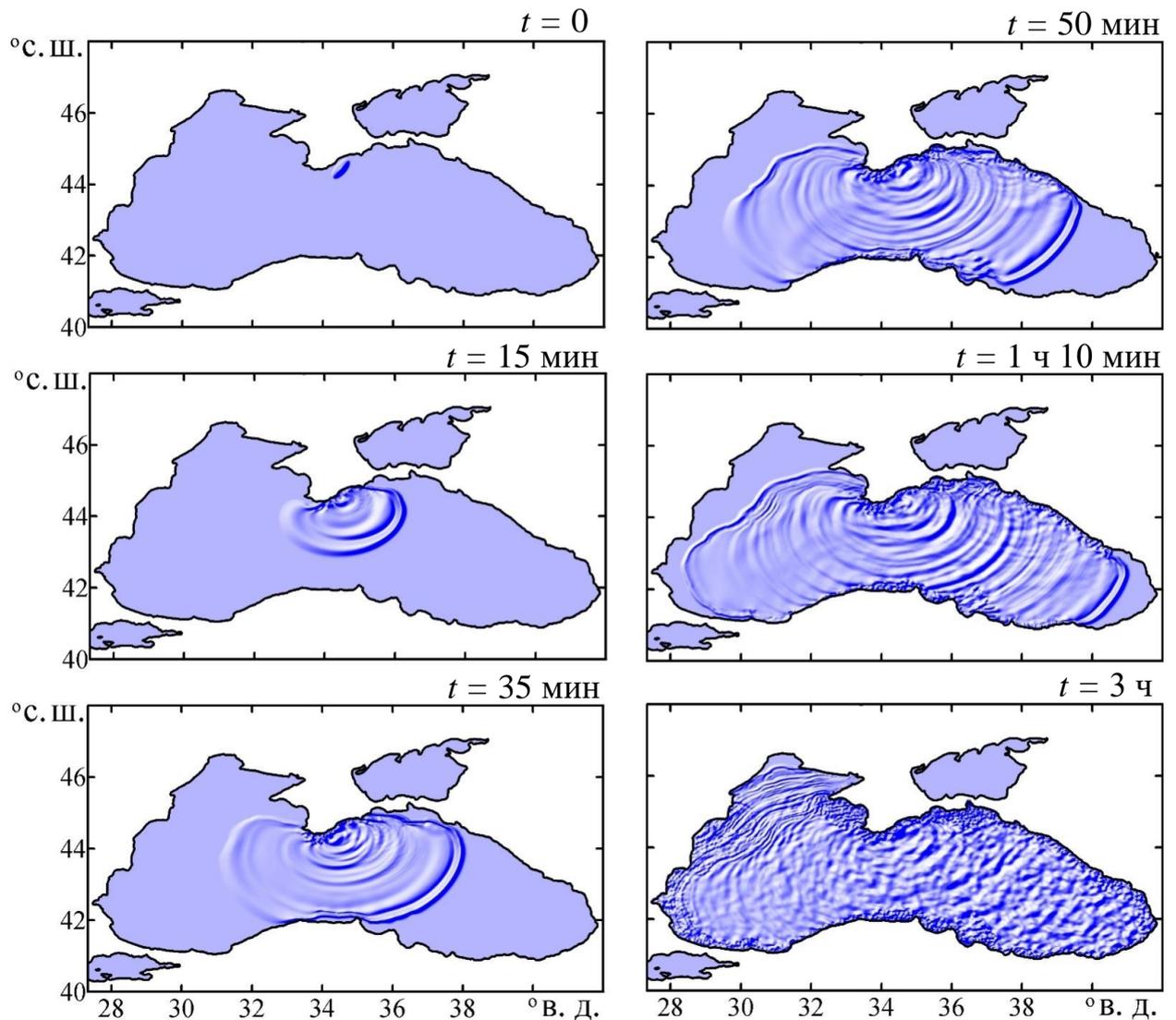


Рисунок 4.10 – Эволюция волн цунами в Черном море из эллиптического волнового поля в различные моменты времени

В левой части рис. 4.11 для 8 пунктов Крымского и Кавказского побережий (Евпатория, Севастополь, Ялта, Феодосия, Керчь, Новороссийск, Туапсе, Батуми) приведены колебания уровня моря, зафиксированные мареографами во время землетрясения 12 сентября 1927 г. (данные взяты из работ [Григораш, 1972] и [Доценко и др., 1995]). Отчетливо прослеживаются колебания уровня моря при распространении волн цунами. Максимальные высоты зарегистрированных волн в этих пунктах не превысили 0,5 м.

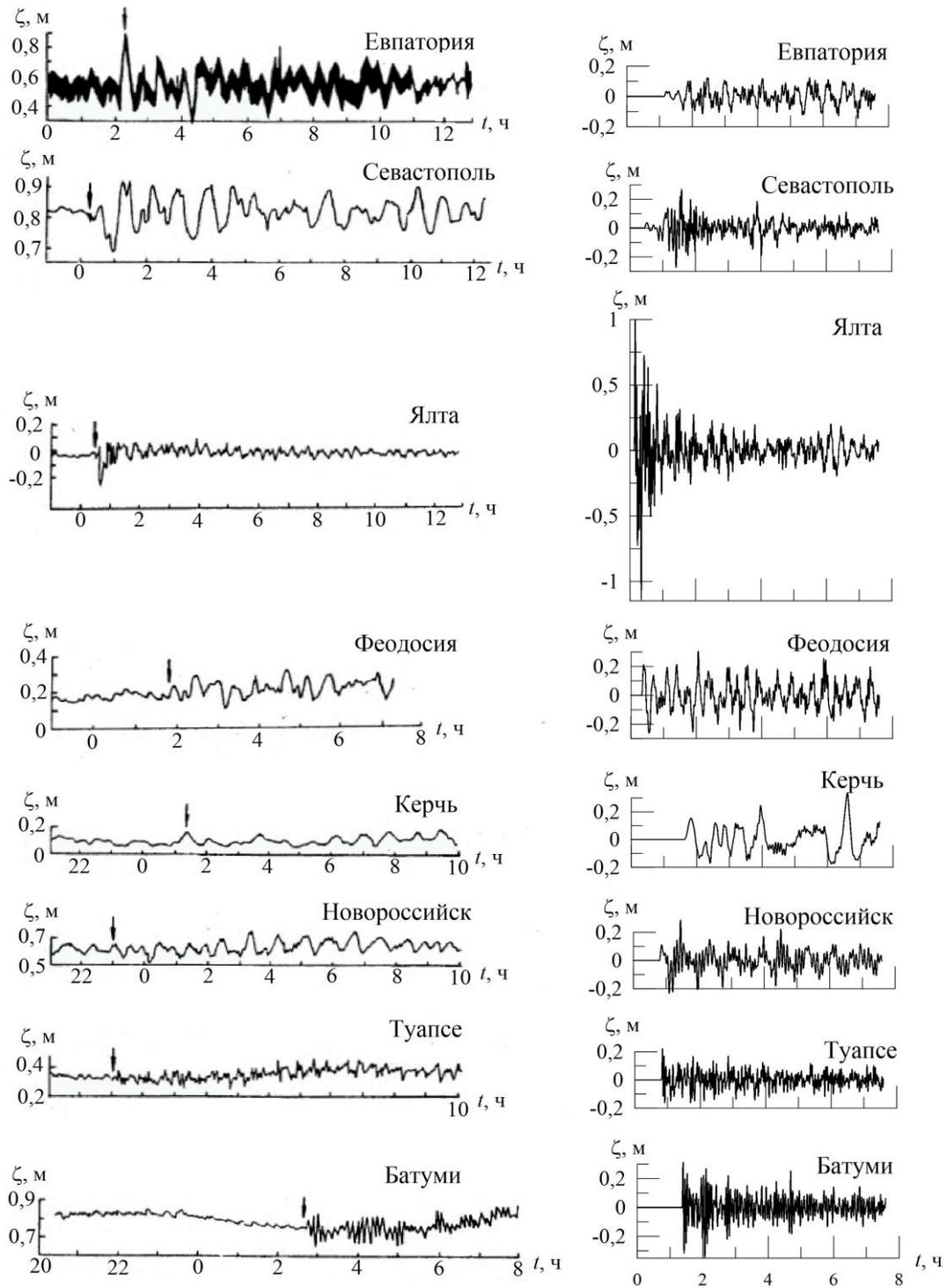


Рисунок 4.11 – Мареограммы для некоторых пунктов Крымского и Кавказского побережий Черного моря во время цунами, вызванного землетрясением 12 сентября 1927 г.: слева – записи мареографов [Григораш, 1972; Доценко и др., 1995]; справа – рассчитанные колебания уровня моря в рамках модели (4.1) – (4.3)

В правой части рис. 4.11 для этих же пунктов показаны модельные мареограммы. Хорошо прослеживается момент прихода волн в пункт наблюдений. Во всех пунктах он сопровождается первоначальным поднятием уровня моря. Видно, что первая волна не всегда оказывается максимальной. Наблюдается качественное сходство периодов колебаний, рассчитанных численно и зафиксированных инструментально. Амплитуды колебаний, полученные численно, в некоторых пунктах превышают зафиксированные мареографами. Расхождение полученных результатов с имеющимися измерениями связано с невозможностью промоделировать данное событие более точно вследствие малого объема информации о параметрах очага землетрясения и о количестве и времени возникновения подводных толчков. Кроме того, на характеристики волн цунами в прибрежной зоне могут оказывать влияние и такие локальные факторы, как сгонно-нагонные или сейшевые колебания.

Как показывает анализ модельных мареограмм, наиболее интенсивные волны наблюдаются в ближайшем к очагу цунами пункте бассейна – в Ялте. Высота волн здесь может достигать 2 м. В Евпатории максимальная высота волны как расстояние от впадины до гребня составила около 0,2 м, в Севастополе – 0,4 м, в Феодосии – 0,5 м, в Керчи – 0,4 м, в Новороссийске – 0,5 м, в Туапсе – 0,3 м, в Батуми – 0,5 м.

Во втором численном эксперименте проводился детальный расчет эволюции цунами для южной части Крымского побережья. Этот участок расположен наиболее близко к очагу землетрясения и значительно более других подвержен воздействию волн цунами. Расчеты проводились на сетке с пространственным разрешением 50 м и шагом по времени 0,1 с. Для моделирования наката волн на берег применялся алгоритм, описанный в работе [Kowalik et al., 1993] (приложение Б). На жидких границах расчетной области ставилось условие свободного прохождения для длинных волн.

На рис. 4.12 представлены батиметрия и рельеф Южного берега Крыма. Данные по глубинам взяты из оцифрованных крупномасштабных навигационных карт Азово-Черноморского бассейна. Для описания рельефа суши использованы

данные о возвышении земной поверхности из массива *Digital Terrain Elevation Data Level-1* с пространственным шагом 3" (URL: <https://eros.usgs.gov/>).

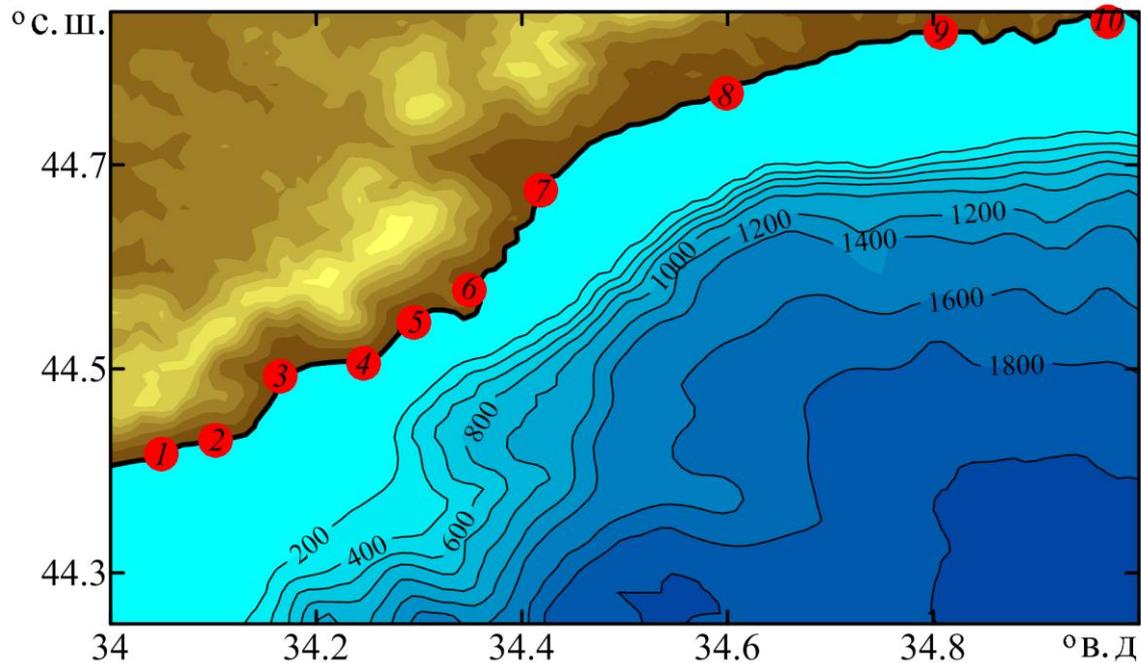


Рисунок 4.12 – Батиметрия участка Черного моря в районе Южного берега Крыма. Отмеченные пункты: 1 – Алушка, 2 – Гаспра, 3 – Ялта, 4 – Никита, 5 – Гурзуф, 6 – Партенит, 7 – Алушта, 8 – Рыбачье, 9 – Морское, 10 – Судак

Результаты расчета формирования волн цунами от эллиптического начального возвышения уровня моря показаны на рис. 4.13. На начальной стадии эволюции цунами происходит опускание центральной части начального возвышения уровня моря, затем формируется кольцевая волна цунами (рис. 4.13 б). Высота волны наибольшая в направлениях, перпендикулярных продольной оси эллиптической зоны генерации. При подходе волн к берегу происходит уменьшение их длин. На мелководье высоты волн увеличиваются, их передний фронт становится более крутым вследствие уменьшения глубины бассейна в направлении берега. Далее начинается процесс наката волн на берег, который состоит в попеременном движении уровня моря вверх по берегу и откате от него, при этом происходит либо затопление, либо осушение побережья. Время добегания первой волны до ближайшего участка побережья составляет ~5 мин.

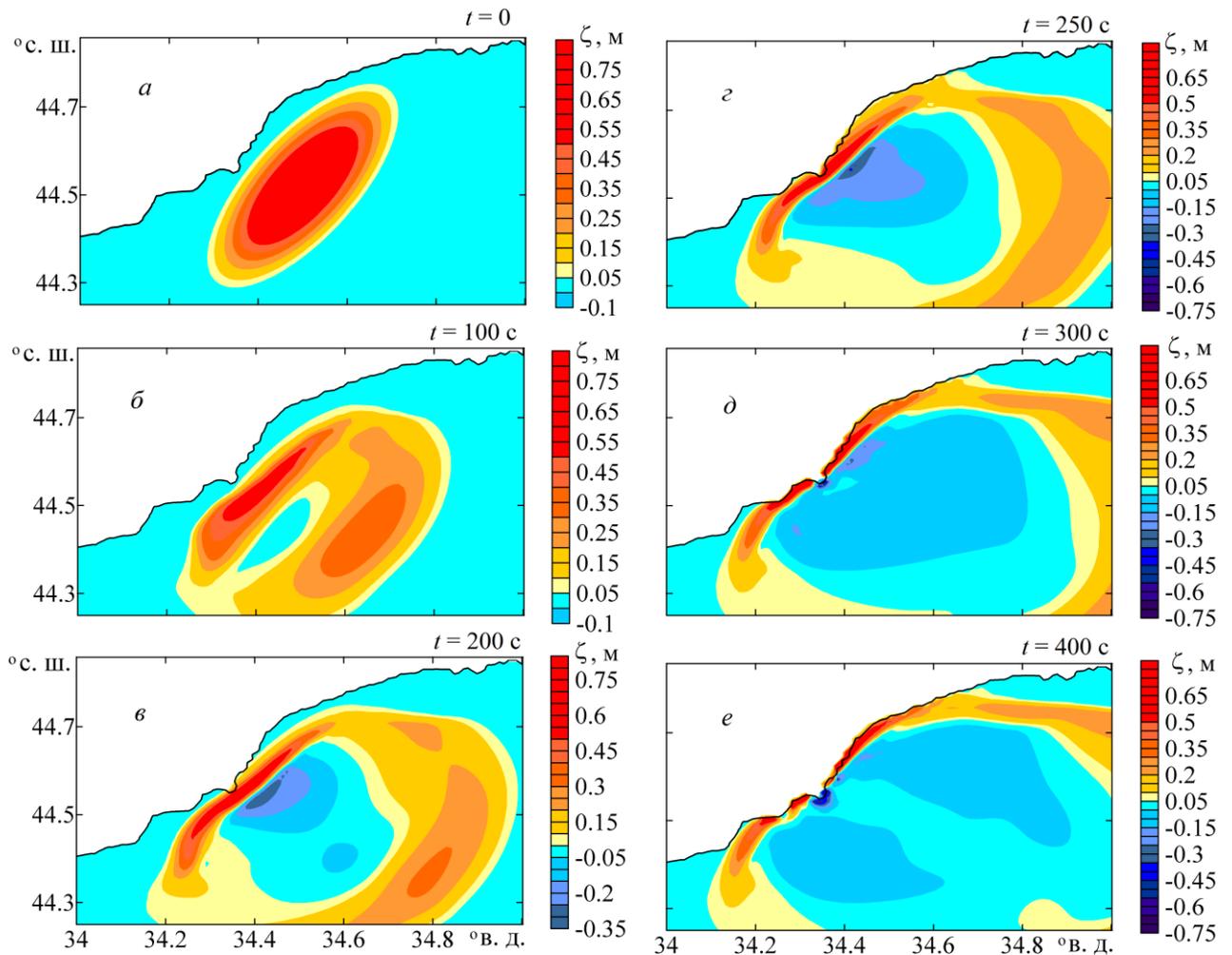


Рисунок 4.13 – Эволюция волнового поля при распространении волн цунами из эллиптического возвышения, вызванного землетрясением 12 сентября 1927 г., в различные моменты времени

Рассмотрим амплитудные характеристики волн цунами на исследуемом участке побережья. На рис. 4.14 показаны максимальные подъемы и опускания уровня моря при накате волн на берег для ряда пунктов Южного берега Крыма. Как видно, подъемы уровня могут достигать 2 м, а в некоторых пунктах (Никита, Гурзуф) понижения уровня по абсолютной величине превышают высоту наката.

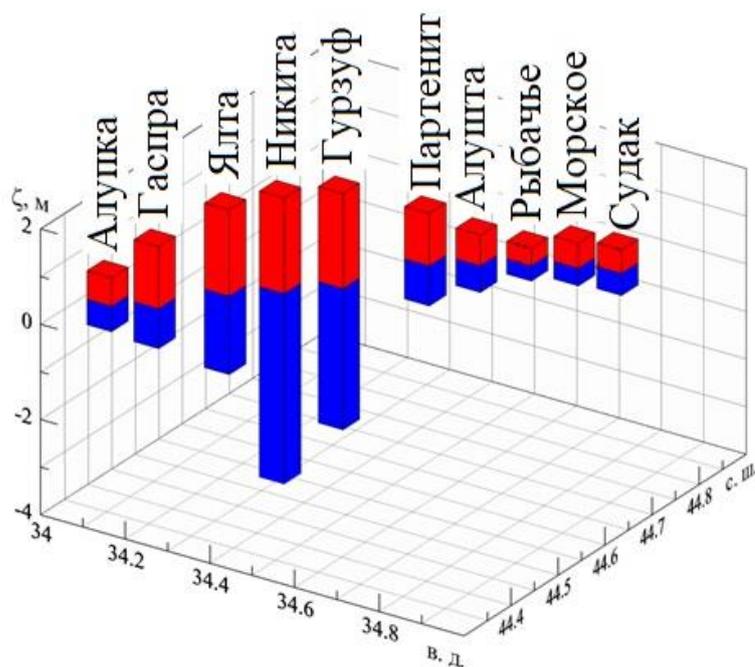


Рисунок 4.14 – Максимальные возвышения и понижения уровня моря при накате на берег волн цунами, вызванного землетрясением 12 сентября 1927 г., для различных пунктов Южного берега Крыма

На рис. 4.15 для нескольких пунктов исследуемого побережья показаны модельные мареограммы. Видно, что время подхода волны к берегу в различных пунктах составляет от 5 до 10 мин. Колебания уровня моря продолжают довольно долго после прихода первой волны. При этом первая волна не всегда является максимальной. Вследствие многократного отражения волн от берега наблюдаются попеременные поднятия и понижения уровня. Максимум волны цунами приходится на участок побережья от Гаспры до Алушты. Здесь амплитуды колебаний волн достигают 1–2 м. В Никите разброс амплитуд колебаний наибольший, до 6 м (от –4 до 2 м). Минимальные колебания уровня наблюдаются в Алушке, Рыбачьем, Морском, Судак и составляют от –0,6 ... –0,4 до 0,4 ... 0,6 м [Bazykina et al., 2018].

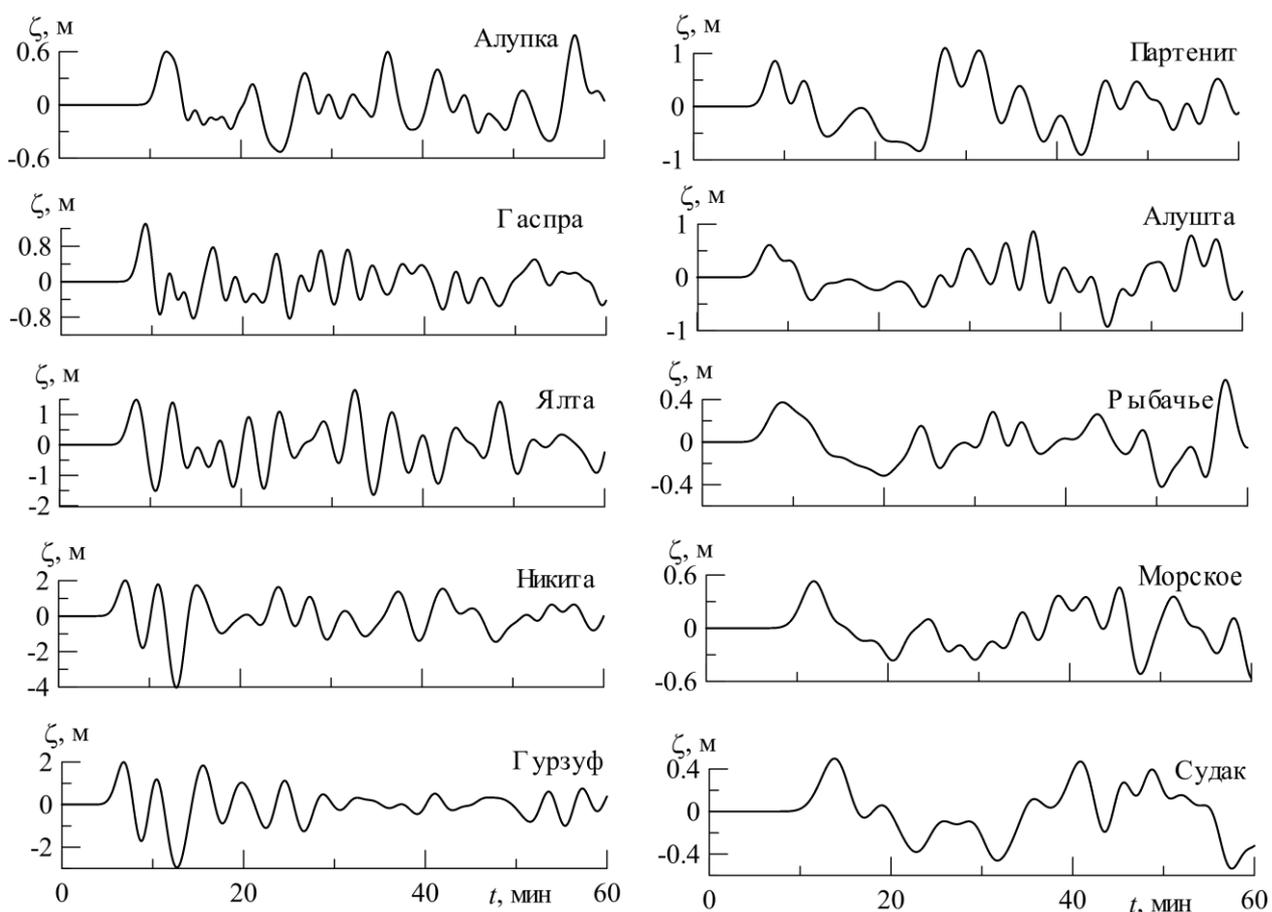


Рисунок 4.15 – Рассчитанные мареограммы для некоторых пунктов Южного берега Крыма при распространении и накате на берег волн цунами, вызванного землетрясением 12 сентября 1927 г.

4.4 Моделирование проникновения волн цунами в Балаклавскую бухту

Балаклавская бухта является узкой полузамкнутой бухтой с затрудненным водообменом с акваторией Черного моря. Распространение длинных волн в таких бухтах может сопровождаться значительными подъемами уровня моря и затоплению суши [Didenkulova, 2013], а из-за узости и изогнутости бухты в ней могут формироваться сейшевые колебания [Фомин и др., 2017]. В таких бухтах с открытой внешней границей сейши являются индуцированными [Ковалев и др., 2013]. Сейшевые колебания, затрагивающие всю акваторию Черного моря, исследовались в работах [Курчатова, 1925; Баклановская и др., 1986; Архипкин и др., 1989]. Однако конфигурация береговой черты и рельеф дна могут оказывать влияние на

формирование спектра собственных колебаний каждого залива или бухты [Горячкин и др., 2002]. Возбуждение сейш для каждой конкретной прибрежной области различно вследствие того, что прибрежные акватории значительно различаются своими резонансными характеристиками [Ковалев и др., 2020].

Исследование сейшевых колебаний в Балаклавской бухте проводилось в работе [Фомин и др., 2017]. В статье [Доценко и др., 2016] выполнено моделирование распространения длинной волны в бухте без учета наката на берег.

Во время Ялтинского землетрясения 12 сентября 1927 г. в нескольких пунктах крымско-кавказского побережья – от Евпатории до Батуми – прибрежными мареографами были зафиксированы волны цунами. Очевидцы также утверждали о внезапных изменениях уровня моря вдоль различных участков побережья [Григораш, 1959; Никонов, 1997]. По словам балаклавских рыбаков, 12 сентября после главного толчка уровень моря в бухте понизился на 0,7 метра, осушив часть бухты, на мели остались небольшие суда и лодки, стоявшие у берега. Затем спустя 40 минут уровень воды начал стремительно прибывать, поднявшись выше среднего более чем на 0,5 м и затопив пространство на 15 м вплоть до самых домов. Таким образом, полная амплитуда колебаний составила около 1,2 м. Вскоре вода схлынула, но многие приезжие убежали в горы и боялись приблизиться к берегу [Вознесенский, 1927; Двойченко, 1928]. Вероятно, колебания уровня моря по краям бухты могли быть значительно больше, особенно в мелководной вершине бухты, где отход и наступление уреза воды, по словам местных жителей, были особенно заметны. Очевидцами было отмечено, что явление наблюдалось при полном штиле. При этом бумага, плававшая на поверхности воды, оставалась на месте, как будто бы течения не было. Предположительно [Вознесенский, 1927], причиной могло стать возникновение стоячей волны-сейши, вызванной в бухте мгновенным ударом или напором волн со стороны открытого моря.

Для Балаклавской бухты нормативная сейсмическая интенсивность шкалы MSK-64 для трех степеней сейсмической опасности 10 %, 5 % и 1 % в течение 50 лет составляет соответственно 8, 8 и 9 баллов, что характеризуется как разрушительное (8 баллов) и опустошительное (9 баллов). К тому же, этот район отнесен к

особо сейсмоопасной области, вследствие того, что здесь проходит граница зон разной балльности [СП 14.13330.2018]. Поэтому возникает необходимость уточнения характеристик цунамиопасности в Балаклавской бухте на основе численного моделирования.

Приводятся результаты численного моделирования проникновения волн цунами в Балаклавскую бухту. Моделировалось 3 случая возникновения цунами в Черном море с магнитудой $M = 7$. Размеры очагов генерации цунами определялись по эмпирическим формулам (4.2). Очаги имели эллиптическую форму и были ориентированы вдоль изобаты 1500 м. Положение очагов землетрясений, вызвавших эти 3 цунами, приведено на рис. 4.16.

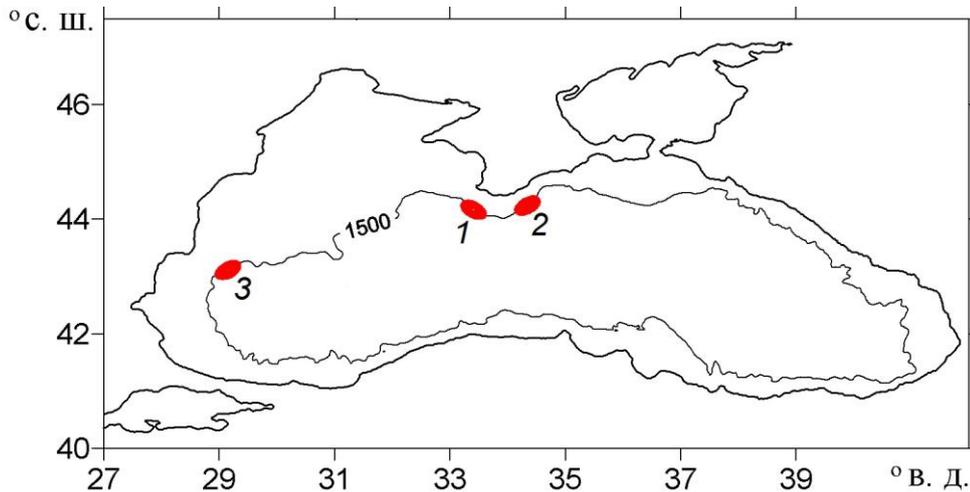


Рисунок 4.16 – Положение 3-х гипотетических очагов генерации цунами в Черном море, для которых проводился расчет в Балаклавской бухте

Расчетная область, включающая рельеф дна и суши Балаклавской бухты, показана на рис. 4.17. Синяя линия – изобата 0 м, красная линия – изогипса 6 м. На первом этапе с помощью модели цунами для всего Черного моря (4.3) (приложение В) были получены зависимости от времени колебаний уровня моря на южной границе расчетной области ($y = 0$). Эти мареограммы (рис. 4.18) использовались в качестве краевых условий на южной границе расчетной области. Сопоставление этих рисунков показывает, что для ближних очагов цунами (первого и вто-

рого) максимальные отклонения уровня моря на подходе к бухте составляют $\pm 0,3$ м; для дальнего (третьего) очага цунами – $\pm 0,05$ м.

Для каждого очага расчеты цунами в Балаклавской бухте выполнялись по модели SWASH (приложение Г) на период времени 3 ч с шагом 5 м по пространству и шагом интегрирования по времени 0,01с.

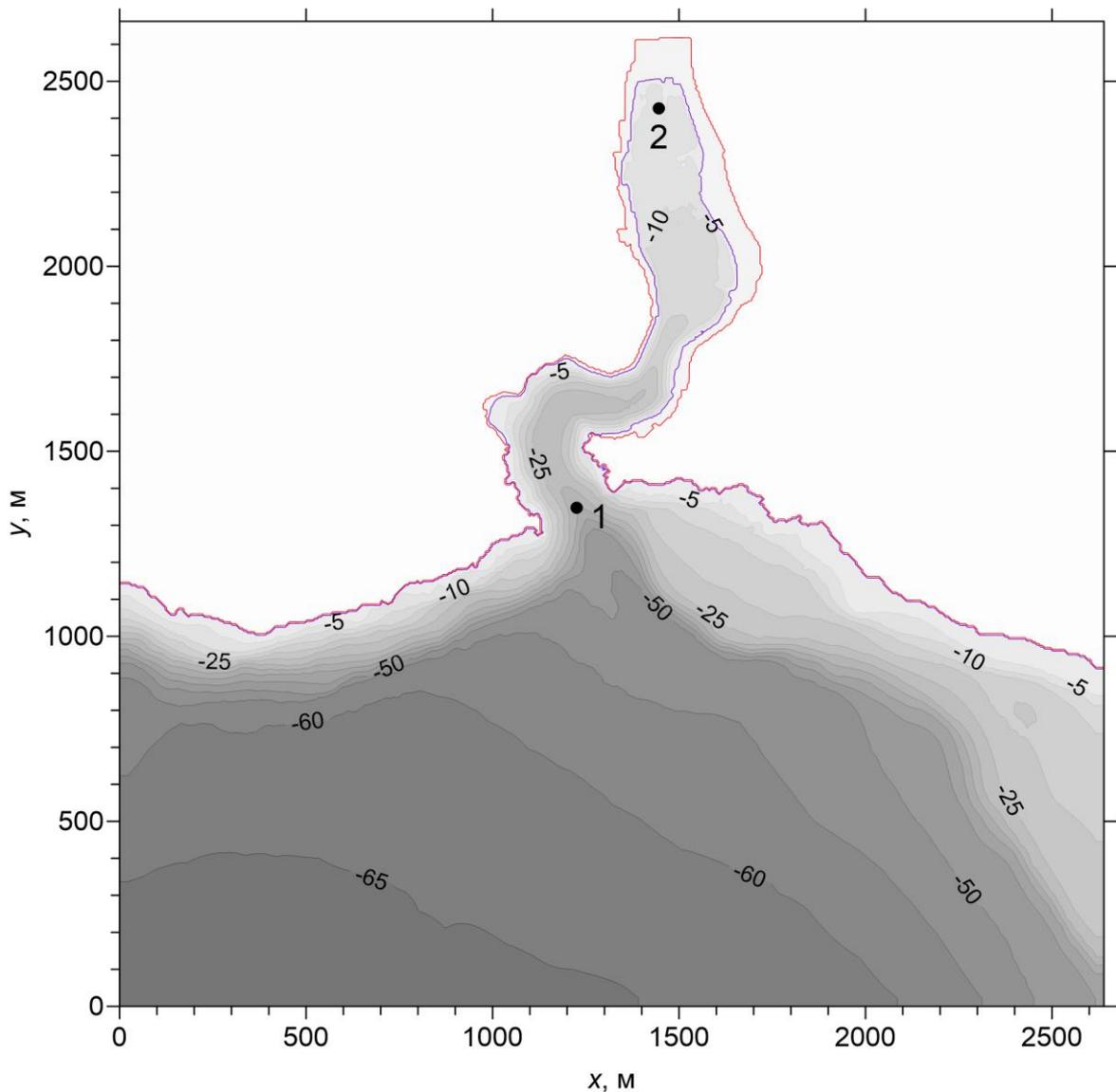


Рисунок 4.17 – Рельеф дна (м) расчетной области при моделировании проникновения цунами в Балаклавскую бухту

На рис. 4.19 для трех очагов цунами даны мареограммы на входе в Балаклавскую бухту (серые кривые, соответствующие точке 1 на рис. 4.17) и в вершине бухты (черные кривые, соответствующие точке 2 на рис. 4.17). Как видно,

на входе в бухту амплитуды волн возрастают в 1,5 – 2 раза по сравнению с амплитудами на южной границе области. При достижении цунами вершины бухты амплитуды колебаний увеличиваются еще примерно в 2 раза (до 1,4 – 1,5 м для первого и второго очага и до 0,33 м для третьего очага), по сравнению с амплитудами на входе в бухту. Таким образом, внутри бухты высоты цунами увеличиваются в 5 – 6 раз по сравнению с высотой цунами на южной границе области. Для очагов цунами 1 и 2 максимальные колебания уровня в бухте происходят в начальные 60 мин.

Приведенные на рис. 4.19 мареограммы имеют хорошо выраженный колебательный характер. Это дает основание предположить, что цунами возбуждает в Балаклавской бухте сейшевые колебания. Для оценки периодов сейшевых колебаний мареограммы подвергались спектральному анализу (использовались скрипты, разработанные Gert Klopman, Delft Hydraulics, 1995 [Winde, 2012]).

Энергетические спектры колебаний уровня моря в вершине Балаклавской бухты для трех очагов цунами показаны на рис. 4.20. По горизонтальной оси отложен период колебаний T в логарифмической шкале. Видно, что все спектры имеют хорошо выраженный пик в интервале периодов 8 – 9 мин. В работе [Фомин и др., 2017] на основе анализа энергетических зависимостей получены следующие периоды первых четырех мод сейшевых колебаний: $T_0 = 8,2$ мин; $T_1 = 2,5$ мин; $T_2 = 1,9$ мин; $T_3 = 1,3$ мин. Таким образом, во всех трех случаях при проникновении волн цунами в Балаклавскую бухту в ней генерируется низшая мода сейшевых колебаний T_0 (так называемая мода Гельмгольца). Также видно, что на интервале периодов 2 – 4 мин имеются незначительные флуктуации энергии, вызванные возбуждением более высоких мод собственных колебаний.

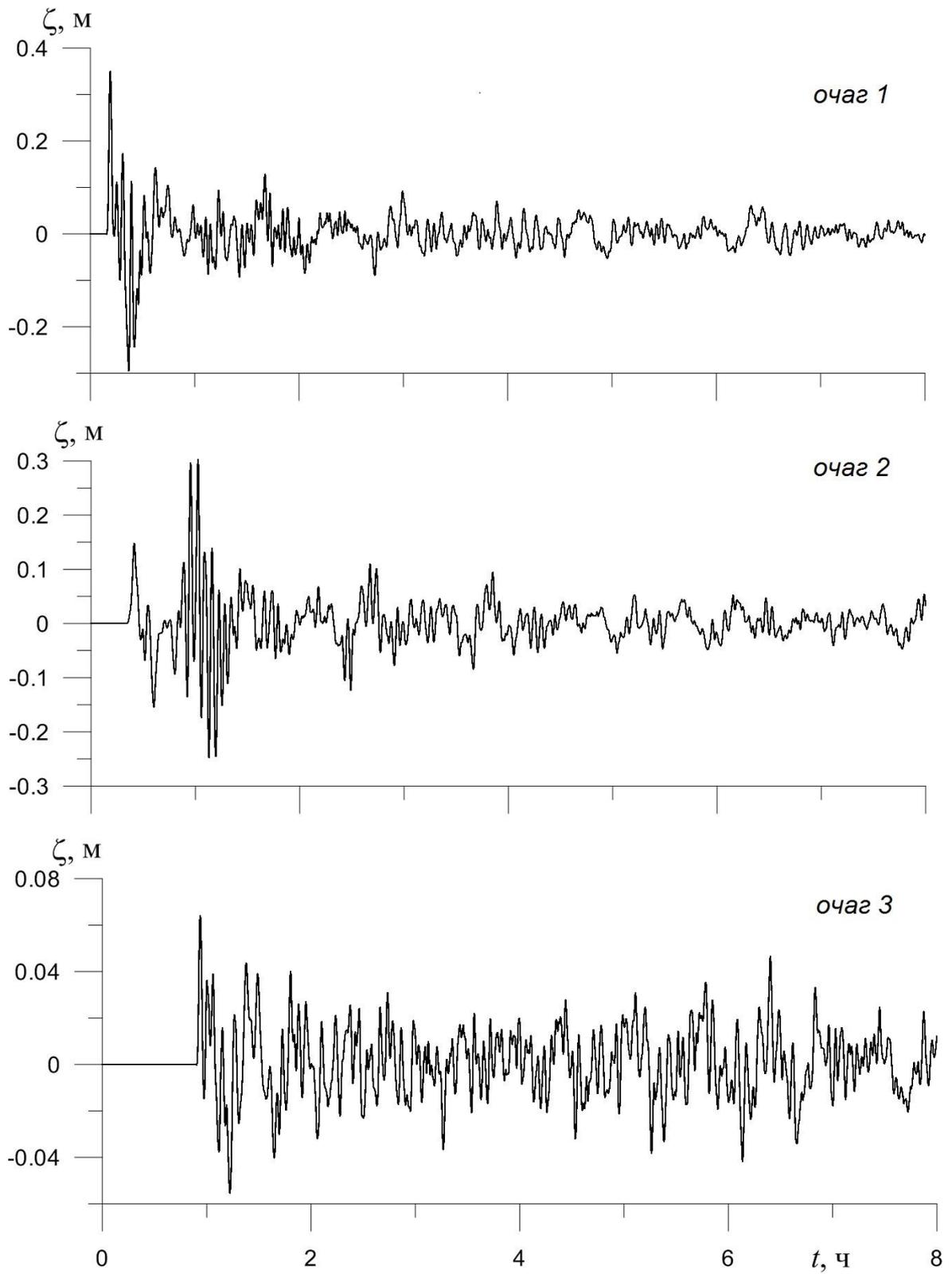
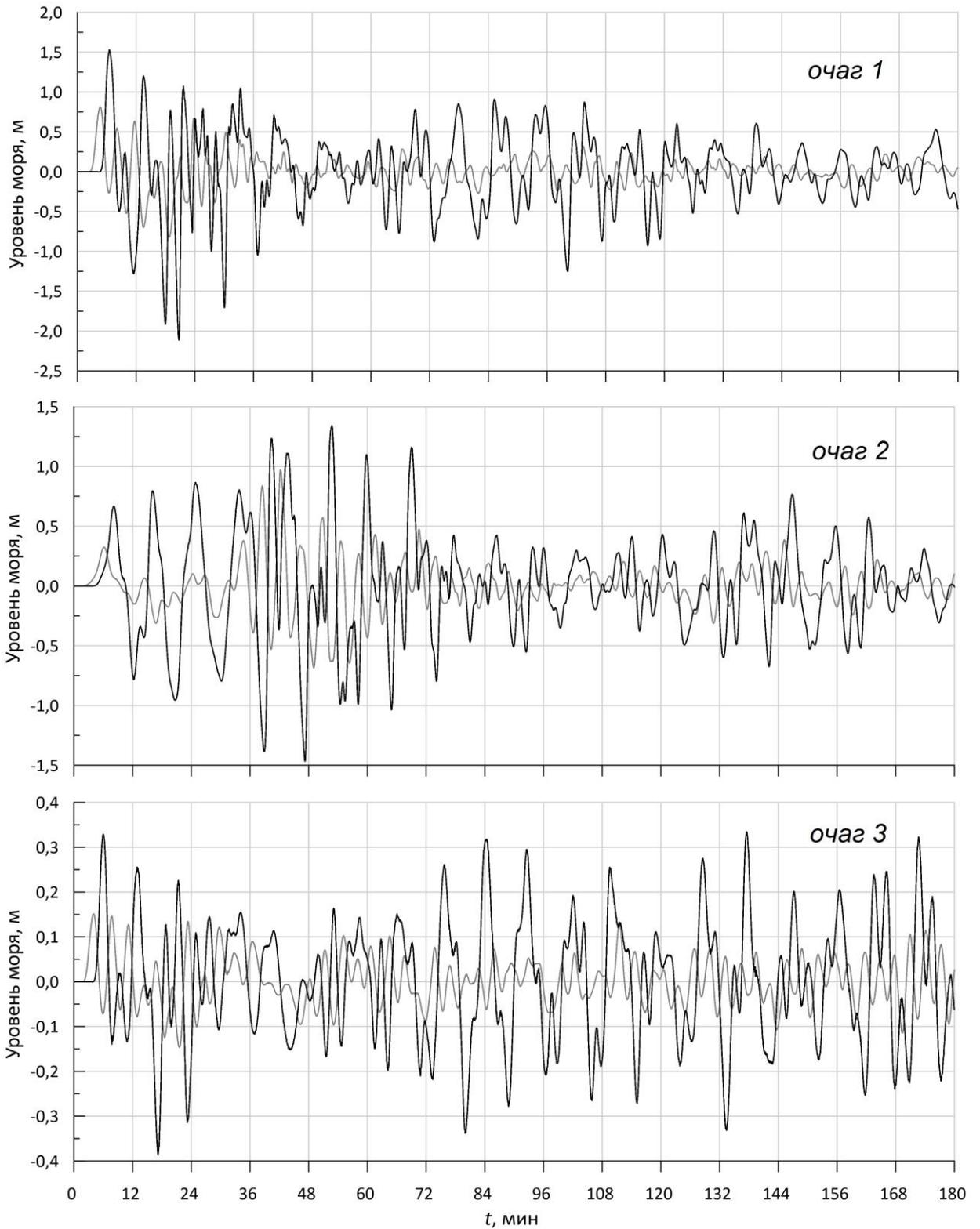


Рисунок 4.18 – Колебания уровня моря на взморье Балаклавской бухты, вызванные распространением цунами из очагов 1 – 3 ($y = 0$)



серая кривая – вход в бухту, черная кривая – вершина бухты

Рисунок 4.19 – Колебания уровня моря в Балаклавской бухте при распространении цунами из очагов 1 – 3

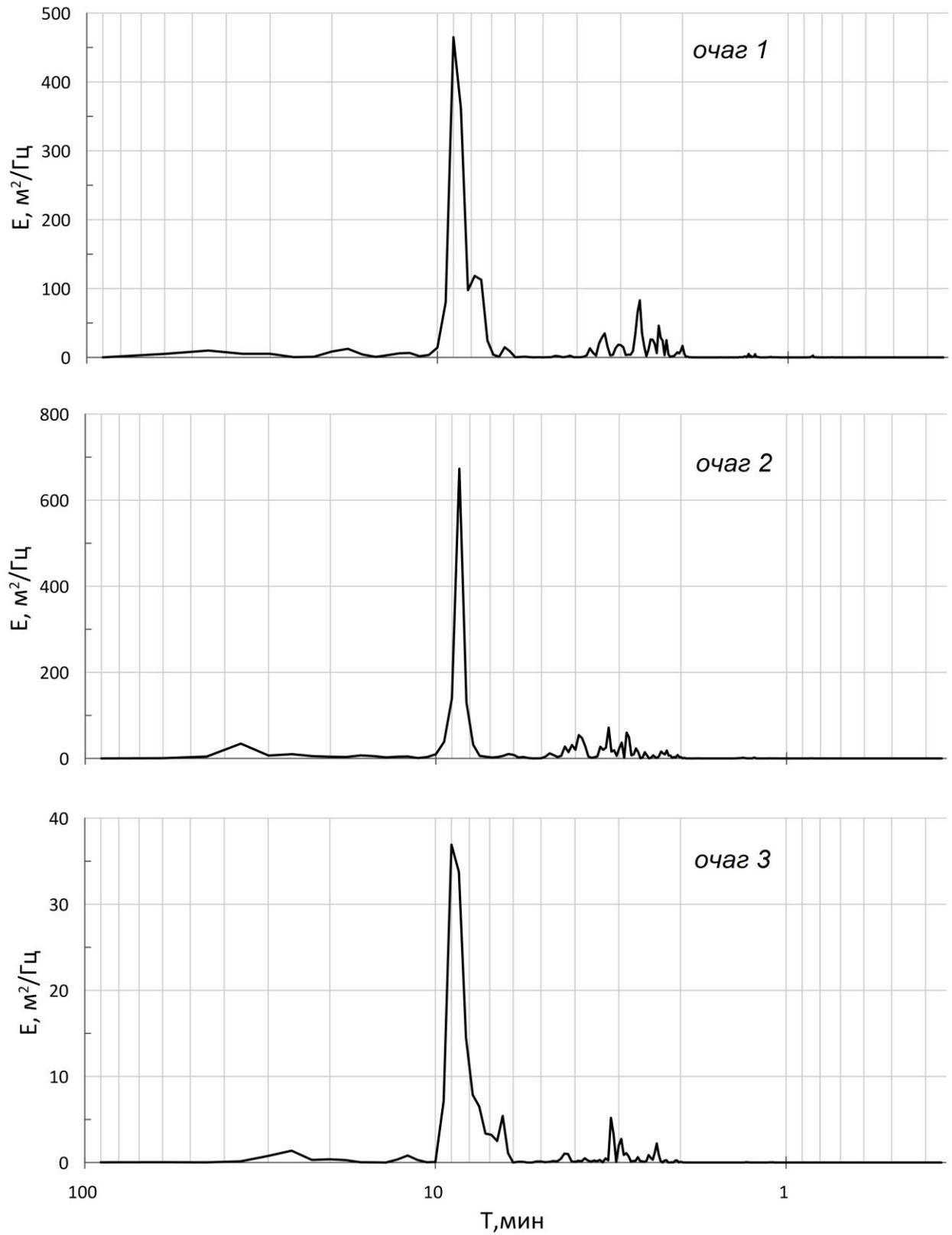


Рисунок 4.20 – Энергетический спектр колебаний уровня моря в вершине Балаклавской бухты при распространении цунами из очагов 1 – 3 (T – период колебаний)

Ниже представлены результаты цунамирайонирования береговой полосы Балаклавской бухты и прилегающего морского побережья. При районировании использовались картографические данные рельефа местности и результаты численного моделирования цунами. Согласно своду правил по проектированию зданий и сооружений в цунамиопасных районах [СП 292.1325800.2017] для оценки воздействия цунами на конкретную прибрежную территорию применяются следующие характеристики: вертикальный заплеск – превышение уровня максимального проникновения цунами (линия заплеска) над невозмущенным уровнем моря во время цунами; глубина потока (динамическая глубина) – уровень воды при цунами, отсчитываемый по вертикали от уровня грунта в данном месте, в данный момент времени; горизонтальный заплеск – величина горизонтальной проекции зоны затопления; зона затопления – часть побережья, подвергшегося затоплению, ограниченная сверху линией заплеска.

Согласно [СП 292.1325800.2017] для района Севастополя даны только два показателя цунамиопасности: $h_{100} = 1$ м – значение высоты вертикального заплеска с повторяемостью в среднем один раз в 100 лет; $T = 10$ мин – ожидаемый период волны цунами. Эти оценки являются весьма приближенными, т.к. получены для стандартного цунамиопасного побережья на основе одного достоверного события – цунами в районе г. Ялта в 1927 году. Остальные показатели цунамиопасности (h_{50} , $h_{50;01}$ и f) в [СП 292.1325800.2017] не представлены, поскольку нет достоверных статистических данных об интенсивности цунами по району Крыма. Поэтому возникает необходимость уточнения характеристик цунамиопасности в Балаклавской бухте на основе численного моделирования. Для этого в каждой точке исследуемой области (x, y) рассчитывалась величина: $H_f(x, y) = \max_{0 < t < \tau} [D(x, y, t)] - D(x, y, 0)$, где $D(x, y, t)$ – глубина потока в заданный момент времени; $D(x, y, 0)$ – глубина потока в начальный момент времени; $\tau = 3$ ч – время действия цунами. Смысл величины H_f следующий. Если точка (x, y) находится на суше, то H_f соответствует максимально возможной глубине

затопления прибрежной полосы. Если точка (x, y) располагается в море, то H_f соответствует максимально возможному подъему уровня моря.

Проведенные расчеты показывают, что при проникновении в бухту длинная волна частично отражается от твердых границ южной части бухты, а частично проходит через коленаобразную узость в центральную и северную часть бухты. Здесь происходит концентрация волновой энергии и формируются сейшеобразные колебания уровня воды, приводящие к затоплению пологих участков береговой полосы бухты.

На рис. 4.21 – 4.23 для каждого из трех очагов цунами даны карты максимально возможных границ зоны затопления и глубины потока (м) на прилегающем морском побережье и береговой полосе Балаклавской бухты. Максимально возможная для всех 3-х очагов цунами граница зоны затопления и глубина потока (м) показаны на рис. 4.24.

Граница зоны затопления при максимально возможном подъеме уровня (граница максимального вертикального заплеска) определялась по значению $H_f = 0,05$ м.

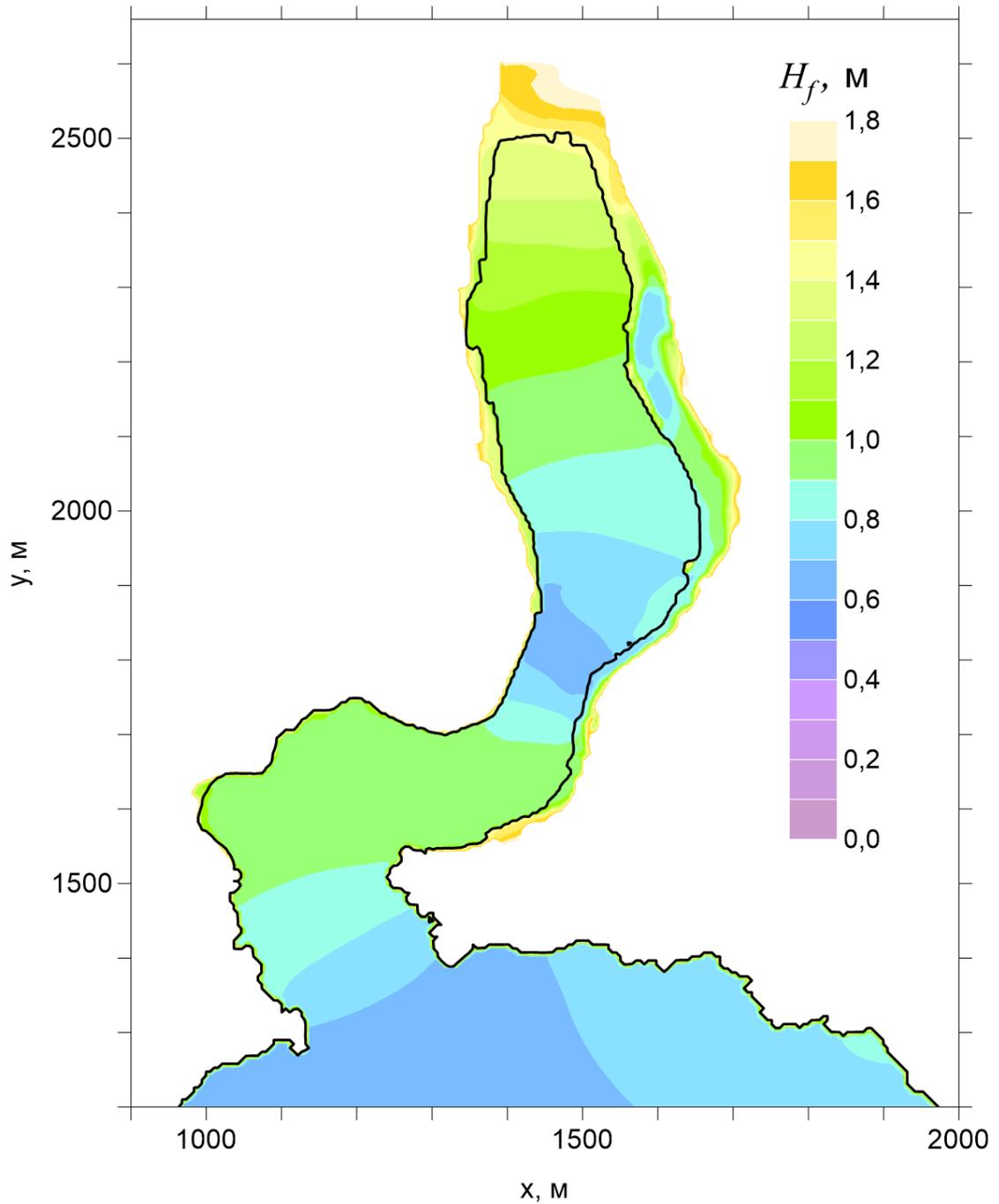


Рисунок 4.21 – Максимально возможные для очага цунами 1 подъем уровня моря и глубина потока (м) на береговой полосе Балаклавской бухты

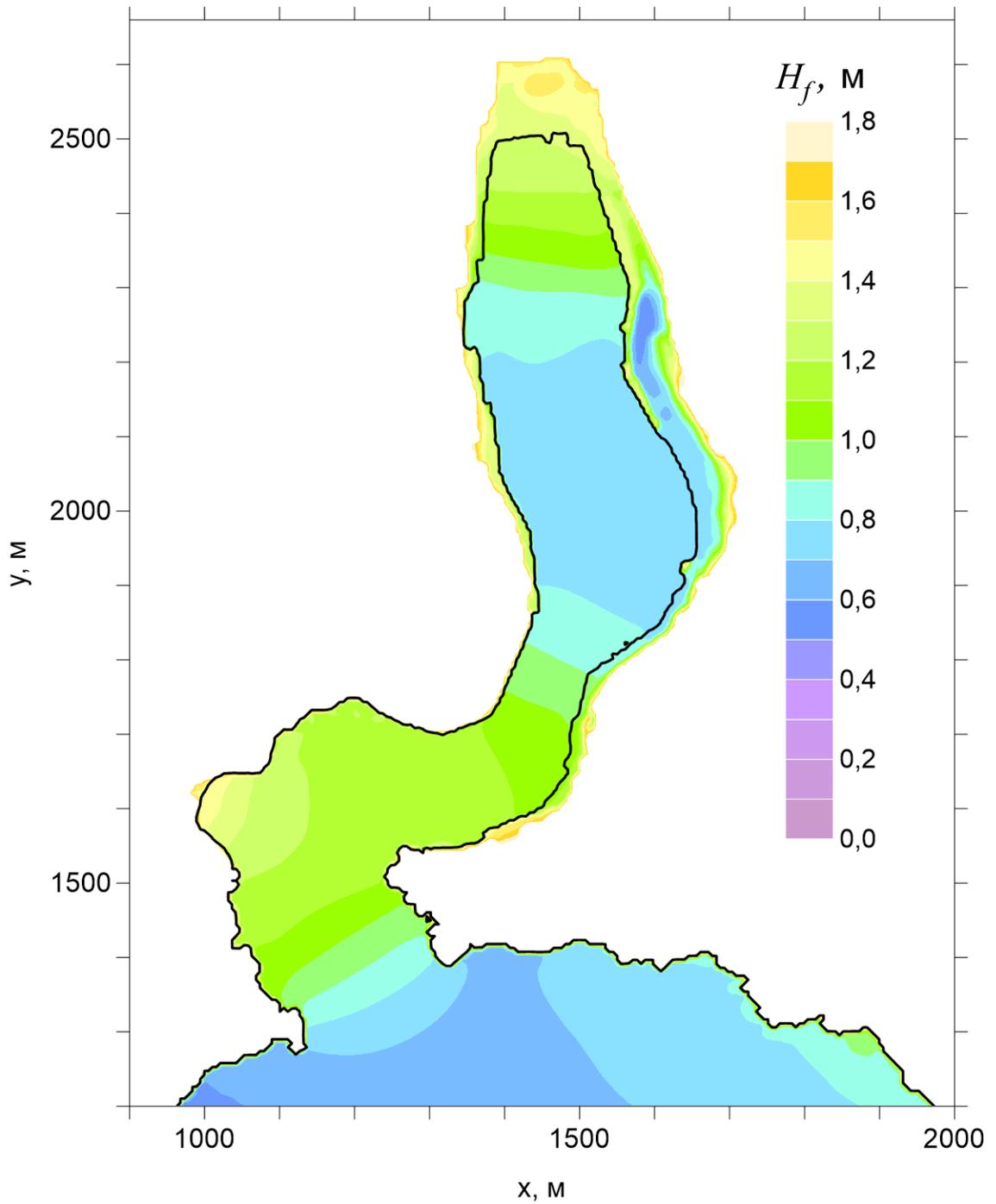


Рисунок 4.22 – Максимально возможные для очага цунами 2 подъем уровня моря и глубина потока (м) на береговой полосе Балаклавской бухты

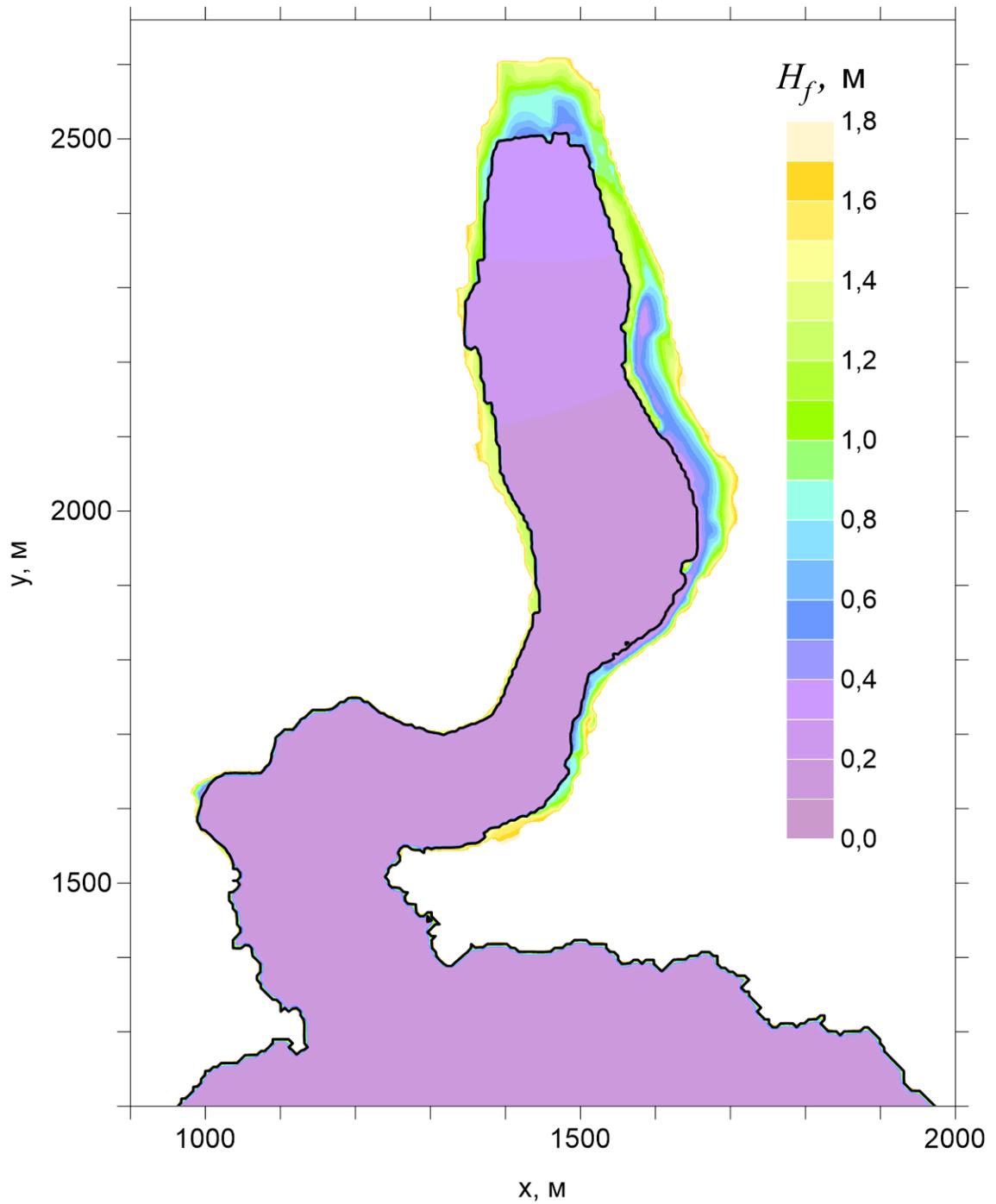


Рисунок 4.23 – Максимально возможные для очага цунами 3 подъем уровня моря и глубина потока (м) на береговой полосе Балаклавской бухты

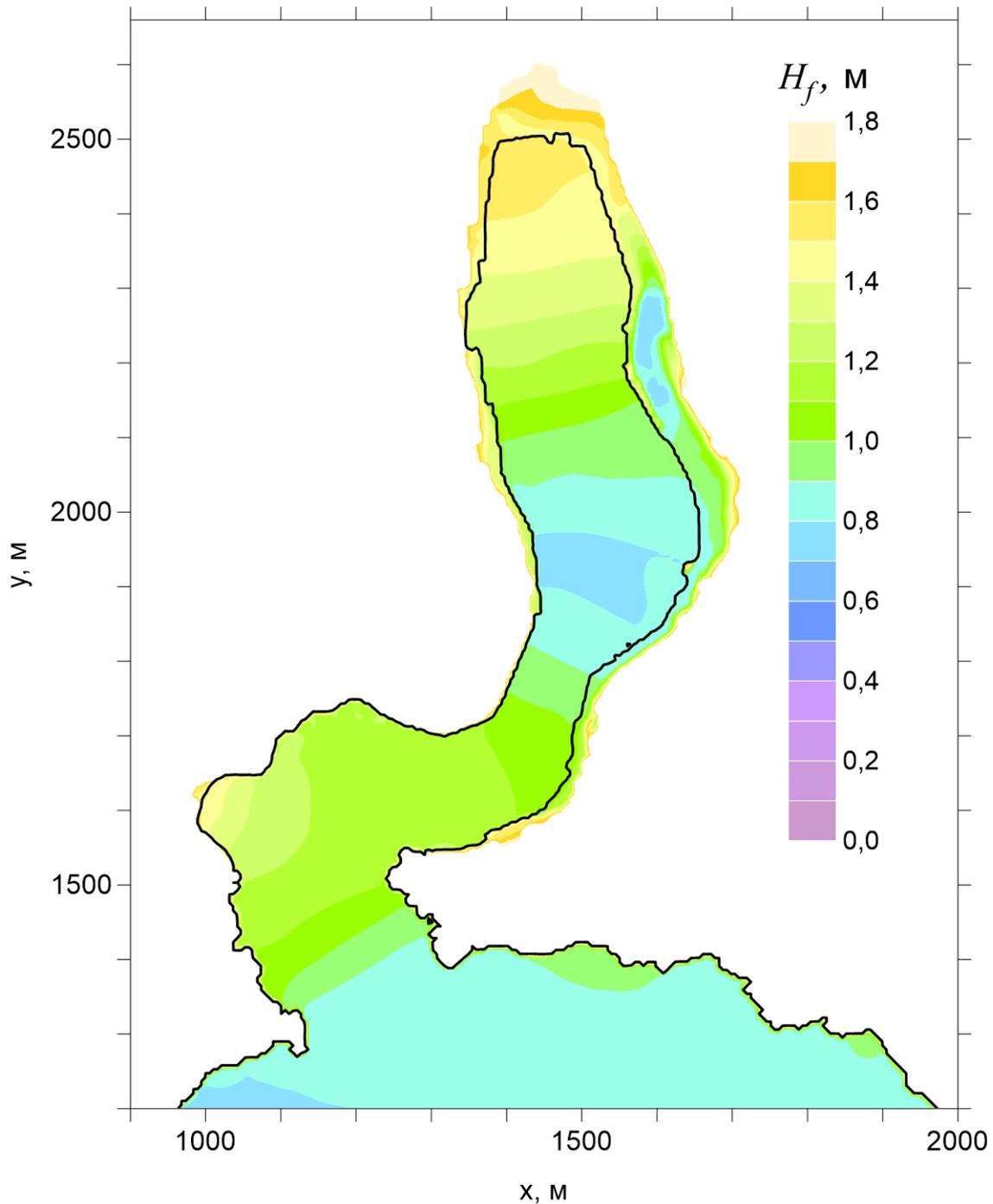


Рисунок 4.24 – Максимально возможные для всех 3-х очагов цунами подъем уровня моря и глубина потока (м) на береговой полосе Балаклавской бухты

Анализ карт показывает, что наибольшему затоплению подвержены берега, примыкающие к вершине бухты и к восточному берегу. Это обусловлено тем, что эти участки береговой полосы являются относительно пологими и низменными по сравнению с другими участками, имеющими более высокие берега и крутые откосы. Согласно результатам моделирования, значения глубины потока на суше

1,0 – 1,5 м. Значения глубины потока в вершине бухты достигают 1,8 м. Максимальная протяженность горизонтального заплеска для восточного берега составляет 60 м, для участков суши у вершины – 90 м.

Выводы к Разделу 4

В настоящем разделе исследовались особенности распространения волн цунами из сейсмических очагов в Азово-Черноморском регионе. В результате проведения численного моделирования выявлены наиболее цунамиопасные участки побережья, а также рассчитаны высоты наката волн на берег при цунами, вызванном Ялтинским землетрясением 12 сентября 1927 г. Основные результаты раздела состоят в следующем.

1. В результате распространения начального возвышения образуется кольцевая волна, которая распространяется неравномерно вследствие неоднородностей рельефа дна и спустя 3 ч. волновые движения охватывают всю акваторию Черного моря. Время добегания волн из различных очагов генерации до берега составляет от нескольких минут для ближайших к источнику участков побережья до 4 часов для участков черноморского северо-западного шельфа.

2. Наиболее цунамиопасными являются ближайшие к очагу участки побережья. Повышения уровня моря вдоль побережья при прохождении волн цунами, вызванными землетрясениями магнитудой 7, составляют десятки сантиметров и в некоторых зонах достигают свыше 1 м. При землетрясении с магнитудой 7,5 амплитуды колебаний уровня моря при подходе волн цунами могут усиливаться до 40 % по сравнению с колебаниями при землетрясении магнитудой 7,0.

4. Высота наката волн цунами, вызванного Ялтинским землетрясением 12 сентября 1927 г., на локальных участках побережья могла достигать 2 м, а глубина осушения побережья в некоторых пунктах – более –3 м.

5. При проникновении цунами в Балаклавскую бухту в ней формируются сейшевые колебания уровня моря с периодом ~ 8 мин, соответствующие моде Гельмгольца. Внутри бухты высоты цунами увеличиваются в 5–6 раз по сравне-

нию с высотой цунами на южной границе области. Колебания уровня моря максимальны в вершине бухты, где подъем достигает 1,4 – 1,5 м.

6. Наибольшему затоплению подвержены северный и восточный берега Балклавской бухты. Значения глубины потока на суше достигают 1,0 – 1,5 м, в вершине бухты – 1,8 м. Максимальная протяженность горизонтального заплеска для восточного берега составляет 60 м, в вершине бухты – 90 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертационная работа посвящена исследованию особенностей распространения волн цунами в прибрежной зоне на основе численного моделирования. Основные результаты работы состоят в следующем:

1. Выполнено численное моделирование распространения волн цунами в узких бухтах и каналах переменного поперечного сечения. Установлено, что увеличение начальной амплитуды волны a_0 и уменьшение ее длины приводит к увеличению высоты вертикального наката и глубины осушения. В бухтах с крутыми береговыми склонами ($\text{tg } \alpha \geq 0,4$) высота наката волн может превышать a_0 в 2–3 раза, а в случае более пологих склонов ($\text{tg } \alpha < 0,4$) высота наката может возрастать в 8 и более раз. Расстояние, которое волна проходит от входа в бухту до точки обрушения, сокращается с ростом a_0 , уменьшением длины волны и глубины бухты, но увеличивается под влиянием донного трения. Это расстояние наибольшее в бухте прямоугольного сечения и наименьшее – в бухте треугольного сечения. В бухтах с треугольной формой глубина отката от берега может превышать по модулю высоту наката на берег. В бухтах с параболической формой сечения высота наката и глубина отката равны по модулю. В бухтах с прямоугольной формой поперечного сечения высоты наката наименьшие.

2. На основе численного моделирования исследованы закономерности распространения волн цунами в бухтах и заливах с модельным и реальным рельефом дна с приложением к бухтам и заливам Черного моря (Феодосийский залив, Геленджикская и Балаклавская бухты). Показано, что в бухтах и заливах с широким входом волны распространяются с образованием локальных повышений и понижений уровня моря у берега и в средней части акватории. Подобная эволюция волн характерна для Феодосийского залива, где локальные повышения уровня моря могут быть больше амплитуды волны на входе в 3 раза. В бухтах (заливах) с узким входом волна излучается внутрь акватории в виде кольцевой волны без понижения уровня моря. Подобный процесс распространения волн характерен для

Геленджикской бухты, где амплитуда волны усиливается до 1,5 раз. Проникновение волн в узкие бухты сопровождается значительным усилением амплитудных характеристик. При вхождении волны в Балаклавскую бухту ее амплитуда увеличивается в 4–5 раз.

3. Проведено исследование распространения волн цунами из гипотетических очагов генерации цунами в Азово-Черноморском бассейне, которые расположены в сейсмически опасных зонах без учета наката волн на берег. Установлено, что наиболее подверженными воздействию цунами являются ближайшие к очагам участки побережья. Повышения уровня моря вдоль побережья при прохождении волн цунами, вызванных землетрясениями магнитудой 7, составляют десятки сантиметров и в некоторых зонах превышают 1 м. При землетрясении с магнитудой 7,5 амплитуды колебаний уровня моря при подходе волн цунами могут усиливаться до 40 % по сравнению с колебаниями при землетрясении магнитудой 7,0.

4. Выполнено численное моделирование распространения и наката волн цунами на берег, вызванного Ялтинским землетрясением 12 сентября 1927 г. Для южной части Крымского побережья, как для наиболее подверженного этому событию, проведен детальный расчет эволюции цунами. Результаты моделирования показали, что высота наката волн на берег в некоторых пунктах (Никита, Гурзуф) может достигать 2 м, а граница осушения береговой зоны достигает изобаты 3 м.

5. Проведено численное моделирование с высоким пространственным разрешением проникновения волн цунами в Балаклавскую бухту. Выявлено, что в результате распространения волн в бухте формируются сейшевые колебания уровня моря с периодом ~ 8 мин, соответствующие моде Гельмгольца. Внутри бухты высоты цунами увеличиваются в 5 – 6 раз по сравнению с высотой цунами на южной границе области. Колебания уровня моря максимальны в вершине бухты, где их амплитуда достигает 1,4–1,5 м. Наибольшему затоплению подвержены северный и восточный берега Балаклавской бухты. Максимальная глубина потока прибрежных районов суши в период действия цунами достигает 1,0–1,8 м. Величина горизонтального заплеска на побережье бухты составляет 60–90 м.

Основные результаты Раздела 4 опубликованы в статьях [Bazykina et al., 2018, 2019], тезисах и материалах конференций [Базыкина и др., 2018а, 2018б, 2018в, 2019а, 2019б; Белоконь и др., 2020; Gurov et al., 2018].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипкин, В.С. Моделирование баротропных сейш в южных морях / В.С. Архипкин, В.А. Иванов, Е.Г. Николаенко // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. – М.: Наука, 1989. – С.104–117.
2. Базыкина, А.Ю. Моделирование распространения поверхностной длинной волны в проливе Босфор / А.Ю. Базыкина, С.Ф. Доценко // Сборник тезисов Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов – 2014». – Севастополь: ООО «Экспресс-печать». – 2014. – С. 212–213.
3. Базыкина, А.Ю. Амплитудные и энергетические характеристики длинных волн в проливе Босфор / А.Ю. Базыкина, С.Ф. Доценко // Доповіді Національної академії наук України. – 2015а. – № 2. – С. 77–82.
4. Базыкина, А.Ю. Нелинейные эффекты при распространении длинных волн в морских каналах / А.Ю. Базыкина, С.Ф. Доценко // Тезисы IX Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых «Понт Эвксинский – 2015». – Севастополь: ФГБУН «ИМБИ им. А.О. Ковалевского РАН», 2015б. – С. 58–59.
5. Базыкина, А.Ю. Влияние нелинейности и донного трения на длинные волны в каналах переменного сечения / А.Ю. Базыкина, С.Ф. Доценко // Процессы в геосредах. – 2016а. – №2. – С. 97–103.
6. Базыкина, А.Ю. Численное моделирование распространения поверхностных длинных волн в бухтах и заливах / А.Ю. Базыкина, С.Ф. Доценко // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – 2016б. – №4. – С. 184–188.
7. Базыкина, А.Ю. Численное моделирование распространения поверхностных длинных волн в бухтах и заливах / А.Ю. Базыкина, С.Ф. Доценко // Материалы молодежной научной конференции «Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования». – Севасто-

- поль: ФГБУН МГИ, 25-29 апреля 2016. – [Электронный ресурс]. 2016в. – С. 45–49.
8. Базыкина, А.Ю. Распространение одиночной длинной волны в бухтах с U-образной формой поперечного сечения / А.Ю. Базыкина, В.В. Фомин // Процессы в геосредах. – 2017а. – № 2 (11). – С. 477–484.
 9. Базыкина, А.Ю. Характеристики наката одиночных волн на берег в бухтах с различной формой поперечного сечения / А.Ю. Базыкина, В.В. Фомин // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ – Гидрофизика». – 2017б. – № 4. – С.30 – 38.
 10. Базыкина, А.Ю. Накат длинных волн типа цунами в Феодосийском заливе / А.Ю. Базыкина, В.В. Фомин // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых. [Электронный ресурс]. – Москва: ИО РАН, 2017в. – С. 36–38.
 11. Базыкина, А.Ю. Влияние крутизны волны на характеристики наката одиночных волн в бухтах с U-образной формой поперечного сечения / А.Ю. Базыкина, В.В. Фомин // Тезисы докладов научной конференции «Моря России: наука, безопасность, ресурсы» – г. Севастополь: ФГБУН МГИ, 2017г. – С. 191–192.
 12. Базыкина, А.Ю. Анализ распространения волн цунами в Азово-Черноморском бассейне / А.Ю. Базыкина, В.В. Фомин // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. Выпуск 3 – Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН. – 2018а. – С. 11–16.
 13. Базыкина, А.Ю. Амплитудные характеристики волн цунами в Азово-Черноморском регионе / А.Ю. Базыкина, В.В. Фомин // Тезисы докладов всероссийской научной конференции «Моря России: методы, средства и результаты исследований». – г. Севастополь, 24–28 сентября 2018 г. – Севастополь: ФГБУН МГИ, 2018б. – С. 28–29.
 14. Базыкина, А.Ю. Характеристика волн цунами в прибрежной зоне Черного моря по результатам численного моделирования / А.Ю. Базыкина, В.В. Фомин // Процессы в геосредах. – 2018в. – № 3(17). – С. 195–196.

15. Базыкина, А.Ю. Оценки амплитудных характеристик волн типа цунами на побережье Черного моря / А.Ю. Базыкина, В.В. Фомин // Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Севастополь, 22-26 апреля 2019 г. [Электронный ресурс]. – Севастополь: ФГБУН МГИ. 2019а. – С. 35–36.
16. Базыкина, А.Ю. Оценки амплитудных характеристик наката волн цунами в прибрежной зоне Черного моря / А.Ю. Базыкина, В.В. Фомин // Тезисы докладов всероссийской научной конференции «Моря России: фундаментальные и прикладные исследования». – г. Севастополь, 23–28 сентября 2019 г. – Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2019б. – С. 39–40.
17. Базыкина, А.Ю. Численное моделирование распространения волн цунами в Керченском проливе / А.Ю. Базыкина, В.В. Фомин // Материалы V Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Калининград, 18–22 мая 2020 г. [Электронный ресурс]. Калининград: АО ИО РАН. – 2020. – <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=43087152>, свободный. – С. 27–28.
18. Баклановская, В.Ф. Результаты численного моделирования поверхностных и внутренних сейшевых колебаний / В.Ф. Баклановская, А.С. Блатов, А.Т. Кондрин [и др.] // Метеорология и гидрология. – 1986. – № 6. – С. 74–81.
19. Белоконь, А.Ю. Моделирование распространения длинных волн в прибрежной зоне Черного моря с приложением к проблеме цунами / А.Ю. Белоконь, Фомин В.В. // Тезисы докладов всероссийской научной конференции «Моря России: исследования береговой и шельфовой зон (XXVIII береговая конференция)». – г. Севастополь, 21–25 сентября 2020 г. – Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ. – 2020. – С. 54 – 55.
20. Белоконь, А.Ю. Оценки амплитудных характеристик наката волн цунами на различных участках Черноморского побережья / А.Ю. Белоконь // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – 2021. – № 1. – С. 34–46. – doi:10.22449/2413-5577-2021-1-34-46.
21. Бондур, В.Г. Природные катастрофы и окружающая среда / В.Г. Бондур, В.Ф. Крапивин, И.И. Потапов [и др.] // Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. – 2012. – №1. – С. 3–150.

22. Вольцингер, Н.Е. Длинноволновая динамика прибрежной зоны / Н.Е. Вольцингер, К.А. Клеванный, Е.Н. Пелиновский. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 271 с.
23. Вольцингер, Н.Е. Основные океанологические задачи теории мелкой воды / Н.Е. Вольцингер, Р.В. Пясковский. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 300 с.
24. Горячкин, Ю.Н. Сейши в Севастопольской Бухте / Ю.Н. Горячкин, В.А. Иванов, Л.Н. Репетин [и др.] // Труды УкрНИГМИ. – 2002. – Вып. – 250. – С. 342–353.
25. Григораш, З.К. Обзор удаленных мареограмм некоторых цунами в Черном море / З.К. Григораш // Тр. СахКНИИ ДВО АН СССР. – 1972. – Вып.29. – С. 271 – 278.
26. Григораш, З.К. Распространение цунами 1927 г. в Черном море / З.К. Григораш // Тр. Морского гидрофиз. ин-та. – 1959. – Т. 18. – С. 113–116.
27. Григораш, З.К. Черноморские цунами 1927 г. по мареографическим записям / З.К. Григораш // Тр. МГИ АН СССР. – 1959. – 17. – С. 59–67.
28. Григораш, З.К. Волны цунами, сопровождавшие Анапское землетрясение 12 июля 1966 г. / З.К. Григораш, Л.А. Корнева // Океанология. – 1969. – Т. 9, вып.6. – С. 988–995.
29. Григораш, З.К. Мареографические данные о цунами в Черном море при Турецком землетрясении в декабре 1939 г. / З.К. Григораш, Л.А. Корнева // Океанология. – 1972. – Т. XII, вып. 3. – С. 416 – 422.
30. Гусяков, В.К. Ground Zero: мегаземлетрясения — главная угроза безопасности морских побережий / В.К. Гусяков // Наука из первых рук. – 2018. – №2/3 (78). – С. 13–35.
31. Гусяков, В.К. Методы и проблемы оценки цунамиопасности морских побережий / В.К. Гусяков // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2017. – Т. 10, № 3. – С. 26–38.
32. Двойченко, П.А. Черноморские землетрясения 1927 г. в Крыму / П.А. Двойченко // Природа. – 1928. – № 6. – С. 524–542.

33. Диденкулов, О.И. Накат нелинейно деформированных морских волн на берег бухты параболического сечения / О.И. Диденкулов, И.И. Диденкулова, Е.Н. Пелиновский // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2014а. – Т. 50, № 5. – С. 604–611.
34. Диденкулов, О.И. Параметризация характеристик наката одиночных волн в бухте параболического сечения / О.И. Диденкулов, И.И. Диденкулова, Е.Н. Пелиновский // Труды НГТУ. – 2014б. – № 3 (105). – С. 30–36.
35. Диденкулов, О.И. Влияние формы поперечного сечения бухты на характеристики наката волн на берег / О.И. Диденкулов, И.И. Диденкулова, Е.Н. Пелиновский [и др.] // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2015. – Т. 51, № 6. – С. 741–747.
36. Диденкулова, И.И. Бегущие длинные волны в водных прямоугольных каналах переменного сечения / И.И. Диденкулова, Д.Е. Пелиновский, Д.Ю. Тюгин [и др.] // Вестник МГОУ. Сер. «Естественные науки». – 2012. – № 5. – С. 89–93.
37. Доценко, С.Ф. Излучение длинных волн из сейсмоактивных зон Черного моря / С.Ф. Доценко // Морской гидрофизический журнал. – 1995. – № 5. – С. 3–9.
38. Доценко, С.Ф. Оценка уровня цунамиопасности Черного моря / С.Ф. Доценко // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика. Астрономия. – 1998. – №4. – С. 19–23.
39. Доценко, С.Ф. Черноморские цунами / С.Ф. Доценко // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. – 1994. – 30, № 4. – С.513–519.
40. Доценко, С.Ф. Численное моделирование цунами в Черном, Азовском и Каспийском морях как необходимый элемент региональных систем раннего предупреждения о цунами / С.Ф. Доценко // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2012. – Вып. 26(2). – С. 287–300.
41. Доценко, С.Ф. Численное моделирование распространения длинных волн в проливе Босфор / С.Ф. Доценко, А.Ю. Базыкина // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2013. – Вып. 27. – С. 184–188.

42. Доценко, С.Ф. Особенности распространения волн типа цунами в прибрежной зоне Черного моря / С.Ф. Доценко, А.Ю. Базыкина, А.В. Ингеро́в // Тезисы докладов научной конференции «Мировой океан: модели, данные и оперативная океанология». – Севастополь: ФГБУН МГИ. – 2016. – С. 47–48.
43. Доценко, С.Ф. Особенности распространения волн типа цунами в прибрежной зоне Черного моря / С.Ф. Доценко, А.Ю. Базыкина, А.В. Ингеро́в // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2017. – Вып. 2. – С. 11–19.
44. Доценко, С.Ф. Природные катастрофы Азово-Черноморского региона / С.Ф. Доценко, В.А. Иванов // Севастополь: НПЦ ЭКОСИ-Гидрофизика, 2013. – 174 с.
45. Доценко, С.Ф. Характеристика волн цунами сейсмического происхождения в бассейне Черного моря по результатам численного моделирования / С.Ф. Доценко, А.В. Ингеро́в // Морской гидрофизический журнал. – 2013. – № 3. – С.25–34.
46. Доценко, С.Ф. Характеристики черноморских цунами по данным измерений / С.Ф. Доценко, А.В. Ингеро́в // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 1. – С. 21–31.
47. Доценко, С.Ф. Численный анализ цунамиопасности побережья Азовского моря / С.Ф. Доценко, А.В. Ингеро́в // Допові́ді НАН України. – 2011. – №4. – С. 105–110.
48. Доценко, С.Ф. Численное моделирование распространения и усиления волн цунами у Крымского полуострова и северо-восточного побережья Черного моря / С.Ф. Доценко, А.В. Ингеро́в // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 1. – С. 3–15.
49. Доценко, С.Ф. Численные оценки цунамиопасности Крымско-Кавказского побережья Черного моря / С.Ф. Доценко, А.В. Ингеро́в // Допові́ді НАН України. – 2009. – № 6. – С. – 119–125.

50. Доценко, С.Ф. Цунами 1927 в Черном море: данные наблюдений, численное моделирование / С.Ф. Доценко, А.В. Коновалов // Морской гидрофизический журнал. – 1995. – №6. – С. 3–16.
51. Доценко, С.Ф. Распространение длинных поверхностных волн в каналах переменного поперечного сечения / С.Ф. Доценко, И.Н. Ракова // Морской гидрофизический журнал. – 2012. – № 2. – С. 3–17.
52. Доценко, С.Ф. Анализ двумерного распространения волн цунами из эллиптического очага в прямолинейный канал / С.Ф. Доценко, Н.К.В. Санникова // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2011. – Вып. 25, Т. 2. – С.419–428.
53. Доценко, С.Ф. Характеристики наката одиночной поверхностной волны на береговой откос / С.Ф. Доценко, Н.К.В. Санникова // Доповіді Національної академії наук України. – 2013. – № 2. – С. 86–91.
54. Доценко, С.Ф. Численный анализ распространения волны цунами из одного бассейна в другой через пролив прямоугольного поперечного сечения / С.Ф. Доценко, Н.К.В. Санникова // Морской гидрофизический журнал. – 2012. – № 6. – С. 3–16.
55. Ефимов, В.В. Волны в пограничных областях океана / В.В. Ефимов, Е.А. Куликов, А.Б. Рабинович, И.В. Файн // Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 280 с.
56. Железняк, М.И. Физико-математические модели наката цунами на берег / М.И. Железняк, Е.Н. Пелиновский // Накат цунами на берег, 1985. – Горький: ИПФ АН СССР. – С. 8–33.
57. Жук, Е.В. Использование ГИС-технологий для отображения результатов моделирования / Е.В. Жук, А.Х. Халиулин, Г. Зодиатис, А.В. Ингеров, А.Ю. Базыкина // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых. [Электронный ресурс]. – Москва: ИО РАН. 2017. – С. 81–83.
58. Зайцев, А.И. Моделирование цунами в Черном море / А.И. Зайцев, А.С. Козелков, А.А. Куркин и др. // Известия Академии инженерных наук Российской

- Федерации. – Прикладная математика и механика. – М.-Н. Новгород: НГТУ, 2002. – Т. 3. – С. 27–45.
59. Зайцев, А.И. Прогноз высот волн цунами на Российском побережье Черного моря / А.И. Зайцев, Е.Н. Пелиновский // *Океанология*. – 2011. – Т. 51. – № 6. – С. 965–973.
60. Ингеров, А.В. Численный анализ распространения поверхностных длинных волн в бассейне Черного моря / А.В. Ингеров, Н.К.В. Санникова // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. – 2013. – Вып. 27. – С. 189–194.
61. Кайстренко, В.М. Аналитическая теория наката волн цунами на плоский откос / В.М. Кайстренко, Р. Х. Мазова, Е. Н. Пелиновский [и др.] // *Накат цунами на берег*. – Горький: ИПФ АН СССР, 1985. – С. 34–47.
62. Кныш, В.В. О нелинейных эффектах при распространении волн типа цунами / В.В. Кныш // *Морские гидрофизические исследования*. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1971. – № 6 (56). – С. 15–25.
63. Ковалев, Д. П. Сейши, вызываемые атмосферными возмущениями в диапазоне периодов метеоцунами, у побережья южной половины острова Сахалин / Д.П. Ковалев, П.Д. Ковалев, М.О. Хузеева // *Морской гидрофизический журнал*. – 2020. – Т. 36, № 4. – С. 437–450. doi:10.22449/0233-7584-2020-4-437-450.
64. Ковалев, П.Д. Особенности сейшевых колебаний в заливах и бухтах Дальнего Востока: Приморья, Сахалина, южных Курильских островов / П.Д. Ковалев, Д.П. Ковалев // *Вестник Тамбовского университета*. – 2013. – 18, № 4. – 1. – С. 1377–1382.
65. Козелков, А.С. Цунами космогенного происхождения / А.С. Козелков, А.А. Куркин, Е.Н. Пелиновский // *Труды Нижегородского государственного технического университета им. Р.Е. Алексева*. – 2014. – № 2 (104). – С. 26–35.
66. Кононкова, Г.Е. Динамика морских волн / Г.Е. Кононкова, К.В. Показеев. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – 298 с.
67. Кочин, Н.Е. Теоретическая гидромеханика. Ч.1 / Н.Е. Кочин, И.А. Кибель, Н.В. Розе. – М.: Физматгиз, 1963. – 584 с.

68. Куркин, А.А. Нелинейная и нестационарная динамика длинных волн в прибрежной зоне / А.А. Куркин. – Н. Новгород: НГТУ, 2005. – 330 с.
69. Курчатов, И.В. Сейши в Черном и Азовском морях / И.В. Курчатов // Изв. Центр. Гидромет. Бюро. – 1925. – Вып. 4. – С. 149–158.
70. Лайтхилл, Дж. Волны в жидкостях / Дж. Лайтхилл. – М.: Мир, 1981. – 603 с.
71. Ламб, Г. Гидродинамика / Г. Ламб. – М.-Л.: Гостехиздат, 1947. – 928 с.
72. Левин, Б.В. Проблема цунами: вчера, сегодня, завтра / Б.В. Левин // Вестник ОНЗ РАН. – 2010. – Т.2. – NZ10002
73. Левин, Б.В. Физика цунами и родственных явлений в океане / Б.В. Левин, М.А. Носов. – М.: Янус-К, 2005. – 360 с.
74. Ле Меоте, Б. Введение в гидродинамику и теорию волн на воде / Б. Ле Меоте. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 367 с.
75. Лобковский, Л.И. Численное моделирование распространения Черноморских и Азовоморских цунами через Керченский пролив / Л.И. Лобковский, Р.Х. Мазова, Е.А. Баранова, А.М. Тугарев // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – Т. 34, № 2 (200). – С. 111–122.
76. Лобковский, Л.И. Оценки максимальных волн цунами для побережья г. Сочи при возможных сильных землетрясениях / Л.И. Лобковский, Р.Х. Мазова, Е.А. Колчина // Доклады Академии наук. – Т. 456. – № 5. – 2014. – С. 604–609.
77. Мазова, Р.Х. Анализ спектральных характеристик черноморских цунами / Р.Х. Мазова, Б.А. Кисельман, Н.Н. Осипенко, Е.А. Колчина // Тр. Нижегородского государственного технического университета им. Р.Е. Алексеева. – 2013. – № 2(99). – С. 52–66.
78. Марчук, Ан.Г. Численное моделирование волн цунами / Ан.Г. Марчук, Л.Б. Чубаров, Ю.И. Шокин. – Новосибирск: Наука, 1983. – 175 с.
79. Михайличенко, С.Ю., Иванча, Е.В. Численное моделирование взаимодействия поверхностных гравитационных волн с одиночным волноломом / С.Ю. Михайличенко, Е.В. Иванча // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – 2017. – №4. – С. 22–29.

80. Мурти, Т.С. Сейсмические морские волны цунами / Т.С. Мурти. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 447 с.
81. Никонов, А.А. Аргонавты на пути в Понт: испытание цунами / А.А. Никонов // Природа. – 2017. – № 2. – с. 38–45.
82. Никонов, А.А. Главные особенности геодинамики, напряженного состояния и распределения сильных землетрясений в Азово-Черноморском регионе / А.А. Никонов // Четвертая тектонофизическая конференция в Институте физики Земли РАН тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. – Т. 1. – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН Москва, 2016а. – С. 493–501.
83. Никонов, А.А. Крымское землетрясение 1927 года: неизвестные явления на море / А.А. Никонов // Природа. – 2002. – № 9. – С. 13–20.
84. Никонов, А.А. Мощное цунами. В проливе... Керченском / А.А. Никонов // Природа. – 2016б. – № 5. – с. 29–38.
85. Никонов, А.А. Мощное цунами. В проливе... Керченском / А.А. Никонов // Природа. – 2016в. – № 7. – С. 30–40.
86. Никонов, А.А. Цунами на берегах Черного и Азовского морей / А.А. Никонов // Физика Земли. – 1997. – № 1. – С. 86–96.
87. Никонов, А.А. Новый каталог цунами в Черном и Азовском морях в приложении к оценке цунамиопасности Российского побережья / А.А. Никонов, В.К. Гусяков, Л.Д. Флейфель // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 2. – С. 240–255.
88. Никонов, А.А. Цунами в Одессе: природный или рукотворный феномен? / А.А. Никонов, Л.Д. Флейфель // Природа. – 2015. – № 4. – С. 36–43.
89. Пелиновский, Е.Н. Гидродинамика волн цунами / Е.Н. Пелиновский. – Н. Новгород: ИПФ РАН, 1996. – 276 с.
90. Пелиновский, Е.Н. Нелинейная динамика волн цунами / Е.Н. Пелиновский. – Горький: ИПФ АН СССР, 1982. – 226 с.
91. Пелиновский, Е.Н. Оценка и картирование опасности цунами на Черноморском побережье Украины / Е.Н. Пелиновский, А.И. Зайцев // Тр. Нижегород-

- ского государственного технического университета им. Р.Е. Алексеева. – 2011. – № 3(90). С. 44–50.
92. Пелиновский, Е.Н. Распространение длинных волн в проливах / Е.Н. Пелиновский, Е.Н. Трошина // Морские гидрофизические исследования. – 1993. – № 1. – С. 47–52.
93. Петрухин, Н.С. Моделирование водного потока в рамках одномерных уравнений мелкой воды / Н.С. Петрухин, Е.Н. Пелиновский // Тр. НГТУ. – 2011. – № 4 (91). – С. 60–69.
94. Ржонсницкий, В.Б. Приливные движения. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 244 с.
95. Рязанцев, Г.Б. Мини-цунами на Азовском море / Г.Б. Рязанцев, В.Л. Монин // Система Планета Земля. – М.: Изд-во Моск. ун-та. – 2018. – С. 86–88.
96. Селезов, И.Т. Трансформация волн в прибрежной зоне шельфа / И.Т. Селезов, В.Н. Сидорчук, В.В. Яковлев. – Киев: Наук. Думка. – 1983. – 207 с.
97. Соловьев, С.Л. Проблема цунами и ее значение для Камчатки и Курильских островов / С.Л. Соловьев // Проблема цунами. – М.: Наука. – 1968. – С. 7–50.
98. Соловьев, С.Л. Средиземноморские цунами и их сопоставление с тихоокеанскими цунами / С.Л. Соловьев // Известия РАН. Физика Земли. – 1989. – № 11. – С. 3–17.
99. Соловьев, С.Л. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана (173 – 1968) / С.Л. Соловьев, Ч.Н. Го. – М.: Наука, 1974. – 309 с.
100. Соловьев, С.Л. Каталог цунами на восточном побережье Тихого океана (1513 – 1968) / С.Л. Соловьев, Ч.Н. Го. – М.: Наука, 1975. – 203 с.
101. Стокер, Дж. Волны на воде / Дж. Стокер. – М.: Иностранная лит-ра, 1959. – 618 с.
102. Уломов, В.И. Опыт картирования очагов землетрясений / В.И. Уломов, Т.П. Полякова, Л.С. Шумилина и др. // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН. – 1993. – Вып. 1. – С. 99–108.
103. Фомин В.В., Лазоренко Д.И., Иванча Е.В. Численное моделирование сейш в Балаклавской бухте / В.В. Фомин, Д.И. Лазоренко, Е.В. Иванча // Экологиче-

- ская безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – 2017. – № 3. – С. 32–39.
104. Черкесов, Л.В. Гидродинамика поверхностных и внутренних волн / Л.В. Черкесов. – Киев: Наук. думка, 1976. – 264 с.
105. Черкесов, Л.В. Поверхностные и внутренние волны / Л.В. Черкесов. – Киев: Наукова думка, 1973. – 247 с.
106. Шевченко, Г.В. История исследований цунами (ИМГиГ ДВО РАН) / Г.В. Шевченко // Вестник ДВО РАН. – 2011. – № 6. – С. 19–26.
107. Шнюков, Е.Ф. Катастрофы в Черном море / Е.Ф. Шнюков, Л.И. Митин, В.П. Цемко. – Киев: Манускрипт, 1994. – 296 с.
108. Шокин, Ю.И. Вычислительный эксперимент в проблеме цунами / Ю.И. Шокин, Л.Б. Чубаров, Ан.Г. Марчук и др. – Новосибирск: Наука, 1989. – 168 с.
109. Шулейкин, В.В. Физика моря / В.В. Шулейкин. – М.: Наука, 1968. – 1083 с.
110. Altinok, Y The tsunami of August 17, 1999. – in Izmit Bay, Turkey / Y. Altinok, S. Tinti, B. Alpar [et al.] // Natural Hazards. – 2001. – Vol. 24, iss. 2. – P. 133–146.
111. Altinok, Y. Tsunamis Observed on and Near the Turkish Coast / Y. Altinok, Ş. Ersoy // Natural Hazards. – 2000. – Vol. 21, iss. 2–3. – pp. 185–205.
112. Bazykina A.Y. Amplitude Characteristics Of Tsunamis Waves In The Azov-Black Sea Region / A.Y. Bazykina, V.V. Fomin // Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika. – 2019. – 12(4). – P. 21–31. DOI: 10.7868/S2073667319040038.
113. Bazykina, A.Yu. Application of a Channel Model for Describing Propagation of Tsunami-Like Single Waves in a Channel with Variable Cross-Section / A.Yu. Bazykina, S.F. Dotsenko // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2015a. – iss. 1. – P. 27–38. – DOI: 10.22449/0233-7584-2015-1-29-41.
114. Bazykina, A.Yu. Nonlinear effects at propagation of long surface waves in the channels with a variable cross-section / A.Yu. Bazykina, S.F. Dotsenko // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2015b. – iss. 4. – P. 3–12. – DOI: 10.22449/1573-160X-2015-4-3-12.

115. Bazykina, A.Yu. Propagation of Tsunami-like Surface Long Waves in the Bays of a Variable Depth / A.Yu. Bazykina, S.F. Dotsenko // *Physical oceanography*, [e-journal]. – 2016, iss. 4, P. 3–12. – DOI: 10.22449/1573-160X-2016-4-3-11.
116. Bazykina, A.Yu. The Geo-Information System Application for Display of the Tsunami Type Long Wave Propagation Modeling Results in the Black Sea Coastal Area / A.Yu. Bazykina, E.V. Zhuk, A.Kh. Khaliulin // *Physical Oceanography*, [e-journal]. – 2017. – iss. 3. – P. 74–81. – DOI: 10.22449/0233-7584-2017-3-74-81.
117. Bazykina, A.Yu. Numerical Simulation of Tsunami in the Black Sea Caused by the Earthquake on September 12, 1927 / A.Yu. Bazykina, S.Yu. Mikhailichenko, V.V. Fomin // *Physical Oceanography*. – 2018. – V. 25, iss. 4. – P. 295–304. – DOI: 10.22449/1573-160X-2018-4-295-304.
118. Belokon A.Yu. Simulation of Tsunami Wave Propagation in the Kerch Strait // A.Yu. Belokon, V.V. Fomin // *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. – 2021. – 14(1). – P. 67–78. – DOI: 10.7868/S207366732101007X.
119. Carrier, G. F. Water waves of finite amplitude on a sloping beach / G.F. Carrier, H.P. Greenspan // *J. Fluid Mech.* – 1958. – Vol. 4, iss. 1 – P. 97–109.
120. Choi, B. H. Two- and three-dimensional computation of solitary wave runup on non-plane beach / B.H. Choi, E. Pelinovsky, D.C. Kim // *Nonlinear Proc. Geoph.* – 2008. – Vol. 15. – P. 489–502.
121. Defant, A. *Physical oceanography. Vol.1* / A. Defant – New York: Pergamon Press, 1961. – 745 p.
122. Didenkulov O. Didenkulova I. Pelinovsky E. Parameterization of run-up characteristics for long bell-shaped solitary waves propagating in a bay of parabolic cross-section / O. Didenkulov, I. Didenkulova, E. Pelinovsky // *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences*. – 2015a. – № 64 (3). – P. 234–239.
123. Didenkulov, O.I. Influence of the shape of the bay cross section on wave run-up. / O.I. Didenkulov, I.I. Didenkulova, E.N. Pelinovsky and A.A. Kurkin // *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2015b. – 51 (6). – P. 661–666.

124. Didenkulova, I. Nonlinear long-wave deformation and runup in a basin of varying depth / I. Didenkulova // *Nonlinear Proc. Geophys.* – 2009a. – V. 16, Iss. 1. – P. 23–32.
125. Didenkulova, I. Tsunami runup in narrow bays: the case of Samoa 2009 tsunami / I. Didenkulova // *Nat. Hazards.* – 2013. – V. 65., Iss. 3. – P. 1629–1636.
126. Didenkulova, I. Non-dispersive traveling waves in inclined shallow water channels / I. Didenkulova, E. Pelinovsky // *Phys. Lett. A.* – 2009b. – №373 (42). – P. 3883–3887.
127. Didenkulova, I. Nonlinear wave evolution and runup in an inclined channel of a parabolic cross-section / I. Didenkulova, E. Pelinovsky // *Phys. Fluids.* – 2011a. – V. 23. – Iss. 8. – Article №: 086602.
128. Didenkulova, I. Runup of tsunami waves in U-shaped bays / I. Didenkulova, E. Pelinovsky // *Pure Appl. Geophys.* – 2011b. – № 168. – P. 1239–1249.
129. Didenkulova, I. Long surface wave dynamics along a convex bottom / I. Didenkulova, E. Pelinovsky, T. Soomere // *J. Geophys. Res. Oceans.* – 2009c. – № 114, C07006.
130. Didenkulova, I.I. Runup of nonlinearly deformed waves on a coast / I.I. Didenkulova, N. Zahibo, A.A. Kurkin, B.V. Levin, E.N. Pelinovsky, T. Soomere // *Doklady Earth Sci.* – 2006. – № 411, P. 1241–1243.
131. Didenkulova, I. Reflection of long waves from a “non-reflecting” bottom profile / I. Didenkulova, N. Zahibo, E. Pelinovsky // *Fluid dyn.* – 2008. – №43 (4), P. 590 – 595.
132. Friedrichs, C.T. Tidal propagation in strongly convergent channels / C.T. Friedrichs, D.G. Aubrey // *J. Geoph. Res.* – 1994. – 99, № C2. – P. 3321–3336.
133. Garayshin, V.V. Harris An analytical and numerical study of long waves run-up in U-shaped and V-shaped bays / V.V. Garayshin, M.W. Harris, D.J., Nicolsky [et al.] // *Applied Mathematics and Computations.* –2016. – Vol. 279. – P. 187–197.
134. Grue, J. Formation of undular bores and solitary waves in the Strait of Malacca caused by the 26 December 2004 Indian Ocean tsunami / J. Grue, E. Pelinovsky, D. Fructus [et al.] // *J. Geophys. Res.* – 2008. – Vol. 113. – P. 1–14.

135. Gurov, K. Numerical simulation of propagation of tsunami waves in the Black Sea caused by the earthquake on 12 September, 1927 / K. Gurov, A. Bazykina, S. Mikhailichenko, V. Fomin // *Surveying Geology & Mining Ecology Management*. – 2018. – T. 18, № 3.1. – P. 531–538. – DOI: 10.5593/sgem2018/3.1/S12.069
136. Harris, M.W. Runup of Nonlinear Long Waves in Trapezoidal Bays: 1-D Analytical Theory and 2-D Numerical Computations / M.W. Harris, D.J. Nicolsky, E.N. Pelinovsky [et al.] // *Pure Appl. Geophys.* – 2015. – 172, issue 3. – P. 885–899.
137. Hébert, H. Tsunami hazard in the Marmara Sea (Turkey): numerical approach to discuss active faulting and impact on the Istanbul coastal areas / H. Hébert, F. Schindelé, Y. Altinok [et al.] // *Marine Geology*. – 2005. – 215, № 1. – P. 23–43.
138. Horrillo, J. Wave dispersion study in the Indian Ocean tsunami of December 26, 2004 / J. Horrillo, Z. Kowalik, Y. Shigihara // *Sci. Tsunami Hazards*. – 2006. – Vol. 25, iss. 1. – P. 42–63.
139. Ignatov, E.I. Coastal and Bottom Topography. In: Kostianoy A.G., Kosarev A.N. (eds) *The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry*, vol 5Q. Springer, Berlin, Heidelberg. – 2007. – P. 41–62
140. Isvoranu, D. Hydrodynamics of tsunamis generated by asteroid impact in the Black Sea / D. Isvoranu, V. Badescu // *Cent. Eur. J. Phys.* – 2012. – Vol. 10, № 2. – P. 429–446.
141. Kalafat, D. Observatory and Earthquake Research Institute seismology laboratory / D. Kalafat, B.U. Kandilli // *CSEM/EMSC Newsletter*. – 2003. – № 19. – P. 5–7.
142. Kanoglu, U. Long wave runup on piecewise linear topographies / U. Kanoglu, C.E. Synolakis // *J. Fluid Mech.* – 1998. – Vol. 374. – P. 1–28.
143. Khakizyanov, G.S. Simulation of tsunami waves generated by submarine landslides in the Black Sea / G.S. Khakizyanov, O.I. Gusev, S.A. Beisel, L.B. Chubarov, N.Yu. Shokina // *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. – 2015. – Vol. 30, No. 4. – P. 227–237
144. Kowalik, Z. Basic relations between tsunamis calculations and their physics / Z. Kowalik // *Sci. Tsun. Hazar.* – 2001. – 19, № 2. – P. 99–115.

145. Kowalik, Z. Basic relations between tsunamis calculation and their physics – II / Z. Kowalik // *Science of Tsunami Hazards*. – 2003. – 21, № 3. – P. 154–173.
146. Kowalik, Z. Numerical simulation of two-dimensional tsunami runup / Z. Kowalik, T.S. Murty // *Marine Geodesy*. – 1993. – 16. – P. 87–100.
147. Lemmin, U. Tests of an extension to internal seiches of Defant's procedure for determination of surface seiche characteristics in real lakes / U. Lemmin, C.H. Mortimer // *Limnol. Oceanogr.* – 1986. – 31, № 6. – P. 1207–1231.
148. Li, Y. Solitary wave runup on plane slopes / Y. Li, F. Raichlen // *J. Waterways, Port, Coastal, Ocean Engineering*. – 2001. – 127, No 1. – P. 33–44.
149. Liu, P.L.-F. Runup of solitary waves on a circular island / P.L.-F. Liu, Y.-S. Cho, M.J. Briggs [et al.] // *J. Fluid Mech.* – 1995. – 302. – P. 259–285.
150. Lovholt, F. Simulating tsunami propagation in fjords with long-wave models / F. Lovholt, S. Glimsdal, P. Linett [et al.] // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* – 2015. – Vol. 15, iss. № 3. – P. 657–669.
151. Moldovan, I.A. Probabilistic seismic hazard assessment in the Black sea area / I.A. Moldovan, M. Diaconescu, R. Partheniu, A.P. Constantin, E. Popescu, D. Toma-Danila // *Romanian Journal of Physics*. – 2017. – 62, 809. – 14 p.
152. Oaie, G. Natural marine hazards in the Black Sea and the system of their monitoring and real-time warning / G. Oaie, A. Seghedi, V. Rădulescu // *Geo-Eco-Marina*. – 2016. – 22. – P. 5–28.
153. Papadopoulos, G. Tsunami hazard in the Black Sea and the Azov Sea: A new tsunami catalogue / G. Papadopoulos, G. Diakogianni, A. Fokaefs, B. Ranguelov // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* – 2011. – 11945–11963.
154. Parsons, T. Recalculated probability of $M > 7$ earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey / T. Parsons // *J. Geophys. Res.* – 2004. – 10, No B05304. – 21 p.
155. Pedersen, G. Run-up of solitary waves / G. Pedersen, B. Gjevik // *J. Fluid Mech.* – 1983. – Vol. 135. – P. 283–290.
156. Pelinovsky, E. Preliminary estimates of tsunami danger for the Northern part of the Black Sea / E. Pelinovsky // *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*. 1999. – Vol. 24, iss. 2. – P. 175–178.

157. Pelinovsky, E. Exact analytical solutions of nonlinear problems of tsunami wave run-up on slopes with different profiles / E. Pelinovsky, R. Mazova // *Nat. Hazards*. – 1992. – Vol. 6. – P. 227–249.
158. Peregrine, D.H. Solitary waves in trapezoidal channels / D.H. Peregrine // *J. Fluid Mech.* – 1968. – Vol. 35, N 1. – P.1–6.
159. Rabinovich, A.B. Seiches and harbor oscillations / A.B. Rabinovich // *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*. – Singapore: World Scientific Publ. 2009. – Vol. 9. – P. 193–236.
160. Rangelov, B.K. Possible Tsunami Deposits Discovered on the Bulgarian Black Sea Coast, and Some Applications. Submarine Landslides and Tsunamis. / B.K. Rangelov // *NATO Science Series (Series IV: Earth and Environmental Sciences)*. 2003. – Vol 21.
161. Rangelov, B. Tsunami investigations in the Black Sea – empirical relationships and practical applications regarding the tsunami zoning / B. Rangelov // *Proc. IW Tsunami Risk Assessment.*, June 14-16, Moscow. – 2001. – P. 44–48.
162. Rangelov, B. Tsunami investigations in the Black Sea – new data from discovered tsunami deposits / B. Rangelov // *Abst. Intl. Symp. HAZARDS'98*, Hania, Crete. – May 17–22, 1998. – 125.
163. Rangelov, B. Marinegeohazards project – an early warning system in the black sea / B. Rangelov, G. Mardirossian, N. Marinova // *Journal scientific and applied research*. – 2012. – № 1. – P. 14–22.
164. Rangelov, B. The nonseismic tsunami observed in the Bulgarian Black Sea on May, 7th 2007. Was it due to a submarine landslide? / B. Rangelov, S. Tinti, G. Pagnoni, [et al.] // *Geophys. Res. Lett.* – 2008. – 35. – L18613.
165. Rybkin, A. Nonlinear wave run-up in bays of arbitrary cross-section: generalization of the Carrier-Greenspan approach / A. Rybkin, E. Pelinovsky, I. Didenkulova // *J. Fluid Mech.* – 2014. – Vol. 748. – P. 416–432.
166. Shi, A. Propagation of solitary waves through significantly curved shallow water channels / A. Shi, M.H. Teng, T.Y. Wu // *J. Fluid Mech.* – 1998. – Vol. 362. – P. 157–176.

167. Sielecki, A. The numerical integration of the non-linear shallow-water equations with sloping boundaries / A. Sielecki, M. Wurtele // *J. Comp. Phys.* – 1970. – V. 6. – P. 219–236.
168. Synolakis, C.E. The runup of solitary waves / C.E. Synolakis // *Ibid.* – 1987. – 185. – P. 523–545.
169. Teng, M.H. Effects of channel cross-sectional geometry on long wave generation and propagation / M.H. Teng, T.Y. Wu // *Phys. Fluids.* – 1997. – Vol. 9, N 11. – P. 3368–3377.
170. Teng, M.H. Evolution of long water waves in variable channels / M.H. Teng, T.Y. Wu // *J. Fluid Mech.* – 266. – 1994. – P. 303–317.
171. Vilibić, I. Possible atmospheric origin of the 7 May 2007 western Black Sea shelf tsunami event / I. Vilibić, J. Šepić, B. Ranguelov [et al.] // *Journal of Geophysical Research.* – 2010. – Vol. 115. – C07006.
172. Winde, H.P. Wave height from pressure measurements / Winde H.P. // 2012. – 49 pp.
173. Wu, Y.H. Mathematical analysis of long-wave breaking on open channels with bottom friction / Y.H. Wu, J.-W. Tian // *Ocean Engineering.* – 2000. – Vol. 26. – P. 187–201.
174. Yalciner, A. Tsunamis in the Black Sea: Comparison of the historical, instrumental and numerical data / A. Yalciner, E. Pelinovsky, T. Talipova [et al.] // *Journal of Geophysical Research.* – 2004. – Vol. 109. – C12023.
175. Zahibo N., Pelinovsky E., Golinko V., Osipenko N. Tsunami wave runup on coasts of narrow bays / N. Zahibo, E. Pelinovsky, V. Golinko [et al.] // *Int. J. Fluid Mech. Res.* – 2006. – № 33. – P. 106–118.
176. СП 292.1325800.2017 Здания и сооружения в цунамиопасных районах. Правила проектирования. – Москва. – 2017. – 147 с.
177. SWASH User Manual / The SWASH team. Netherlands: Delft University of Technology. – 2012. – Vol.1, 10A. – 91 p.
178. <http://swash.sourceforge.net/>

Приложение А. Конечно-разностная схема вычисления наката волн на берег (одномерная задача)

Начально-краевая задача (2.3), (2.8) – (2.11) решалась методом конечных разностей по явно-неявной схеме [Вольцингер и др., 1968; Kowalik, 2003]. Для проекций скоростей u и смещений свободной поверхности ζ использовались разнесенные сетки (сетка Аракавы C). Система уравнений (2.3) в разностной форме принимает вид

$$\frac{u_i^{n+1} - u_i^n}{\Delta t} + u_i^n \frac{u_{i+1}^n - u_{i-1}^n}{2 \cdot \Delta x} = -g \frac{\zeta_i^n - \zeta_{i-1}^n}{\Delta x}, \quad (\text{A.1})$$

$$\frac{\zeta_i^{n+1} - \zeta_i^n}{\Delta t} = - \frac{u_{i+1}^{n+1} \cdot \left(h_{i+1} + \frac{\zeta_{i+1}^n + \zeta_i^n}{2} \right) - u_i^{n+1} \cdot \left(h_i + \frac{\zeta_i^n + \zeta_{i-1}^n}{2} \right)}{\Delta x}. \quad (\text{A.2})$$

Для моделирования наката на берег и отката волн цунами переменная область интегрирования определяется после каждого временного шага, проверяя, является ли полная (динамическая) глубина положительной. Это было сделано с помощью алгоритма, предложенного в [Flather et al., 1975] для расчетов штормовых нагонов. Схема сетки для расчета наката представлена на рис. А.1.

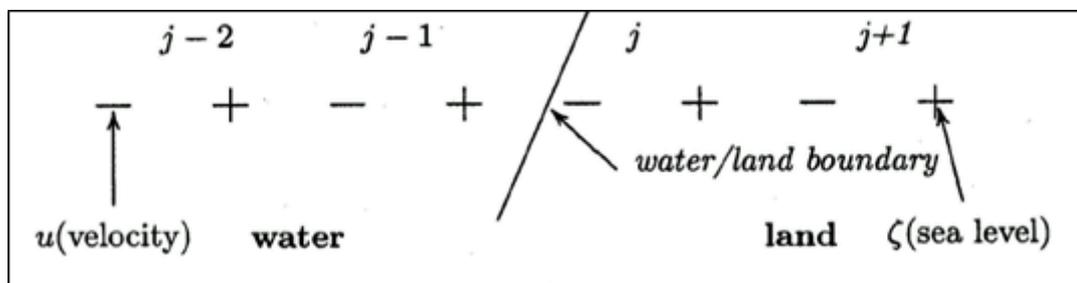


Рисунок А.1 – Схема вычисления наката [Kowalik, 2001]

Находится последняя мокрая ячейка, до которой ведется счет. Чтобы определить, является ли ячейка u_j сухой или мокрой, проверяется уровень моря в этой ячейке

$$\begin{aligned} u_j & - \text{мокрая ячейка, если } 0,5(H_{j-1} + H_j) \geq 0, \\ u_i & - \text{сухая ячейка, если } 0,5(H_{j-1} + H_j) < 0. \end{aligned} \quad (\text{A.3})$$

Полная глубина H положительна в мокрой ячейке и равна нулю на границе при $\zeta = -h$. Если после очередного расчетного шага полная глубина в последней мокрой расчетной ячейке меньше нуля, то она считается сухой и расчет на следующем шаге ведется до предыдущей ячейки. Если же полная глубина в следующей ячейке больше нуля, то и она мокрая, т.е. расчет теперь ведется до следующей ячейки, а значения скорости и смещения поверхности уровня моря линейно экстраполируются [Sielecki et al., 1970]

$$\left(\zeta_j^{n+1}\right)_{extrap} = 2\zeta_{j-1}^{n+1} - \zeta_{j-2}^{n+1}, \quad (\text{A.4})$$

$$\left(u_j^{n+1}\right)_{extrap} = 2u_{j-1}^{n+1} - u_{j-2}^{n+1}. \quad (\text{A.5})$$

Приложение Б. Конечно-разностная схема вычисления наката волн на берег (двумерная задача)

В расчетной области начально-краевая задача (3.3 – 3.7) решается методом конечных разностей по явно-неявной схеме [Вольцингер и др., 1968; Kowalik, 2003]. Для численного моделирования наката волны на сухой берег и ее отката применен алгоритм, описанный в [Kowalik et al., 1993]. Интегрирование выполнялось вдоль оси x и y по-отдельности. Обозначив шаг интегрирования по времени индексом n , получим следующие конечно-разностные уравнения, которые сначала решаются вдоль оси x

$$\frac{u^{n+1} - u^n}{\Delta t} + \left(u \frac{\partial u}{\partial x} \right)^n + \left(v \frac{\partial u}{\partial y} \right)^n = -g \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)^n - \left(\frac{ku\sqrt{u^2 + v^2}}{H} \right)^n, \quad (\text{Б.1})$$

затем вдоль оси y

$$\frac{v^{n+1} - v^n}{\Delta t} + \left(u \frac{\partial v}{\partial x} \right)^n + \left(v \frac{\partial v}{\partial y} \right)^n = -g \left(\frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)^n - \left(\frac{kv\sqrt{u^2 + v^2}}{H} \right)^n, \quad (\text{Б.2})$$

$$\frac{\zeta^{n+1} - \zeta^n}{\Delta t} = \frac{\partial(H^n u^{n+1})}{\partial x} + \frac{\partial(H^n v^{n+1})}{\partial y}. \quad (\text{Б.3})$$

Для применения граничного условия на границе вода – суша необходимо определять положение линии уреза на каждом шаге по времени. До начала всех расчетов находится последняя мокрая ячейка для данного i -го и j -го ряда ($H > 0$), до которой ведется счет:

– вдоль оси x

$$\zeta_{i,j} - \text{мокрая ячейка, если } 0,5 \cdot (H_{i-1,j} + H_{i,j}) \geq 0,$$

$$\zeta_{i,j} - \text{сухая ячейка, если } 0,5 \cdot (H_{i-1,j} + H_{i,j}) < 0, \quad (\text{Б.4})$$

$$H_{i-1,j} = 0,25 \cdot (h_{i-1,j} + h_{i,j} + h_{i-1,j+1} + h_{i,j+1}) + \zeta_{i-1,j},$$

$$H_{i,j} = 0,25 \cdot (h_{i,j} + h_{i+1,j} + h_{i,j+1} + h_{i+1,j+1}) + \zeta_{i,j}; \quad (\text{Б.5})$$

– вдоль оси y

$$\zeta_{i,j} - \text{мокрая ячейка, если } 0,5 \cdot (H_{i,j-1} + H_{i,j}) \geq 0,$$

$$\zeta_{i,j} - \text{сухая ячейка, если } 0,5 \cdot (H_{i,j-1} + H_{i,j}) < 0, \quad (\text{Б.6})$$

$$H_{i,j-1} = 0,25 \cdot (h_{i,j-1} + h_{i,j} + h_{i+1,j-1} + h_{i+1,j}) + \zeta_{i,j-1},$$

$$H_{i,j} = 0,25 \cdot (h_{i,j} + h_{i+1,j} + h_{i,j+1} + h_{i+1,j+1}) + \zeta_{i,j}. \quad (\text{Б.7})$$

Полная глубина H положительна в мокрой ячейке и равна нулю на границе при $\zeta = -h$. Если после очередного расчетного шага полная глубина в последней мокрой расчетной ячейке меньше нуля, то она считается сухой и расчет на следующем шаге ведется до предыдущей ячейки. Если же это не так и полная глубина в следующей ячейке больше нуля, то и она мокрая, т.е. расчет теперь ведется до следующей ячейки и значения скорости, возвышения поверхности жидкости экстраполируются. Проекция горизонтальных скоростей на оси x и y находятся линейным экстраполированием по двум предыдущим ячейкам

$$u_{i+1,j}^{n+1} = 2u_{i,j}^n - u_{i-1,j}^n, \quad v_{i,j+1}^{n+1} = 2u_{i,j}^n - u_{i,j-1}^n. \quad (\text{Б.8})$$

Если ζ_{j+1}^n – первая сухая ячейка в момент времени n , то ζ_{j+1}^{n+1} вычисляется следующим образом

$$\zeta_{i+1,j}^{n+1} = [\zeta_{i+1,j}^n]_{\text{extrap}} - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left\{ [\zeta_{i+1,j}^n u_{i+1,j}^n]_{\text{extrap}} - \zeta_{i,j}^n u_{i,j}^n \right\}, \quad (\text{Б.9})$$

$$[\zeta_{i+1,j}^n]_{\text{extrap}} = 2\zeta_{i,j}^n - \zeta_{i-1,j}^n, \quad [\zeta_{i+1,j}^n u_{i+1,j}^n]_{\text{extrap}} = 2\zeta_{i,j}^n u_{i,j}^n - \zeta_{i-1,j}^n u_{i-1,j}^n,$$

$$\zeta_{i,j+1}^{n+1} = \left[\zeta_{i,j+1}^n \right]_{\text{extrap}} - \frac{\Delta t}{\Delta y} \left\{ \left[\zeta_{i,j+1}^n \mathbf{u}_{i,j+1}^n \right]_{\text{extrap}} - \zeta_{i,j}^n \mathbf{u}_{i,j}^n \right\}, \quad (\text{B.10})$$

$$\left[\zeta_{i,j+1}^n \right]_{\text{extrap}} = 2\zeta_{i,j}^n - \zeta_{i,j-1}^n, \quad \left[\zeta_{i,j+1}^n \mathbf{u}_{i,j+1}^n \right]_{\text{extrap}} = 2\zeta_{i,j}^n \mathbf{u}_{i,j}^n - \zeta_{i,j-1}^n \mathbf{u}_{i,j-1}^n$$

Приложение В. Конечно-разностный метод решения уравнений нелинейной модели длинных волн

В этом приложении представлены конечно-разностные схемы для системы уравнений нелинейных длинных волн (4.3).

На рис. В.1 показана расчетная сетка Аракавы S , индекс (i, j) обозначает пространственные узлы, а n представляет шаг по времени. Смещение свободной поверхности ζ и глубина H определяются в центре каждой ячейки сетки, в то время как полные потоки определяются на границах сетки. Δx и Δy представляют размеры пространственного шага в направлениях осей x и y соответственно, а Δt – размер временного шага. Конечно-разностная схема для системы уравнений (4.3) без адвективных членов [Liu et al., 1995]

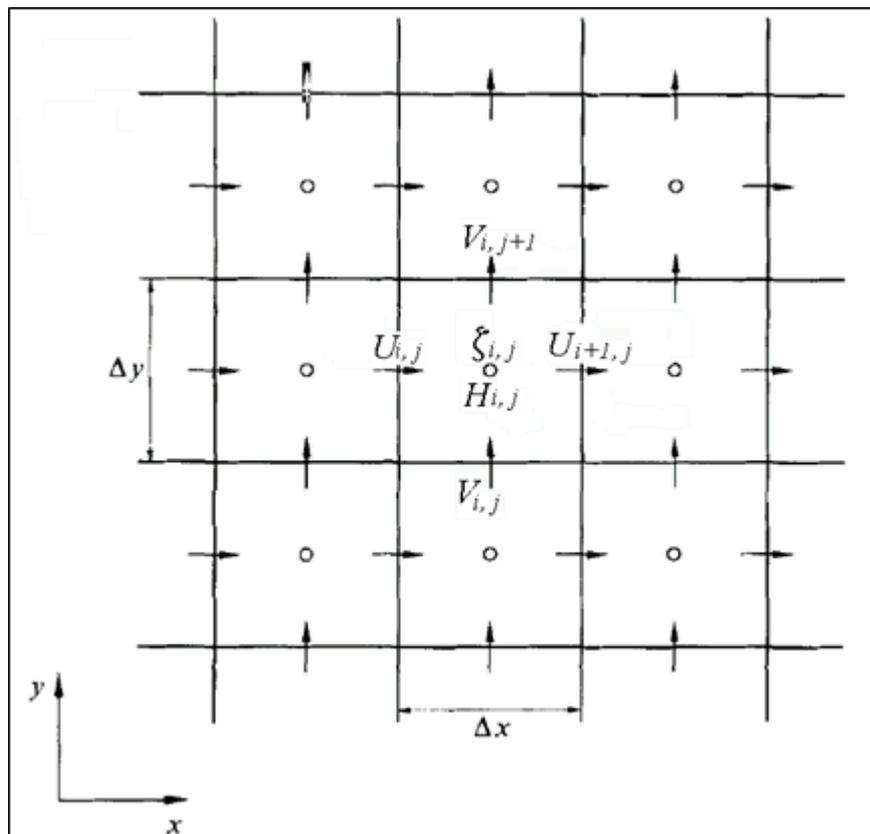


Рисунок В.1 – Расчетная сетка Аракавы S

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{U_{i,j}^{n+1} - U_{i,j}^n}{\Delta t} + g \frac{(H_{i,j}^n + H_{i-1,j}^n)(\zeta_{i,j}^n - \zeta_{i-1,j}^n)}{2 \Delta x} = 0, \\ \frac{V_{i,j}^{n+1} - V_{i,j}^n}{\Delta t} + g \frac{(H_{i,j}^n + H_{i,j-1}^n)(\zeta_{i,j}^n - \zeta_{i,j-1}^n)}{2 \Delta y} = 0, \\ \frac{\zeta_{i,j}^{n+1} - \zeta_{i,j}^n}{\Delta t} + \frac{U_{i+1,j}^{n+1} - U_{i,j}^{n+1}}{\Delta x} + \frac{V_{i,j+1}^{n+1} - V_{i,j}^{n+1}}{\Delta y} = 0. \end{array} \right. \quad (\text{B.1})$$

Нелинейные члены дискретизируются по схеме направленных разностей

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{U^2}{H} \right) = \frac{3(U_{i,j}^n)^2}{HI_{i,j}^n} - \frac{4(U_{i-1,j}^n)^2}{HI_{i-1,j}^n} + \frac{(U_{i-2,j}^n)^2}{HI_{i-2,j}^n}, \quad U_{i,j}^n \geq 0, \\ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{U^2}{H} \right) = -\frac{3(U_{i,j}^n)^2}{HI_{i,j}^n} + \frac{4(U_{i+1,j}^n)^2}{HI_{i+1,j}^n} - \frac{(U_{i+2,j}^n)^2}{HI_{i+2,j}^n}, \quad U_{i,j}^n < 0. \end{array} \right. \quad (\text{B.2})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{UV}{H} \right) = \frac{3U_{i,j}^n VI_{i,j}^n}{HI_{i,j}^n} - \frac{4U_{i,j-1}^n VI_{i,j-1}^n}{HI_{i,j-1}^n} + \frac{U_{i,j-2}^n VI_{i,j-2}^n}{HI_{i,j-2}^n}, \quad U_{i,j}^n \geq 0, \\ \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{UV}{H} \right) = -\frac{3U_{i,j}^n VI_{i,j}^n}{HI_{i,j}^n} + \frac{4U_{i,j+1}^n VI_{i,j+1}^n}{HI_{i,j+1}^n} - \frac{U_{i,j+2}^n VI_{i,j+2}^n}{HI_{i,j+2}^n}, \quad U_{i,j}^n < 0. \end{array} \right. \quad (\text{B.3})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V^2}{H} \right) = \frac{3(V_{i,j}^n)^2}{H2_{i,j}^n} - \frac{4(V_{i,j-1}^n)^2}{H2_{i,j-1}^n} + \frac{(V_{i,j-2}^n)^2}{H2_{i,j-2}^n}, \quad V_{i,j}^n \geq 0, \\ \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V^2}{H} \right) = -\frac{3(V_{i,j}^n)^2}{H2_{i,j}^n} + \frac{4(V_{i,j+1}^n)^2}{H2_{i,j+1}^n} - \frac{(V_{i,j+2}^n)^2}{H2_{i,j+2}^n}, \quad V_{i,j}^n < 0. \end{array} \right. \quad (\text{B.4})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{UV}{H} \right) = \frac{\frac{3V_{i,j}^n U I_{i,j}^n}{H 2_{i,j}^n} - \frac{4V_{i-1,j}^n U I_{i-1,j}^n}{H 2_{i-1,j}^n} + \frac{V_{i-2,j}^n U I_{i-2,j}^n}{H 2_{i-2,j}^n}}{2\Delta x}, \quad V_{i,j}^n \geq 0, \\ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{UV}{H} \right) = \frac{-\frac{3V_{i,j}^n U I_{i,j}^n}{H 2_{i,j}^n} + \frac{4V_{i+1,j}^n U I_{i+1,j}^n}{H 2_{i+1,j}^n} - \frac{V_{i+2,j}^n U I_{i+2,j}^n}{H 2_{i+2,j}^n}}{2\Delta x}, \quad V_{i,j}^n < 0. \end{array} \right. \quad (\text{B.5})$$

где $H1$, $V1$ – это значения H и V , приведенные к узлам сетки, где определено U ;

$H2$, $U1$ – значения H и U , приведенные к узлам сетки, где определено V .

Для ослабления вычислительной дисперсии был применен метод, описанный в [Kowalik, 2003]. При этом используются аппроксимации более высокого порядка для частных производных по x и y в системе уравнений (4.3)

$$\left\{ \begin{array}{l} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)_{i,j}^n = \frac{27(\zeta_{i,j}^n - \zeta_{i-1,j}^n) - (\zeta_{i+1,j}^n - \zeta_{i-2,j}^n)}{24\Delta x}, \\ \left(\frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)_{i,j}^n = \frac{27(\zeta_{i,j}^n - \zeta_{i,j-1}^n) - (\zeta_{i,j+1}^n - \zeta_{i,j-2}^n)}{24\Delta y}. \end{array} \right. \quad (\text{B.6})$$

Пространственная производная для проекции потока скорости в направлении оси x в уравнении неразрывности может быть построена аналогичным образом, если заметить, что в центральной точке для такой производной находится уровень моря ζ , а пространственный индекс следует переместить вправо, так что i следует заменить на $(i + 1)$. Таким образом, производная для скорости в точке ζ имеет вид

$$\begin{aligned}\left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)_{i,j}^{n+1} &= \frac{27(U_{i+1,j}^{n+1} - U_{i,j}^{n+1}) - (U_{i+2,j}^{n+1} - U_{i-1,j}^{n+1})}{24\Delta x}, \\ \left(\frac{\partial V}{\partial y}\right)_{i,j}^{n+1} &= \frac{27(V_{i,j+1}^{n+1} - V_{i,j}^{n+1}) - (V_{i,j+2}^{n+1} - V_{i,j-1}^{n+1})}{24\Delta y}.\end{aligned}\tag{B.7}$$

Приложение Г. Гидродинамическая модель цунами в Балаклавской бухте

Численное моделирование волн цунами и ветровых течений в Балаклавской бухте проводилось с помощью гидродинамической негидростатической модели SWASH (Simulating WAVes till SHore) [<http://swash.sourceforge.net/>], основанной на нелинейных уравнениях мелкой воды, включающих слагаемое с негидростатическим давлением [Михайличенко и др., 2017]

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} = 0 \quad (\Gamma.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{h} \int_{-d}^{\zeta} \frac{\partial q}{\partial x} dz + c_f \frac{u\sqrt{u^2 + v^2}}{h} = \frac{1}{h} \left(\frac{\partial h\tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial h\tau_{xy}}{\partial y} \right) \quad (\Gamma.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{h} \int_{-d}^{\zeta} \frac{\partial q}{\partial y} dz + c_f \frac{v\sqrt{u^2 + v^2}}{h} = \frac{1}{h} \left(\frac{\partial h\tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial h\tau_{yy}}{\partial y} \right) \quad (\Gamma.3)$$

$$\tau_{xx} = 2\nu_t \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \tau_{xy} = \tau_{yx} = \nu_t \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right), \quad \tau_{yy} = 2\nu_t \frac{\partial v}{\partial y}.$$

Здесь t – время;

x, y – декартовы координаты;

ось z направлена вверх;

$\zeta(x, y, t)$ – отклонение свободной поверхности от невозмущенного уровня;

$h = d + \zeta$ – полная глубина, равная сумме уровня свободной поверхности и глубины при невозмущенном состоянии жидкости;

u и v – осредненные по глубине x и y – компоненты скорости;

$q(x, y, z, t)$ – негидростатическое давление;

g – ускорение свободного падения;

c_f – коэффициент донного трения;

$\tau_{xx}, \tau_{xy}, \tau_{yx}, \tau_{yy}$ – компоненты тензора горизонтальных турбулентных напряжений;

ν_t – коэффициент турбулентной вязкости [Михайличенко и др., 2017].

Негидростатическое давление на свободной поверхности равно нулю: $q|_{z=\zeta} = 0$. Поэтому интеграл от негидростатического давления в уравнении (Г.2) можно записать в виде

$$\int_{-d}^{\zeta} \frac{\partial q}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-d}^{\zeta} q dz - q|_{z=-d} \frac{\partial d}{\partial x} \quad (\text{Г.4})$$

В свою очередь, интеграл в правой части уравнения (Г.4) приближенно может быть представлен в виде

$$\int_{-d}^{\zeta} q dz \approx \frac{1}{2} h (q|_{z=\zeta} + q|_{z=-d}) = \frac{1}{2} h q|_{z=-d} \quad (\text{Г.5})$$

С учетом (Г.5) выражение (Г.4) записывается в следующей форме:

$$\int_{-d}^{\zeta} \frac{\partial q}{\partial x} dz = \frac{1}{2} h \frac{\partial q|_{z=-d}}{\partial x} + \frac{1}{2} q|_{z=-d} \frac{\partial h}{\partial x} \quad (\text{Г.6})$$

Аналогично может быть представлен интеграл в уравнении (Г.3). Уравнения для вертикальной компоненты ускорения на дне и на свободной поверхности в предположении малости адвективных и диффузионных компонент имеют вид

$$\frac{\partial \omega_s}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} \Big|_{z=\zeta} = 0, \quad \frac{\partial \omega_b}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} \Big|_{z=-d} = 0 \quad (\text{Г.7})$$

Бокс – метод Келлера позволяет установить взаимосвязь между величиной негидростатического давления на дне и его вертикальными градиентами

$$\frac{q|_{z=\zeta} - q|_{z=-d}}{h} = \frac{-q|_{z=-d}}{h} = \frac{1}{2} \frac{\partial q}{\partial z} \Big|_{z=\zeta} + \frac{1}{2} \frac{\partial q}{\partial z} \Big|_{z=-d} \quad (\Gamma.8)$$

Комбинируя (Г.7) и (Г.8), получим

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} \Big|_{z=\zeta} = \frac{2q_b}{h} - \frac{\partial \omega}{\partial t} \Big|_{z=-d} \quad (\Gamma.9)$$

На дне выполняется условие непротекания, которое выражается в равенстве нулю вертикальной скорости жидкости.