МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Иванова Анастасия Алексеевна

Оценка цунамиопасности северо-восточного побережья Сахалина и Центральных Курильских островов с учетом современных данных о рельефе дна

25.00.28 – океанология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата географических наук

Научный руководитель: член-корреспондент РАН, профессор Добролюбов С.А.

Научный консультант: доктор физ.-мат. наук Куликов Е.А.

Москва – 2018

Оглавление

Введение 3

Глава 1. Цунамиопасность. Численные модели генерации и распространения цунами 9

1.1. Понятие цунамиопасности 9

1.2. Цунамиопасность Дальневосточного региона 12

1.3. История развития численных методов расчета цунами[1] 17

1.4. Моделирование источника цунами, вызванного подводным землетрясением 24

1.5. Ретроспективное численное моделирование исторических событий 29

1.6. Современные численные модели генерации и распространения цунами 30

Глава 2. Данные и методы 37

2.1. Данные по батиметрии Мирового океана[2] 37

2.2. Данные о рельефе дна в районе северо-восточного побережья Сахалина и Центральных Курил[3] 42

2.3. Источники цунами 2006 и 2007 гг. 46

2.4. Данные полевых наблюдений на Курильских островах 48

2.5. Модель TUNAMI 50

Глава 3. Численное моделирование сейсмогенных цунами 52

3.1. Расчет цунами 2006 г. и его высот на северо-восточном побережье о. Сахалин[4] 52

3.2. Расчет распространения цунами 2006 и 2007 гг. и высот волн в прибрежной части Средних Курил[5] 58

3.2.1. Оценка нелинейности при расчетах максимальных высот волн 60

3.2.2. Результаты расчетов 62

Глава 4. Численное моделирование оползневых цунами 71

4.1. Подводные оползни как источник цунами[6] 71

4.2. Подводный оползень на склоне о. Сахалин[7] 81

4.3. Численный эксперимент по моделированию распространения оползневого цунами[8] 86

Заключение 91

Список использованной литературы 94

[1] Раздел написан на основе статьи (Куликов и др., 2016)
[2] Раздел написан на основе статьи (Куликов и др., 2016)
[3] Раздел написан на основе статей (Куликов и др., 2016; Иванова и др., 2017)
[4] Раздел написан на основе статьи (Куликов и др., 2016)
[5] Раздел написан на основе статьи (Иванова и др., 2017)
[6] Раздел написан на основе статьи (Иванова и др., 2018)
[7] Раздел написан на основе статьи (Иванова и др., 2018)
[8] Раздел написан на основе статьи (Иванова и др., 2018)

Введение

Актуальность темы. Дальневосточный регион России находится под влиянием обширной наиболее сейсмически активной зоны на планете, так называемого Тихоокеанского огненного кольца. В этом районе произошли около 90 % всех мировых землетрясений и 80 % самых мощных из них. Как известно, подводные землетрясения способны генерировать цунами. При сильном подводном землетрясении возникает деформация дна океана (постсейсмические смещения): часть дна опускается, а часть приподнимается. При этом поверхность воды приходит в колебательное движение, стремясь вернуться к исходному уровню, – среднему уровню моря, что в конечном итоге порождает серию поверхностных гравитационных волн.

В современной истории жители полуострова Камчатка, острова Сахалин и Курильских островов не раз становились свидетелями разрушительной силы волн цунами. В 1952 г. под действием волн цунами, достигавших высоты 18 м, был практически полностью уничтожен посёлок Северо-Курильск, с лица земли были также стёрты многие населенные пункты, располагавшиеся на курильском и камчатском побережье: Утесный, Левашово, Рифовый, Каменистый, Прибрежный, Галкино и другие. Только по официальным данным в результате цунами погибло 2336 человек.

Северокурильское цунами 1952 года – самая масштабная катастрофа такого рода в России за всю её историю. Именно по итогам анализа этой трагедии в СССР были начаты работы по созданию системы предупреждения о цунами (она заработала в 1955 году), а в 1964 году Совет Министров РСФСР принял решение о запрете строительства в цунамиопасных районах.

Оценка цунамиопасности побережья необходима для разработки комплекса мер, направленных на предотвращение последствий цунами. Она проводится

как на основе имеющихся исторических данных, так и на основании численного моделирования.

Эффективность применения численных моделей для решения научно-практических задач проблемы цунами зависит не только от корректности используемых физико-математических моделей и реализующих их численных алгоритмов, но и от ряда других факторов, одним из которых является точность и детальность батиметрических данных, используемых для построения расчетных сеток.

Несмотря на большой прогресс, достигнутый в области моделирования цунами, при проведении локальной оценки цунамиопасности (для конкретного участка побережья или населенного пункта) по-прежнему возникают определенные сложности, связанные с отсутствием в открытом доступе необходимых для численного моделирования данных с разрешением порядка десятков и первых сотен метров. Помимо применения в качестве входных данных в моделях распространения цунами, батиметрические карты высокого разрешения могут использоваться для выявления потенциально опасных подводных оползневых масс, которые являются второй по частоте после землетрясений причиной возникновения цунами (около 7% всех событий).

Цель диссертационной работы – исследование применимости современных данных о рельефе дна для оценки цунамиопасности северо-восточного побережья Сахалина и Средних Курил.

Для достижения поставленной цели решены следующие задачи:

1. Численное моделирование распространения цунами 2006 и 2007 гг. с использованием разнородных данных о рельефе дна.
2. Исследование влияния качества батиметрических данных на способность численных моделей адекватно воспроизводить распределение максимальных высот волн вдоль северо-восточного побережья острова Сахалин и Центральных Курильских островов.

3. Оценка эффекта собственных колебаний уровня в бухте Двойная (о. Матуа).
4. Реконструкция начального состояния подводного склона до обрушения оползня, следы которого были обнаружены в ходе эхолотных съемок вблизи северо-восточного побережья Сахалина.
5. Численное моделирование процессов обрушения подводного оползня и распространения волн цунами.

Методология исследования. Для расчетов распространения волн цунами после землетрясения использовалась модель, являющаяся разновидностью хорошо известной программы TUNAMI для численного расчета распространения волн цунами (Imamura, 1995), в которой реализована конечно-разностная аппроксимация линейных уравнений мелкой воды в сферических координатах (Fine et al., 2013). Для расчета параметров источников цунами 2006 и 2007 гг. использовалась модель USGS (Hayes, 2015), в которой были рассчитаны смещения вдоль плоскости разрыва прямоугольной формы. Эти смещения в дальнейшем были пересчитаны в вертикальные деформации морского дна с помощью модели (Okada, 1985).

Для оценки характерных высот волн цунами, вызванных подводным оползнем на континентальном шельфе о. Сахалин, применялась численная гидродинамическая модель, первоначально предложенная в работе (Jiang, Le Blond, 1992), в ней тело оползня представлено в виде тяжёлой вязкой жидкости. В настоящем исследовании используется расширенный вариант модели, учитывающий реальную топографию дна (Fine et al., 1998).

При генерации электронных карт батиметрии использовался математический аппарат интерполяции и создания регулярной сетки (приложение Surfer) на основе кригинга (Кошель, Мусин, 2000; Cressie, 1990).

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Разработана технология генерации сеточных массивов рельефа дна

при использовании разнородных данных – GEBCO, оцифрованных навигационных карт и отдельных эхолотных промеров.

2. Оценка точности расчетов максимальных высот цунами вблизи берега показала, что использование в прибрежной зоне цифровой модели рельефа дна, основанной на общедоступных базах данных батиметрии типа GEBCO_2014, приводит к заметным ошибкам.
3. Установлено, что для количественной оценки цунамиопасности на конкретных участках побережья Курильских островов необходимо использовать данные о рельефе дна с разрешением не менее 300 м, например, навигационные карты, данные промеров на мелководье и др.
4. Совместно с соавторами разработана концепция оценки цунамиопасности для волн, возникающих в результате подводных оползней. Показано, что для восточного побережья Сахалина опасность цунами оползневого происхождения может существенно превышать опасность сейсмических цунами.

Научная новизна

- Впервые в ходе численного моделирования удалось с достаточной точностью воспроизвести значения максимальных высот цунами 2006 и 2007 гг. и их распределение вдоль берега Курильских островов, что подтверждается сравнением вычисленных высот с данными полевых наблюдений;

- Впервые для Охотского моря использован метод восстановления исходного «дооползневого» рельефа дна с целью выделения тела оползня и последующего использования этих данных при моделировании инициации цунами.

Практическая значимость. Полученные результаты подчеркивают необходимость разработки общедоступных батиметрических массивов данных высокого качества, что особенно важно для прибрежных районов Дальневосточного региона России, наиболее подверженных воздействию

волн цунами: побережья Камчатки, Курильских островов, Сахалина, Приморья и Магаданской области. Цунамирайонирование отдельных участков побережья невозможно без привлечения качественных данных разрешением не ниже нескольких сотен метров. Завышение или занижение значений максимальных высот цунами при оценке цунамиопасности могут привести к негативным последствиям: излишним расходам при строительстве прибрежных инфраструктурных сооружений в случае преувеличенных оценок или к трагическим людским потерям и экономическому ущербу в случае занижения уровня опасности.

Личный вклад автора. Автором диссертации совместно с соавторами сформулирована постановка задачи по оценке распределения максимальных высот цунами и экстремальных значений скорости течений в районе центральных Курильских островов и в районе о. Сахалин. Личный вклад при разработке моделей распространения волн цунами заключается в создании нескольких электронных карт рельефа дна, использованных в расчетах. Лично автором проводились численные эксперименты, по оценке максимальных высот цунами и максимальных скоростей течений. Автором разработана технология реконструкции формы рельефа дна до момента схода оползня.

Достоверность результатов исследования подтверждается применением современных информационных и вычислительных ресурсов (для расчетов распространения волн цунами использовалась численная модель – разновидность хорошо известной программы TUNAMI, для расчета параметров источников цунами – модель Геологической службы США (USGS)), а также тщательной проверкой результатов моделирования с применением данных инструментальных наблюдений.

Апробация работы. Основные результаты работы докладывались и обсуждались на заседании Ученого совета Физического направления и

научных семинарах лаборатории цунами Института океанологии им. П. П. Ширшова, на российских и международных конференциях: IUGG General Assembly, Прага, Чехия, 2015; молодежная научная конференция «Комплексные исследования Мирового океана», Москва, 2017; международные научно-практические конференции «Морские исследования и образование: MARESEDU», Москва, 2015-2016; International Tsunami Symposium, Бали, Индонезия, 2017; Joint IAPSO-IAMAS-IAGA Assembly, Кейптаун, ЮАР, 2017.

Научные публикации. По теме диссертации опубликовано 8 научных работ, в том числе 3 статьи в рецензируемых научных изданиях, определенных п.2.3 Положения о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова.

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав, заключения, списка литературы из 156 наименований работ отечественных и зарубежных авторов, и содержит 111 страниц текста, включая 29 рисунков и 2 таблицы.

Автор выражает благодарность научному руководителю С.А. Добролюбову и всему коллективу кафедры океанологии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, а также сотрудникам лаборатории цунами Института океанологии имени П.П. Ширшова РАН и лично Е.А. Куликову

Глава 1. Цунамиопасность. Численные модели генерации и распространения цунами

1.1. Понятие цунамиопасности

Цунамиопасность – этой общий термин для описания воздействия волн цунами на побережье. Оценки опасности цунами необходимы для: «…1) обеспечения безопасной и рациональной жизнедеятельности на угрожаемой территории; 2) перспективного планирования ее развития; 3) выполнения оперативных мероприятий по защите населения при угрозе цунами (выбор безопасных убежищ и маршрутов эвакуации)» (Гусяков, 2016).

Опасность цунами характеризуется целым рядом параметров и обстоятельств. В соответствии с работой (Кайстренко, 2017) это:

— высота подъема уровня на берегу и в прибрежной части акватории, и величина понижения уровня при откате;

— частота/период повторяемости;

— скорость течений при накате и откате;

— наличие обрушенного фронта волны (бор);

— наличие плавающих предметов (камни, деревья, обломки, автомашины и пр.);

— наличие/отсутствие мер инженерной защиты;

— наличие/отсутствие территорий спасения.

Величина повышения или понижения уровня вблизи берега ярче всего характеризует опасность того или иного события. Согласно работе (Кайстренко, 2017), в каталогах цунами преимущественно представлена информация о заплесках, а именно - превышении уровня максимального проникновения цунами (линия заплеска) над уровнем моря. Ведь как раз

величину заплеска исследователям проще всего измерить по различным признакам проникновения цунами на берег. Заплески обычно располагаются намного выше и дальше зоны штормового воздействия (десятки и сотни метров от берега), которое оставляет похожие следы в сравнительной близости к урезу (рис. 1.1).



Рис. 1.1. Косвенные признаки дальности заплеска цунами за сотни метров от уреза воды. Остров Матуа, 2007 г. Фото – А. А. Харламов.

Как отмечается во многих современных работах, и в частности, в (Кайстренко, 2017), несмотря на наличие каталогов цунами, содержащих много информации о цунами в целом, недостаточность надёжной количественной информации как о слабых, так и сильных событиях заметно

сдерживает создание физически обоснованных моделей проявлений цунами на побережье и их тестирование. Слабые цунами регистрируются почти ежегодно, однако из-за незначительной величины этих волн, их выделение на фоне других волновых процессов вблизи берега затруднено, поэтому информации о таких цунами недостаточно. Сильные события представляют серьезную опасность, но они происходят нечасто, и в этом случае нехватка информации об этой группе событий связана с их редкостью. Как следствие, налицо ограниченная возможность статистических методов вследствие малого количества сильнейших событий.

Именно наличие этих факторов способствует развитию методов оценки цунамиопасности на основе информации о сейсмической активности с привлечением методов численного моделирования распространения цунами от модельных источников.

Как показывает анализ наблюдений, повторяемость высот сильных цунами хорошо описывается зависимостью: $N = f \cdot T \cdot e^{\frac{H}{H^*}}$, где N — число цунами за период времени наблюдения T с высотой волны, большей или равной H. Величины f и H^* определяются на основании данных, собранных в каталогах, и допускают следующую физическую интерпретацию: f - частота сильных событий, характеризующая уровень цунамиактивности и медленно меняющаяся от места к месту, H^* - калибровочная (характеристическая) высота цунами, пропорциональная локальному коэффициенту усиления цунами, который может быть в принципе вычислен. Приведённая формула положена в основу карт районирования побережья по степени цунамиопасности, на которых нанесены значения параметров f и H^*. Следует отметить, что частота сильных цунами в год в районе Южных Курильских островов f = 0,17 почти в полтора раза выше таковой для района Северных Курильских островов (f = 0,11). При этом

удобно характеризовать цунамиопасность пороговой величиной высоты волн H_T, которая может быть превышена раз в T лет. Тогда при $N = 1$ получаем $H_T = H^* ln(fT)$. Обычно применяемая в строительстве 100-летняя обеспеченность приводит к необходимости использовать в качестве пороговой высоты $H_{100} = H^* 1n(100f)$, значения которой нетрудно вычислить по данным, приведённым на картах (Атлас, 2009).

Результаты оценки цунамиопасности удобно представлять в виде карт цунамирайонирования. В зависимости от степени детализации и числа учитываемых параметров карты цунамирайонирования подразделяется на три уровня (Кайстренко, 2017):

— общее цунамирайонирование (обзорные карты) — М1:5.000.000 до М1:1.000.000;

— детальное цунамирайонирование — М1: 1.000.000 до М1:25.000;

— цунамимикрорайонирование (локальное) — масштаб менее 1:25.000.

1.2. Цунамиопасность Дальневосточного региона

Практически все Дальневосточное побережье России в той или иной степени подвержено воздействию цунами и, следовательно, требует оценки цунамиопасности. Согласно исследованиям Гусякова В. К., исторический каталог цунами для Дальневосточного региона включает в себя 110 цунамигенных событий, наблюдавшихся там с 1737 г. по 2016 г., 105 из которых были вызваны региональными источниками и 5 - удаленными очагами. Подавляющее большинство имели сейсмогенный механизм генерации (рис. 1.2). Всего за этот период наблюдалось 11 разрушительных цунами с высотами на берегу более 10 м (Гусяков, 2016).

Что касается сравнительно недавнего прошлого, после катастрофического цунами в ноябре 1952 г., приведшего к гибели тысяч

человек, практически уничтожившего город Северо-Курильск и почти все поселки на побережье Северных Курильских островов и юга Камчатки, до 2013 г. на Дальневосточном побережье страны было зарегистрировано более 40 цунами, причем в 10-ти случаях высота волны была более 5 м, а в 1952, 1963, 1969, 1994 и 2006 гг. в отдельных пунктах отмечались волны высотой до 15 м и выше (Таблица 1.1) (Кайстренко и др., 2013). Особо выделяется тот факт, что: «…с 1952 г. вплоть до настоящего времени (т.е. на протяжении уже более 65 лет) на всем Дальневосточном побережье РФ не было документально подтвержденных случаев гибели людей непосредственно от цунами, что конечно не является гарантией отсутствия жертв в будущем» (Гусяков, 2016).

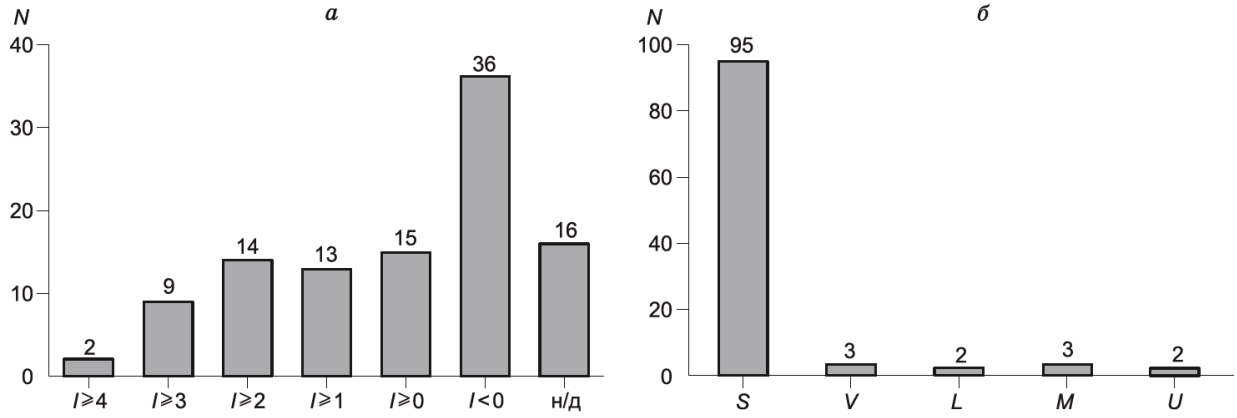


Рис. 1.2. Распределение числа цунамигенных событий Дальневосточного региона по интенсивности цунами I (*а*) и по типам источников цунами (*б*): S — сейсмогенные, V — вулканогенные, L — обвальные, M — метеорологические, U — цунами неизвестной природы (Гусяков, 2016).

Первые работы по анализу проблематики цунами и ее значения для нашей страны проводились С. Л. Соловьевым (Соловьев, 1968; Соловьев, 1972). Им в соавторстве с Го Ч. Н. был создан ряд карт и каталогов цунами, в частности карта очагов и высот цунами в Тихом океане (Карта, 1977) (рис. 1.3). Отмеченная на ней интенсивность цунами оценивалась по шкале Соловьева-Имамуры (Соловьев, 1972), в основе которой лежат усредненные значения

высот заплеска цунами на ближайшем к очагу побережье, при этом точность определения интенсивности прямо зависит от числа имеющихся измерений заплеска.

Таблица 1.1.

Проявления наиболее значительных цунами на дальневосточном побережье России за период с 1952 года (по материалам (Кайстренко и др., 2013))

Дата	Магнитуда/глубина, км	Районы проявления цунами	Высота заплеска, м
1952.11.04	8.2/30	Северо-Курильск Китовый	15 18.4
1958.11.07	8.2/90	о. Кунашир о. Итуруп о. Шикотан	-2-3 -3-4 -4
1960.05.22	8.3	побережье Чили бух. Русская Северо-Курильск Малокурильское	до 22.6 6-7 4.7 4
1963.10.13	8.1/60	о. Итуруп о. Уруп	4-5 4-5
1963.10.20	7.5/20	о. Итуруп м. Ван-дер-Линда	7-8 10-15
1969.08.12	8.2/40	бух. Дмитрова бух. Церковная г. Корсаков	4 5 0.25
1969.11.23	7.7/30	устье р. Ольховая	10-15
1971.09.05	7.1/17	г. Горнозаводск п. Шебунино г. Холмск	2 2 0.4
1993.07.13	7.7/17	о. Окусири бух. Кит г. Холмск	31.7 4 0.29
1994.10.05	8.3/14	о. Шикотан Малокурильское бух. Церковная о. Кунашир 15 км к северу от Южно-Курильска	 2-3.8 3-15.6 8.7
2006.11.15	8.3/30	о. Симушир, бух. Душная о. Матуа, Сарычево	4-20 6.1-21.9
2007.01.13	8.1/10	Малокурильское	0.7

Что касается современных работ по исследованию цунамиопасности региона, часть их основывается на анализе собранных в ходе экспедиций свидетельств цунами на побережье. Исследования отложений исторических и доисторических цунами (палеоцунами) позволяют определить частоту возникновения сильных цунамигенных землетрясений вдоль Курило-Камчатской зоны, реконструировать масштабы воздействий волн цунами на побережье. Наиболее активно эта работа ведется для побережья Камчатки под руководством Пинегиной Т. К.. По характеру следов цунами на побережье можно выявить локальные формы рельефа, концентрирующие энергию волн цунами, что необходимо для составления карт цунамиопасности и долгосрочного прогноза цунами (Пинегина и др., 2002; Пинегина и др., 2012).

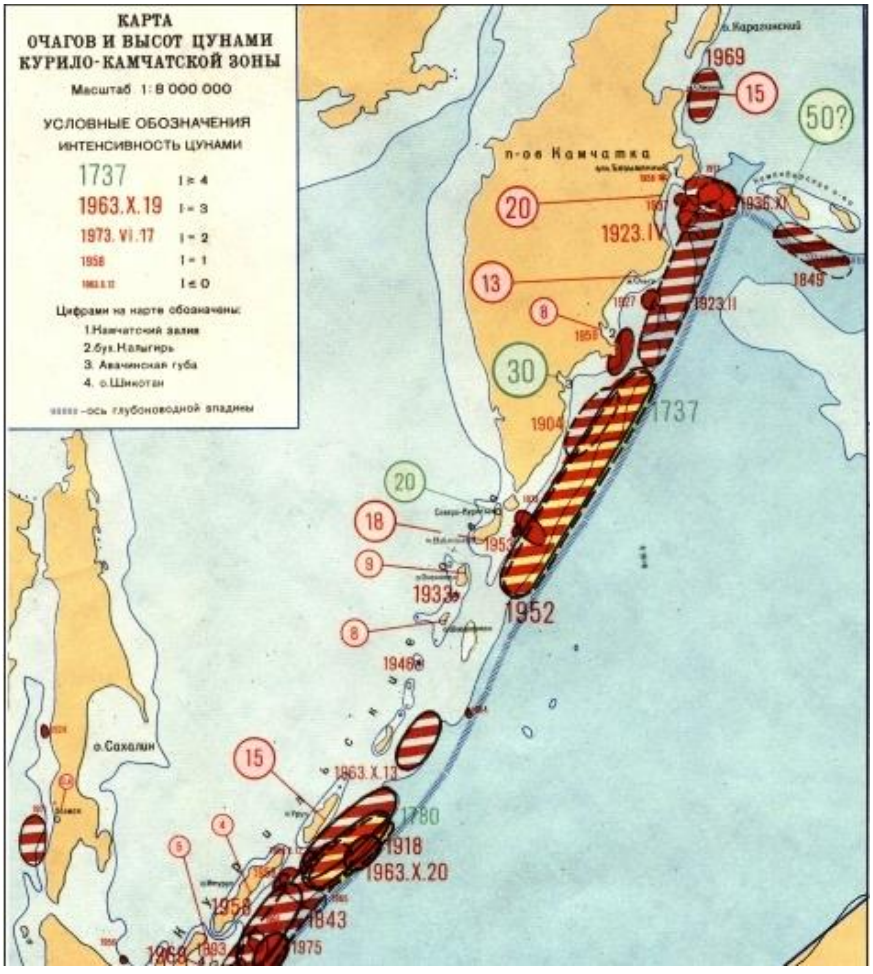


Рис. 1.3. Фрагмент карты очагов и высот цунами для исследуемого региона (Карта, 1977).

Чаще всего для оценки цунамиопасности, а именно – для расчетов высот волн цунами редкой повторяемости, используют численное моделирование, причем в качестве источников цунами выступают как исторические события (Лобковский и др., 2009; Шевченко и др., 2018; Кайстренко и др., 2013), так и гипотетические землетрясения с заданными характерными для региона параметрами (Гусяков и др., 2015; Шевченко и др., 2011). Особенно выделяется работа (Лаверов и др., 2006), в которой в рамках концепции сейсмических «брешей» были, по сути, предсказаны землетрясения 2006 и 2007 гг. в районе Центральных Курил и проведен расчет вызванных ими цунами. То есть в этом случае, вероятно, впервые в практике изучения цунами, событие начали исследовать еще до того, как оно фактически произошло.

Необходимо отметить, что на настоящий момент практически не исследована цунамиопасность от подводных оползней, несмотря на то что в ходе батиметрических и сейсмических съемок в Охотском море выявлены обширные области дна, где существует реальная опасность оползания склонов депрессий (Баранов и др., 2015).

Как отмечается исследователями-цунамистами, пока не существует современной обзорной карты цунамирайонирования Дальневосточного региона России, построенной в масштабе порядка 1:4 000 000, которая позволила бы количественно сравнивать различные побережья в смысле их цунамиопасности (Гусяков, 2016). Карты большего масштаба (1:1 000 000) для Северных и Южных Курил приведены в (Атлас, 2009), а в работе (Шевченко и др., 2018) представлена детальная карта (1:100 000) для побережья острова Шикотан.

1.3. История развития численных методов расчета цунами

Наиболее распространенной и широко применяемой *физической* моделью цунами является модель так называемых *длинных волн*, распространяющихся в слое однородной несжимаемой жидкости, лежащем на жестком дне. Поскольку для типичных сейсмогенных цунами, возбуждаемых в морских и океанических бассейнах очагами подводных землетрясений, длина волны много больше глубины бассейна, для *математического* описания распространения можно использовать приближение *мелкой воды*, в котором пренебрегается вертикальными ускорениями и соответственно вертикальными скоростями частиц жидкости. Как следствие, использование приближения гидростатики позволяет в трехмерных уравнениях движения исключить зависимость горизонтальных скоростей течения от глубины и перейти к интегрированным по вертикали двумерным уравнениям, например, относительно уровня и полных потоков (Ле Меоте Б., 1976; Levin, Nosov, 2016). Эта процедура значительно упрощает задачу моделирования распространения волны цунами в океане по сравнению с использованием полных трехмерных моделей (типа Навье–Стокса).

Численные методы для расчета распространения цунами на отдельных участках акватории океана начали использоваться с середины 1960-х гг., с момента появления в исследовательских центрах достаточно крупных ЭВМ (типа IBM-360, CDC 6400 и БЭСМ-6), пригодных для такого рода расчетов. Подробный анализ начального этапа развития численного моделирования цунами можно найти в работах (Shuto, 1991; Imamura, 1995). Хронологически первые работы в этой области были выполнены в Японии, в них были предприняты попытки промоделировать проявление Чилийского цунами 1960 г. в Токийском заливе (Isozaki, Unoki, 1964), а также воспроизвести основные особенности трансокеанского распространения этого цунами (Ueno, 1965). В

этих расчетах использовался программный код, созданный для моделирования приливных волн и реализующий численное решение нелинейной системы мелкой воды, записанной для вращающейся сферы. Расчеты трансокеанского распространения Чилийского цунами 1960 г. выполнялись на ламповой ЭВМ первого поколения IBM 704 на батиметрической сетке 25 × 30 узлов с пространственным шагом в 5 угловых градусов (порядка 550 км). Историю развития компьютерных моделей, специально разработанных для воспроизведения исторических событий возникновения и распространения волн цунами, по-видимому, следует начинать с работы И. Аиды (Aida, 1969). Целью исследования была попытка воспроизвести основные особенности проявления Ниигатского цунами 16.06.1964 г. в Японском море и цунами Токачи-оки 16.06.1968 г. вблизи Хоккайдо. В модели применялась численная конечно-разностная схема, аппроксимирующая уравнения мелкой воды, без учета сил Кориолиса и донного трения, записанная в прямоугольной системе координат. При моделировании Ниигатского цунами 1964 г. в качестве начального возвышения свободной поверхности моря в источнике использовались данные повторной батиметрической съемки очаговой области, выполненной сразу после землетрясения (Mogi et al., 1964; Hatori, 1965) и выявившей значительные постсейсмические деформации дна. Таким образом, в модели предполагалось, что подвижки дна происходили мгновенно и форма начального возвышения морской поверхности повторяет форму донных смещений. Дальнейшая эволюция этого возвышения определялась численно с учетом реальной конфигурации береговой линии и рельефа морского дна. Расчет выполнялся в сеточной области размерностью 20 × 30 узлов с шагом по пространству, равным 10 км. Глубины в узлах сетки задавались путем ручной оцифровки морских навигационных карт. Расчетное распределение высот вдоль берега сравнивалось с измеренными заплесками, и было найдено их

удовлетворительное совпадение в отношении максимальных значений и характера убывания высот при удалении вдоль берега от очаговой области.

Аналогичный подход был применен для моделирования цунами Токачи-оки 1968 г. В расчетах использовалась сетка размерностью 30 × 25 узлов с шагом по пространству 20 км. Для этого цунами характер подвижек дна был известен лишь в самых общих чертах, однако в распоряжении оказалось довольно большое количество мареографных записей на побережье. Было рассмотрено несколько вариантов распределения подвижек дна, задаваемых достаточно произвольно внутри очаговой области в форме эллипса, положение и размеры которого выбирались на основе данных об афтершоках и результатов расчетов обратных рефракционных диаграмм (Takahasi, Hatori, 1962). Далее путем сравнения рассчитанных мареограмм с наблюдаемыми была выбрана модель деформации дна с наилучшим соответствием наблюдаемым данным.

В США первой работой по численному моделированию цунами была работа (Hwang, Divoky, 1970), в которой была построена численная модель разрушительного Аляскинского цунами 28.03.1964 г. и промоделировано распространение этого цунами в северо-восточной части Тихого океана. В ней авторы применили нелинейную (первого порядка) систему уравнений движения в приближении мелкой воды. Эти уравнения преобразовывались в конечно-разностную форму и решались численно на сетке с шагом порядка 0.5◦, покрывающей область очага и прилегающие к ней участки океана. Были вычислены волновые профили в нескольких точках вблизи очага, их совпадение с реальными данными не проверялось, поскольку отсутствовали записи этого цунами на глубокой воде. В одном пункте побережья вычисленные колебания сравнивались с наблюдениями и было обнаружено их удовлетворительное соответствие. В последующей работе (Hwang et al., 1971) эта модель была улучшена путем введения поправок на кривизну Земли и

записи основных уравнений в сферических координатах. Позднее она применялась для численного моделирования цунами от Чилийского 1960 г. и некоторых других сильнейших землетрясений, характер подвижек дна при которых более или менее достоверно известен.

В России первые работы по численному моделированию цунами были выполнены в Сибирском отделении РАН, в них исследовалось поведение сначала гипотетических, а потом и реальных исторических цунами в районе Южных Курил (Алексеев и др., 1978; Гусяков, Чубаров, 1982; Chubarov et al., 1984) в рамках нелинейной системы мелкой воды, записанной в декартовых координатах и поршневой модели возбуждения цунами.

Уже первые попытки применения численных методов для моделирования реальных цунами показали, насколько плодотворным являет такой подход.

В дальнейшем появилось большое число программных пакетов и комплексов для моделирования цунами, основанных на существенно более сложных моделях, включающих эффекты вращения Земли, амплитудной и частотной дисперсии, донного трения. При этом достаточно рано (к началу 1990-х гг.) в международном цунами-сообществе была осознана необходимость верификации и валидации численных моделей и пакетов программ, используемых для расчетов цунами. В США были организованы и проведены две специализированные школы-семинара, где была разработана и принята система тестов, которой должен удовлетворять каждый программный комплекс, используемый для расчетов цунами (Liu et al., 1991; Long-Wave Runup…, 1997).

В течение первых двух десятилетий (60-е и 70-е гг. прошлого века) широкое использование компьютерных моделей для изучения цунами сдерживалось не только недостатком оперативной памяти и быстродействием имеющихся в распоряжении исследователей ЭВМ, но также недостатком

информации о структуре очага цунами. Данные о косейсмических смещениях дна в очаговой области, полученные путем повторных батиметрических промеров, были доступны лишь для очень немногих цунамигенных землетрясений. Для оценки положения и размеров очага использовался метод обратных рефракционных диаграмм, а начальная величина смещения уровня океана оценивалась по корреляционным формулам, устанавливающим связь между магнитудами землетрясения и цунами, которые имели очень приблизительный характер. С середины 1970-х гг., однако, стали появляться систематические данные о механизмах очагов сильных землетрясений, получаемые по методике CMT (Centroid Moment Tensor) (Dziewonski et al., 1981). С 1976 г. такие определения стали рутинными для всех землетрясений, начиная с магнитуды $Mw = 5.5$ (Ekstrom, Nettles, 1997). Это дало возможность использовать полученные решения по механизмам подводных цунамигенных землетрясений для вычисления остаточных смещений дна в очаговой области.

Первой и достаточно знаковой работой в этом отношение была работа И. Аиды (Aida, 1978), в которой оценивалась надежность получения информации об очаге цунами на основе данных о механизме очага подводного землетрясения. В ней были построены компьютерные модели для пяти цунами, происшедших в 1952–69 гг. вблизи восточного побережья о-вов Хоккайдо и Хонсю (4.03.1952 г. Токачи-оки, 16.05.1968 г. Токачи-оки, 12.06.1968 г. Ивате-оки, 12.08.1969 г. Шикотан и 17.06.1973 г. Немуро-оки), для которых имелись данные об ориентации и размерах плоскости разрыва и величине подвижки. Остаточные смещения дна в очаговой области вычислялись на основе формул, полученных в работе (Mansinha, Smylie, 1971). Смещения использовались в качестве начальных условий для задачи возбуждения цунами. Дальнейшая эволюция начального возвышения воды рассчитывалась на основе линейной модели мелкой воды, которая решалась численно на последовательности вложенных сеток, с шагом по пространству, меняющимся от 10 км на глубокой

воде до 312.5 м в окрестностях береговых мареографных точек. Сравнение расчетных амплитуд с измеренными проводилось только для головного (первой) волны, поскольку предполагалось, что последующие колебания могли содержать значительные расчетные погрешности из-за недостаточной точности аппроксимации прибрежной батиметрии и конфигурации береговой линии. Точность воспроизведения в расчетах амплитуд первого колебания оказалась в пределах 50–100%, что в те времена считалось достаточно хорошим результатом, соответствие расчетных времен вступлений наблюдаемым оказалась в пределах 5–10 мин. Для каждой очаговой модели вводился так называемый корректирующий фактор *K*, показывающий среднее (по 4–6 мареографным точкам) отношение наблюдаемых и расчетных амплитуд. Для большинства рассмотренных очаговых моделей он оказался больше единицы, со средним значением 1.4 (с вариациями в пределах 0.82–4.45), т.е. расчетные амплитуды были в среднем меньше наблюдаемых. Общий вывод этой работы – при наличии данных по механизму очага и измеренной инструментально величины сейсмического момента землетрясения расчетные смещения дна в очаговой области вполне могут быть использованы для построения достаточно реалистичных численных моделей исторических цунами.

В дальнейшем использование расчетных смещений дна в очаговой области в качестве аппроксимации очага цунами (так называемая «поршневая модель» возбуждения цунами) стало стандартной схемой для построения компьютерных моделей исторических и гипотетических цунами. Такие смещения обычно рассчитываются по формулам, выведенным И. Окадой в работе (Okada, 1985). Они представляют статические (остаточные) смещения поверхности однородного упругого полупространства, возникающие под действием внутреннего пространственного источника дислокационного типа, который задается шестью параметрами: длиной и шириной плоскости разрыва,

ее углом падения и направлением подвижки, азимутом простирания, глубиной верхнего (или нижнего) края разрыва и величиной подвижки (дислокации). Справедливости ради стоит отметить, что работа (Okada, 1985) явилась лишь завершающей в целой серии работ, посвященных решению этой задачи. В различных подходах к постановке и методам получения решения эта задача рассматривалась в работах (Chinnery, 1961; Maruyama, 1964; Press, 1965; Savage, Hastie, 1966; Sato, Matsu'ura, 1974). В России формулы, аналогичные выведенным в (Okada, 1985), были получены в работе (Гусяков, 1978). При некотором различии в форме записи итоговых выражений для компонент смещений многочисленные проверки показали полную идентичность результатов расчетов по формулам, полученным в этих работах, при любых наборах параметров модельных очагов.

До начала 2000-х гг. в качестве модели источника цунами использовалась однородная подвижка вдоль плоскости разрыва, моделирующей очаг землетрясения, смещения от которой рассчитывались по формулам, полученным И. Окада (Okada, 1985). Развитие систем сейсмических наблюдений в направлении использования широкополосных цифровых приборов и применение методов теории обратных задач для восстановления тонкой структуры очага позволило во многих случаях использовать данные о реальном распределении подвижки по плоскости разрыва (Ji et al., 2002), при этом формулы И. Окады применяются для каждой из элементарных подвижек, на которые разбивается одна или несколько плоскостей разрыва в очаге реального землетрясения. По такой технологии в настоящее время выполняется большинство работ по численному моделированию реальных исторических цунами (обзор таких работ можно найти, например, в (Levin, Nosov, 2016; Synolakis, Bernard, 2006; Носов, 2014)) и проводится анализ свойств косейсмических деформаций в очагах цунами (Bolshakova, Nosov, 2011; Nosov et al., 2014; Большакова и др., 2015).

1.4. Моделирование источника цунами, вызванного подводным землетрясением

Одной из первоочередных задач моделирования является определение источника цунами и его основных параметров. Причиной возникновения цунами служат землетрясения, либо сход больших подводных или субаэральных оползней.

Согласно работе (Куликов, 2005): «…С точки зрения гидродинамики, образование волн цунами связано с относительно быстрым вытеснением масс воды в результате сейсмотектонических разломов земной коры, обвалов и оползней больших масс горных пород или донного осадочного материала, взрывов на дне, и т.д..».

Для численного моделирования сейсмогенного цунами необходимо задание источника землетрясения. При описании сейсмического источника землетрясение задается с помощью симметричного тензора момента второго порядка M и его ненулевых компонент $\hat{u}$ (вдоль поверхности сейсмического срыва) и $\hat{n}$ (по нормали к поверхности срыва).

$$M = M_0(\hat{u}\hat{n} + \hat{n}\hat{u}), \quad (1.1)$$

где M_0 – сейсмический момент землетрясения, имеет значение:

$$M_0 = \mu\Sigma\Delta u, \quad (1.2)$$

где μ – модуль жесткости среды, Σ – площадь поверхности разрыва, Δu – амплитуда смещения противоположных краев разрыва).

Это уравнение может использоваться в качестве вынуждающей силы при моделировании возбуждения и распространения сейсмических волн, включая цунами.

Из уравнения 1.1 следует, что тензор сейсмического момента M определяется четырьмя действительными числами. Он может быть выражен через 3 компоненты вектора сейсмического сдвига (μΣΔu) и нормаль к разрыву

или через скалярный момент M_0 и три угла, ориентирующих этот процесс в пространстве. Именно сейсмический момент является основным фактором, определяющим «размер» очага цунами и, следовательно, эффективность генерации волн цунами. Амплитуда волн также зависит от других параметров очага (3 углов, определяющих геометрию разрыва). Сами величины M и M_0 могут быть получены из анализа сейсмограмм (Okal, 2008).

Магнитуда землетрясения связана с сейсмическим моментом соотношением:

$$M_w = \frac{\log_{10} M_0}{1{,}5} - 6{,}07 \qquad (1.3)$$

(Левин, Носов, 2005).

Мощность землетрясения возрастает при увеличении параметров Σ и Δu в уравнении (1.2). Разрыв в земной коре возникает тогда, когда напряжение, накопившееся в источнике, достигает критического значения ε_{max}, при этом амплитуда смещения краев образовавшегося разрыва пропорциональна его длине.

Простейшая модель возникновения цунами при землетрясении отражена на рис. 1.4. При сейсмическом событии фрагмент океанского дна поднимается, выталкивая объем воды, расположенный над ним. Если эта деформации происходит достаточно быстро, а также принимая условие несжимаемости жидкости, на поверхности воды возникает поднятие такой же высоты, которое начинает распространяться во все стороны в виде длинной волны цунами. Энергия возникшего цунами определяется разницей потенциальной энергии вытесненного объема воды и ее значения для океана в состоянии равновесия, когда вся вытесненная масса воды вновь распределится по поверхности.

Сейсмотектоническое цунами возникает лишь тогда, когда поднятие морского дна происходит намного быстрее, чем распространяются волны цунами. Типичное значение скорости распространения сейсмического разрыва – 3,5 км/с (1 км/с для аномально медленных землетрясений); средняя скорость

распространения волн цунами 200 м/с, максимум 340 м/с – в глубочайших океанических котловинах. Таким образом, сейсмический разрыв во много раз быстрее распространения волн цунами, что оправдывает использование этой простейшей модели в качестве начального условия для численного моделирования.

Как показывают данные наблюдений, волны цунами являются длинными (т.е. их длина велика по сравнению с глубиной океана). Поэтому при их гидродинамическом описании часто используют теорию мелкой воды, которая достаточно хорошо описывает широкий класс задач, связанных с длинноволновыми процессами.

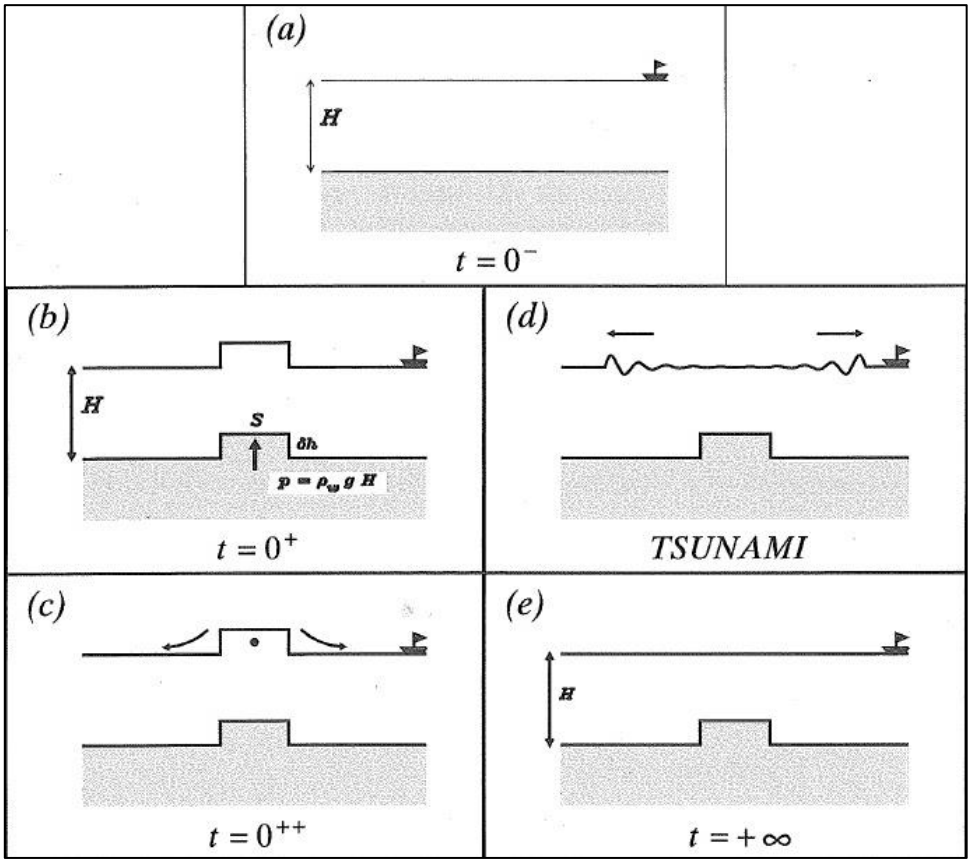


Рис. 1.4. Иллюстрации возбуждения волн цунами при сейсмическом смещении, пояснения в тексте. (a) – невозмущенный океан перед землетрясением, (e) – океан, вернувшийся в состояние равновесия после землетрясения (Okal, 2003).

При выводе уравнений движения в приближении мелкой воды существенными являются предположения о малости вертикального ускорения частиц жидкости по отношению к ускорению свободного падения и о слабой зависимости горизонтальных скоростей от вертикальной координаты (Бейзель, 2010).

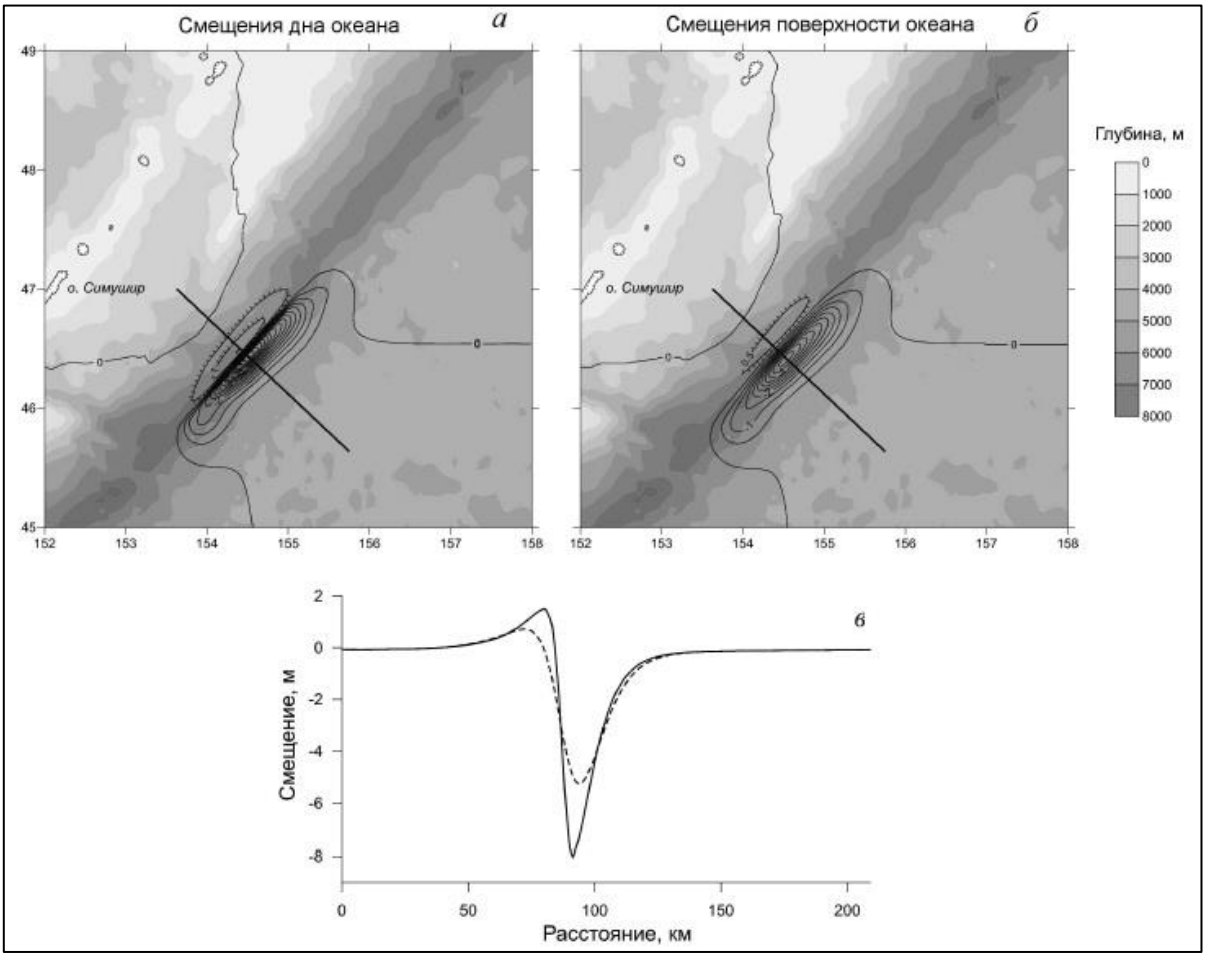


Рис. 1.5. Карта-схема деформаций дна океана, образовавшихся в результате землетрясения 13 января 2007 г. (а). В серых тонах показана батиметрия океана в данном районе; прямая линия – линия разреза поверхности смещений дна, перпендикулярная к линии сейсмотектонического разлома; б – карта-схема распределения смещений поверхности океана над очагом цунами; в – профили поверхности смещений дна (прямая линия) и поверхности океана (штрих) вдоль разреза (Файн, Куликов, 2011).

В соответствии с работой (Носов, Колесов, 2009), начальные условия для системы уравнений теории длинных волн представляют собой некоторое смещение свободной поверхности воды от равновесного положения (начальное возвышение) при нулевом поле скорости течения (задача Коши-Пуассона). Начальное возвышение обычно принято полагать равным вертикальным остаточным деформациям дна, образовавшимся в результате подводного землетрясения. Деформации дна рассчитываются по параметрам очага землетрясения с использованием аналитического решения стационарной задачи теории упругости (формулы Окады). Модель Окады позволяет пересчитать смещения вдоль плоскости разрыва в вертикальные деформации морского дна. Эта модель впервые описывается в работе (Okada, 1985), где собран полный набор аналитических выражений для поверхностных перемещений и деформаций в полупространстве для точечного и конечного размера прямоугольных источников. Полученные выражения представляют собой мощный инструмент не только для анализа статических изменений поля, связанного с возникновением землетрясения, но и для расчета деформационных полей, и широко используются в численном моделировании цунами.

Более усовершенствованный метод заключается в том, что область разрыва разбивается на десятки и сотни элементарных подобластей, для каждой из которых определяется свой вектор подвижки вдоль разрыва. Затем вклад в деформацию дна рассчитывается для каждой элементарной подобласти по формулам Окады (Hayes, 2011).

Несмотря на то, что обычно при гидродинамическом моделировании цунами в задачах типа Коши-Пуассона начальные условия в очаге цунами (отклонения поверхности океана) задаются равными вертикальным смещениям дна, согласно статье (Файн, Куликов, 2011): «…В реальности форма постсейсмических смещений может иметь довольно сложную

структуру, имеющую особенности с характерными горизонтальными масштабами в десятки километров и меньше. В этом случае использование длинноволнового приближения (и гидростатики) искажает форму образовавшейся волны, а величина общей энергии цунами оказывается завышенной». Подобный эффект упоминался также в (Kajiura, 1963). Согласно сделанным в цитируемой работе оценкам, учет эффекта негидростатичности может приводить к существенной поправке в распределении смещений поверхности океана в очаге цунами по сравнению с гидростатическим решением (рис. 1.5). На примере Курильского цунами 13 января 2007 г. показано, что использование длинноволнового приближения значительно завышает величины амплитуд возникающих волн.

В работах (Носов, Колесов, 2009; Nosov, Kolesov, 2010) предложен метод постановки начальных условий в задаче о волнах цунами, согласно которому начальное возвышение водной поверхности в очаге определяется из решения трехмерной задачи в рамках потенциальной теории течения жидкости с учетом вертикальной и горизонтальной деформации дна, а также батиметрии в области источника. Работоспособность метода демонстрируется на примере очагов цунами, имевших место у Центральных Курильских островах в 2006 и 2007 гг. Для цунами января 2007 г. традиционный подход, то есть перенос остаточных деформаций дна на водную поверхность, приводит к двукратной переоценке амплитуды. Такое существенное различие возникает из-за того, что ширина области деформации дна сопоставима с глубиной океана (Носов, Колесов, 2009).

1.5. Ретроспективное численное моделирование исторических событий

В 1969 г. И. Аида провел один из первых численных экспериментов по моделированию распространения волн цунами (Aida, 1969). В качестве

моделируемого было выбрано цунами 1964 г. в Ниигата, так как для него было достаточно данных об остаточных смещениях дна в районе источника землетрясения. Полученные в ходе эксперимента форма волны и максимальные уровни воды на побережье с удовлетворительной точностью совпадали с данными двух береговых датчиков уровня. Было показано, что значения энергии цунами, достигающей берега, поразительно отличаются от места к месту, что связано с направленностью источника, его положением и глубиной океана в месте возникновения цунами на склоне шельфа.

Как отмечал сам Аида, чтобы повысить точность его исследований, необходимо было располагать более подробной сеткой расчета, а также более обширными данными береговых и морских наблюдений за цунами для сравнения с результатами численного эксперимента. Со времени этой пионерской работы прошло почти полвека, и теперь данных наблюдений за цунами накоплено достаточно для того, чтобы не только анализировать уже случившиеся цунами, но и прогнозировать их с достаточной точностью.

На настоящий момент опубликовано значительное число работ, посвященных моделированию уже произошедших событий, таких как цунами в Индийском океане в 2004 г. (Зайцев и др., 2005; Kowalik et al., 2005), цунами на центральных Курильских островах в 2006 и 2007 гг. (Лобковский и др., 2009; Rabinovich et al., 2008), Японское цунами в 2011 г. (Fine et al., 2013).

1.6. Современные численные модели генерации и распространения цунами

В настоящее время наиболее известными пакетами для моделирования распространения волн цунами являются MOST и TUNAMI.

Широко известная модель TUNAMI N2 была разработана японским ученым Имамурой в 1993 для программы Tsunami Inundation Modeling

Exchange (TIME). Модель основывается на теории мелкой воды, вертикальное ускорение не учитывается (Imamura, 1995; Imamura, 2006).

Уравнения сохранения массы и импульса в трехмерном виде:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + w\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho}\left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}\right) = 0 \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + w\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho}\left(\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z}\right) = 0 \quad (1.6)$$

$$g + \frac{1}{\rho}\frac{\partial \rho}{\partial z} = 0 \quad (1.7)$$

Граничные условия на поверхности и дне:

$$p = 0 \qquad \text{при } z=\eta \quad (1.8)$$

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u\frac{\partial \eta}{\partial x} + v\frac{\partial \eta}{\partial y} \qquad \text{при } z=\eta \quad (1.9)$$

$$w = -u\frac{\partial h}{\partial x} - v\frac{\partial h}{\partial y} \qquad \text{при } z=-h \quad (1.10)$$

Уравнения (4) – (7) интегрируются от поверхности до дна по правилу Лейбница. Полученные двухмерные уравнения:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1.11)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{MN}{D}\right) + gD\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = A\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right) \quad (1.12)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{MN}{D}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N^2}{D}\right) + gD\frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = A\left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right), \quad (1.13)$$

где D – полная глубина (h+η), τ_x и τ_y – донное трение по x и y, A – горизонтальная турбулентная вязкость, $M = \int_{-h}^{\eta} u dz = u(h+\eta) = uD$, $N = \int_{-h}^{\eta} v dz = v(h+\eta) = vD$.

Для решения линеаризованного уравнения длинных волн используется метод конечных разностей. Подробнее про модель см. раздел 2.5 диссертации.

MOST (Method of Splitting Tsunami) позволяет, применяя данные реального времени с цунамометров, прогнозировать место и область затопления в режиме реального времени (Titov, Gonzalez, 1997). Этот численный алгоритм используется преимущественно в США для создания карт затопления. Существует также онлайн версия MOST – comMIT. Применяемая в MOST модель расчета распространения цунами над глубокой водой использует метод расщепления по пространственным переменным. Информация о MOST представлена в (Понятие о математическом моделировании [Электронный ресурс] URL: http://ccfit.nsu.ru/fit/courses/CompInstr/11.pdf): «…Впервые такой подход был разработан в Лаборатории цунами Вычислительного центра СОАН СССР в Новосибирске. В дальнейшем в Национальном Центре исследования Цунами (NCTR, Сиэтл, США) этот алгоритм был усовершенствован и адаптирован к моделям и стандартам данных, используемым службами предупреждения цунами США и других стран. MOST используется для численного моделирования всех трех стадий жизни цунами: расчёт поля остаточных смещений в результате землетрясения и генерация волны цунами, распространение волны над глубоководной акваторией океана и взаимодействие с землей (накат и затопление)».

Модель Имамуры была использована для расчета распространения двух трансокеанских цунами, вызванных крупными землетрясениями в районе Центральных Курильских островов (магнитудой 8,3 – 15 ноября 2006 г. и магнитудой 8,1 – 13 января 2007 г., рис. 1.6). Расчеты для этих событий были проведены с введением двух важных достижений в области моделирования сейсмически генерируемых цунами: (а) использование моделей конечного источника разрыва от Джи (Ji, 2006, 2007), которые предоставляют более детальную информацию по сравнению с обычными моделями пространственных перемещений в области источника и позволяют избежать

неопределенностей в размерах источника; (b) использование трехмерного уравнения Лапласа для воссоздания начального возмущения поверхности океана при цунами (вместо приближения мелкой воды) (Rabinovich et al., 2008, Лобковский и др., 2009).

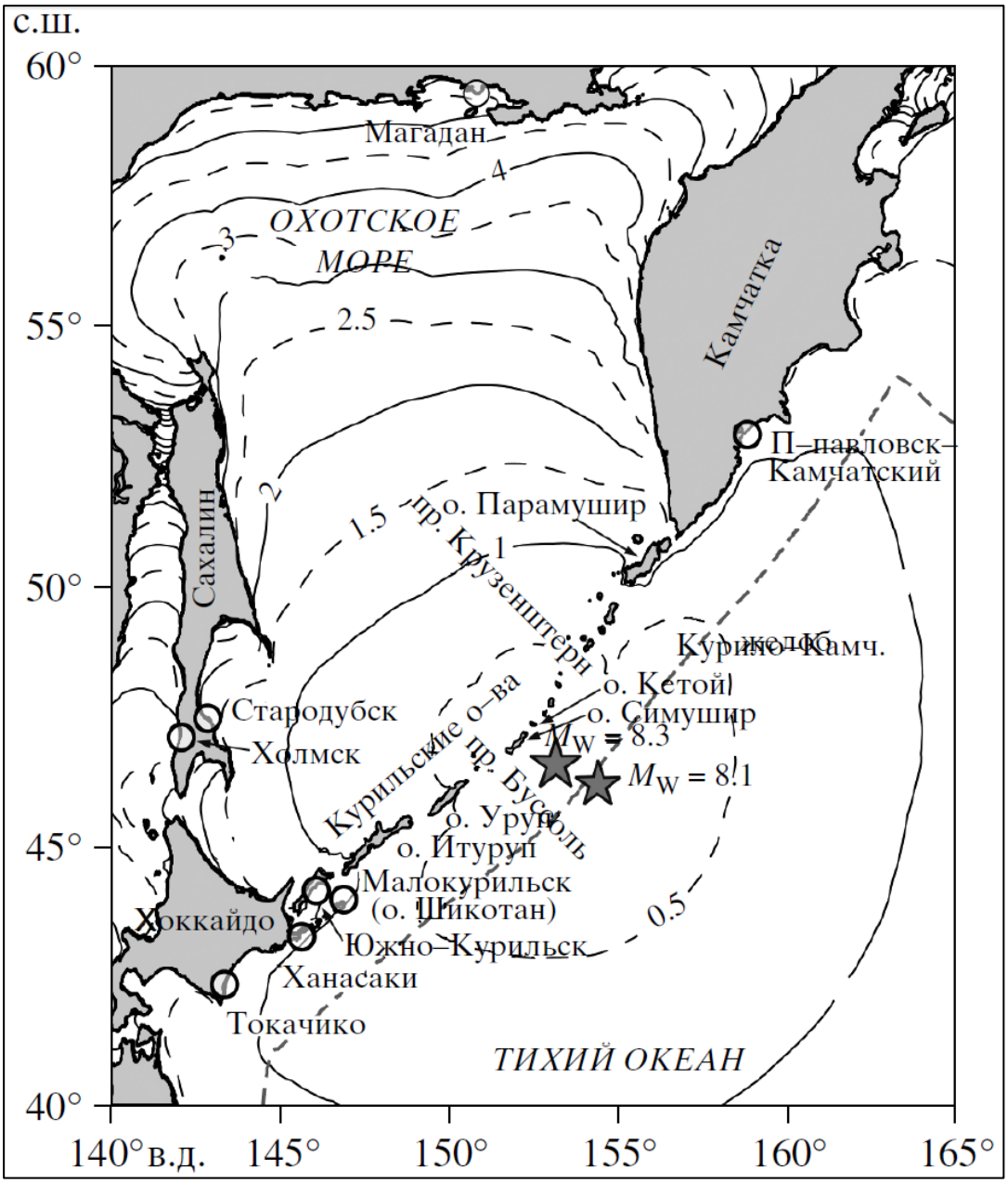


Рис. 1.6. Район исследований. Положение эпицентров землетрясений 2006 и 2007 гг. показано звездами, а приливных датчиков – кругами. Сплошные и пунктирные линии – 30-минутные изохронны распространения цунами 2006г. (Rabinovich et al., 2008).

Помимо этого, в работе исследуется распространение энергии волн цунами и частота цунами. И наблюдения, и результаты моделирования показывают, что основные потоки энергии из района источника в основном направлены на юго-восток, в направлении Гавайских островов, значительно меньше энергии распространялось в Охотское море (рис. 1.7). Отличительная черта обоих цунами – их высокочастотность: типичные периоды волн от 2-3 до 15-20 минут.

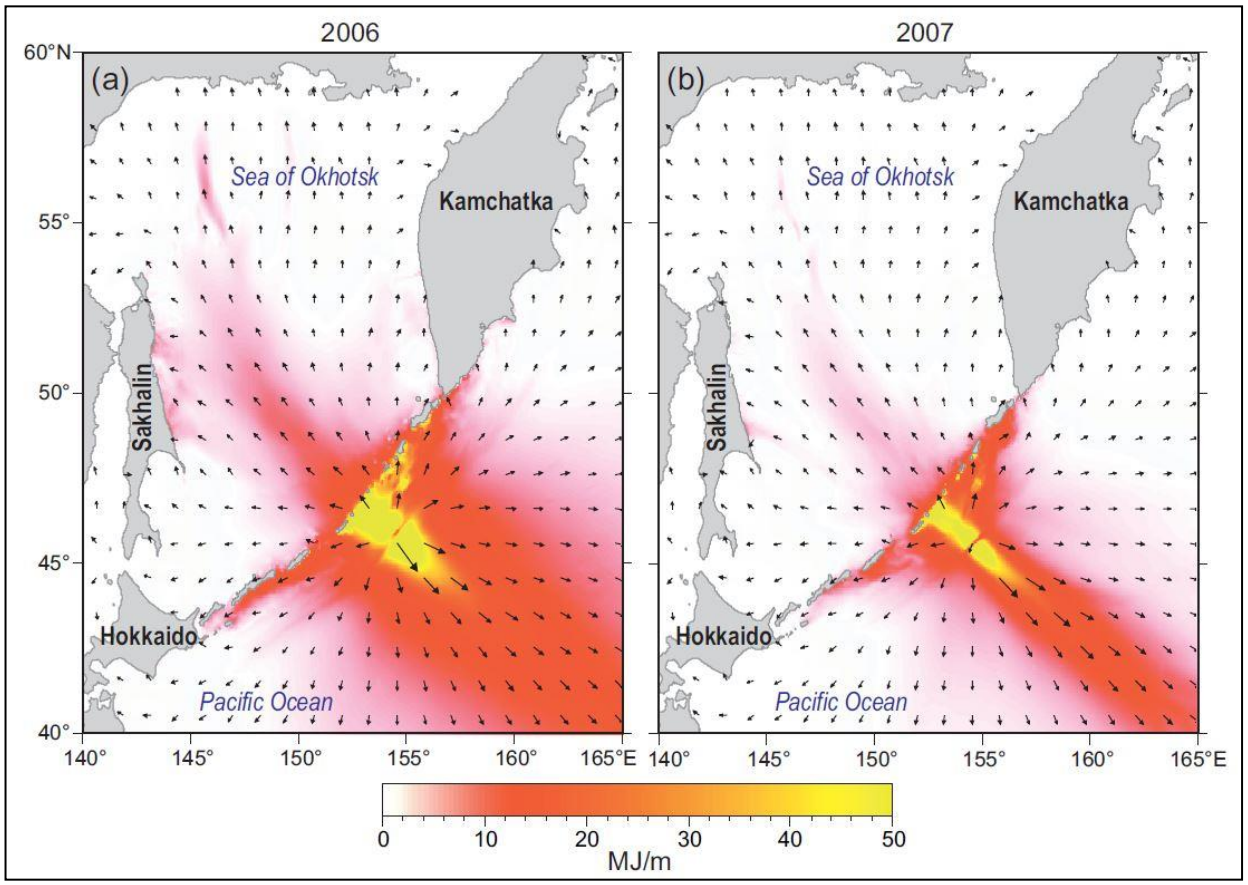


Рис. 1.7. Потоки энергии волн цунами от землетрясений 2006 и 2007 гг. (Rabinovich et al., 2008).

Более подробное исследование распространения и преобразования энергии цунами представлено в (Fine et al., 2013). На примере японского цунами Тохоку в 2011 г. с помощью статистического анализа доступных данных наблюдений и результатов моделирования удалось показать, что

эволюция энергии волн цунами во времени в Тихом океане происходит согласно закону равнораспределения волновой энергии (рис. 1.8). Похожие законы хорошо известны для процессов волнового мультирассеяния в сейсмологии, электромагнетизме и акустике. Также продемонстрировано, что долговременное близкое к равновесному состояние регулируется этим законом: после прохождения фронта цунами плотность энергии волны цунами, как правило, обратно пропорциональна глубине океана.

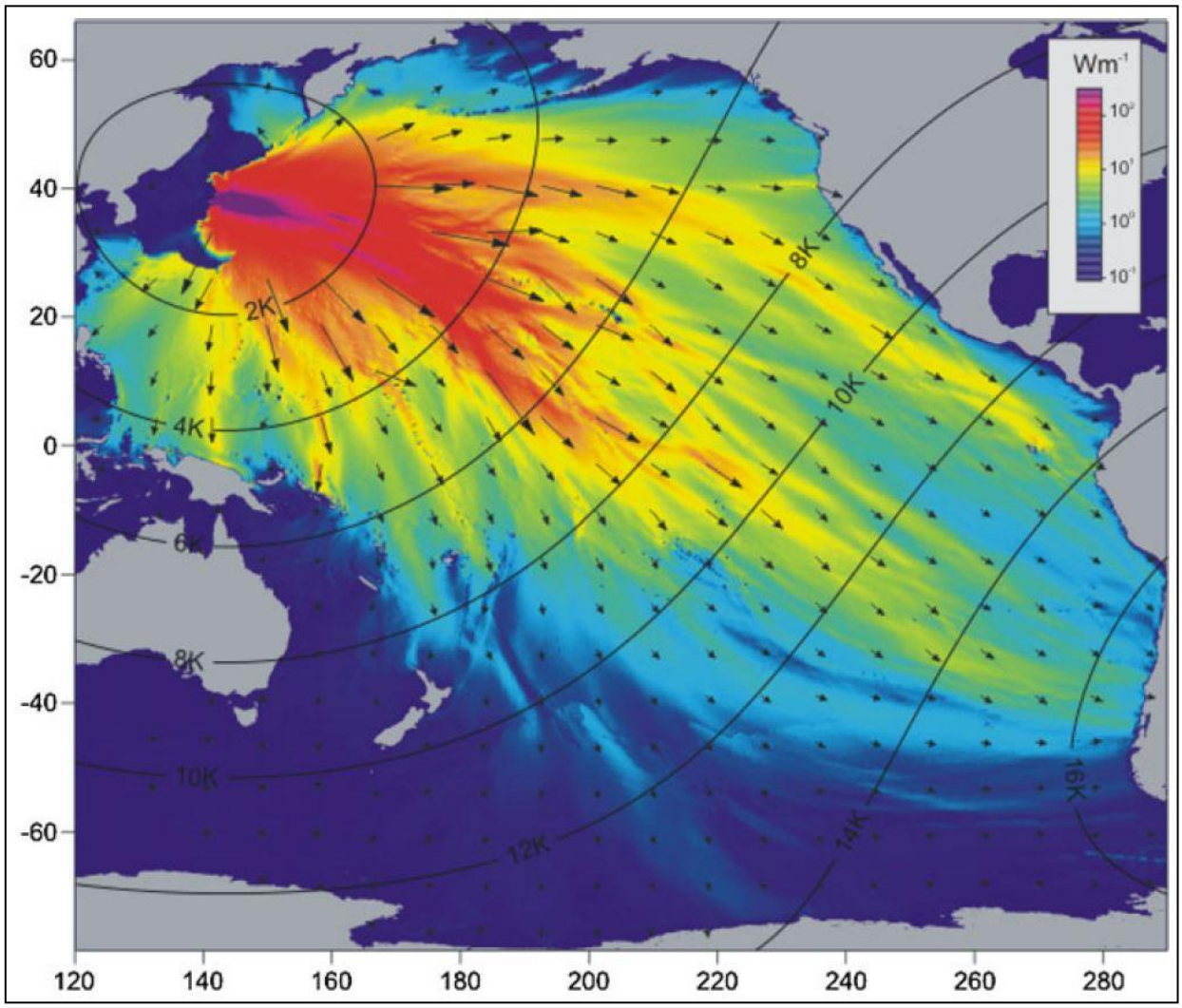


Рис. 1.8. Поток фронтальной волны (Вт/м), осредненный за 1 час при прохождении фронта. Цветовая шкала – в логарифмической шкале. Черными линиями показано расстояние в км от источника цунами (Fine et al., 2013).

В настоящее время качество численного моделирования процессов генерации и распространения цунами достигло весьма хорошего уровня. Глубоководные записи цунами, получаемые датчиками системы DART (Gonzalez et al., 2005), как правило, воспроизводятся в расчетах с очень хорошей точностью с различиями по амплитуде первой волны в пределах 5–10 % (Titov et al., 2005; Wei et al., 2008). Также обычно не составляет особых проблем воспроизвести в расчетах (вплоть до выполняемых в режиме реального времени) приборные записи головной волны цунами, полученные в отдельных бухтах, в особенности расположенных в дальней от очага зоне (Titov, 2009).

Однако адекватное воспроизведение в расчетах мареографных записей и заплесков на берегу в ближней от очага зоне по-прежнему является большой проблемой, возникающей даже в тех случаях, когда расчетные мареограммы хорошо воспроизводят записи глубоководных датчиков. Естественно, что моделирование процесса распространения цунами на мелководье и выхода волны на берег является существенно более сложной задачей по сравнению с моделированием распространения на глубокой воде. Здесь необходим учет амплитудной дисперсии, что возможно только в рамках нелинейной системы, донного трения, а также применение специальных численных методов для моделирования выхода волны на сухой берег. В современных моделях расчета наката все эти факторы обычно учитываются, однако проблема точного воспроизведения колебаний уровня на мелководье и максимальных заплесков на берегу остается.

Глава 2. Данные и методы

2.1. Данные по батиметрии Мирового океана

Прогресс в развитии численного моделирования процесса распространения цунами в глубоком океане и на шельфе в настоящее время достиг того уровня, когда отдельные научные вопросы становятся в большей степени проблемами технологии и инженерии. Современные возможности вычислительной техники (объемы памяти, быстродействие) позволяют использовать в моделях сеточные массивы батиметрии с разрешением, заведомо превосходящем доступные картографические данные. И именно поэтому в последние годы все большее внимание при изучении цунами стало уделяться качеству данных батиметрии. Существенное (на десятки, а иногда на сотни процентов) различие расчетных высот от измеренных может быть связано не только с упомянутыми выше проблемами задания очага цунами, эффективностью численного алгоритма и детальностью используемой сетки, но также и с точностью аппроксимации реальной батиметрии морского дна.

В ранних работах по моделированию цунами, выполненных в 60-е и 70-е гг. прошлого века, сеточные массивы батиметрии создавались, как правило, самими исследователями путем ручной оцифровки морских навигационных карт (Mogi et al., 1964). Первым широкодоступным массивом глобальной батиметрии стал появившийся в 1988 г. массив ETOPO5, содержащий округленные до целых метров высоты суши и глубины Мирового океана на сетке с шагом 5 угловых минут. Массив был создан в США путем интеграции топографических и батиметрических данных из различных источников. Фактическая точность значений глубин варьировалась от нескольких метров до 100–150 м в областях со слабым покрытием судовыми треками (Data Announcement…, 1988).

Международная программа картирования морского дна (GEBCO – General Bathymetric Chart of Oceans), поддерживаемая Международной гидрографической организацией (IHO – International Hydrological Organization) с 1903 г., выпустила первую цифровую версию атласа GEBCO в 1994 г. (Jones et al., 1994). Цифровая версия была подготовлена на основе опубликованного в 1978 г. пятого издания обычного атласа GEBCO, показывающего рельеф дна Мирового океана в виде изолиний глубин и отдельных точечных промеров и, по сути, представляла собой отсканированные копии контурных батиметрических карт GEBCO.

Следующим важным шагом стало появление в 1997 г. глобального сеточного массива высот и глубин с шагом в 2 угловые минуты (Smith, Sandwell, 1997). Источником данных были результаты высокоточных спутниковых измерений высот рельефа суши и уровня свободной поверхности океана, затем зарегистрированные гравитационные аномалии по весьма сложному алгоритму пересчитывались в функцию, описывающую форму рельефа дна. Этот алгоритм хорошо работает для больших (более 1 км) абиссальных глубин, но на мелководье (в окраинных морях, на материковом склоне и шельфе) дает большие относительные погрешности в оценках глубин, достигавшие в ряде случаев 50–100 %. Основной источник этих погрешностей – неопределенности в толщине слоя рыхлых донных осадков.

Сеточный массив глубин GEBCO с разрешением в одну угловую минуту появился в 2008 г. (GEBCO_08). Глубины в узлах регулярной сетки рассчитывались путем интерполяции оцифрованных изолиний глубин и данных точечных промеров, содержавшихся в юбилейном издании цифрового атласа GEBCO, посвященном столетию проекта (Centenary Edition…, 2003).

В марте 2015 г. выпущен глобальный сеточный массив GEBCO_2014, содержащий высоты суши и глубины дна в узлах 30-секундной сетки. База GEBCO включает в себя данные из большого числа источников: это и

национальные и региональные организации (Национальное управление океанических и атмосферных исследований – NOAA, Европейский научный фонд – ESF и др.), и научно-исследовательские институты, и отдельные экспедиции и измерения (рис. 2.1). Традиционно данные и карты GEBCO содержали в себе лишь батиметрию наиболее глубоких акваторий Мирового океана, начиная с глубин 200 м и более, недостаточно детально представленных на морских навигационных картах. Сейчас основная работа ведется над повышением качества данных в мелководных районах океана. Для этого используются электронные морские карты (ENCs), коллективно подготовленные государствами-членами Международной гидрографической организации. Многие гидрографические службы и гидрографические организации уже добавили значительное количество батиметрических данных своих прибрежных зон. Это привело к существенному улучшению качества рельефа некоторых мелководных участков. Благодаря этим данным GEBCO обеспечивает более полную батиметрическую модель всего Мирового океана (British…, 2016).

Примером современной глобальной модели рельефа поверхности Земли с разрешением в 1 мин является массив ETOPO1. Для его создания использованы данные многочисленных глобальных и региональных источников. Отличительной особенностью этой модели является то, что она была создан в двух вариантах: версия «Ice Surface», которая отображает поверхность ледяного покрова Антарктики и Гренландии, и версия «Bedrock», которая отображает коренную породу под двумя ледниковыми щитами (Amante, Eakins, 2009).

Что касается точности глобальных массивов батиметрических данных и их соотносимости с реальным рельефом дна океанов, то она существенно отличается в зависимости от региона. Это связано с недостатком измерений глубин во многих акваториях, что приводит к необходимости использовать

данные спутниковых измерений гравитационных аномалий, точность которых в свою очередь сильно меняется в зависимости от характера рельефа и толщины осадков на дне (Marks, Smith, 2012). Существует ряд исследований по этому вопросу. В работе (Marks, Weatherall, 2012) рассчитаны стандартные отклонения между цифровыми моделями рельефа (GEBCO_08, SRTM30_Plus V7) и глубинами, измеренными многолучевым эхолотом, для акваторий в Тихом океане и вблизи Кабо-Верде. В Тихом океане стандартные отклонения между измерениями и батиметрическими массивами 71 для SRTM30_Plus V7 и 78 для GEBCO_08, в районе Кабо-Верде – 215 и 247 соответственно. В подобном исследовании для Охотского моря (Zaron, 2017) стандартная ошибка между глубинами, измеренными в ходе рейса MR06-04, проводимого JAMSTEC, и ETOPO1 составила 80 м.

Модель рельефа, основанная на региональных источниках батиметрических данных, разработана в рамках проекта IBCAO (The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean) и CRM (Coastal Relief Model). Целью проекта IBCAO является создание массива цифровых данных, содержащего все доступные батиметрические данные к северу от 64◦ с. ш., для использования в работах, требующих детального и точного знания глубины и формы дна Северного Ледовитого океана. IBCAO версии 3.0 включает в себя улучшенные данные, собранные арктическими странами, данные попутных измерений рыболовных судов, данные, полученные с помощью подводных лодок ВМС США и научно-исследовательских судов разных стран (Jakobsson, 2012). Сетка, построенная с помощью усовершенствованного алгоритма гридинга, имеет разрешение 500 м, что позволяет различить гораздо больше деталей арктического морского дна, нежели при использовании IBCAO версии 1.0 (2.5 км) и версии 2.0 (2.0 км).

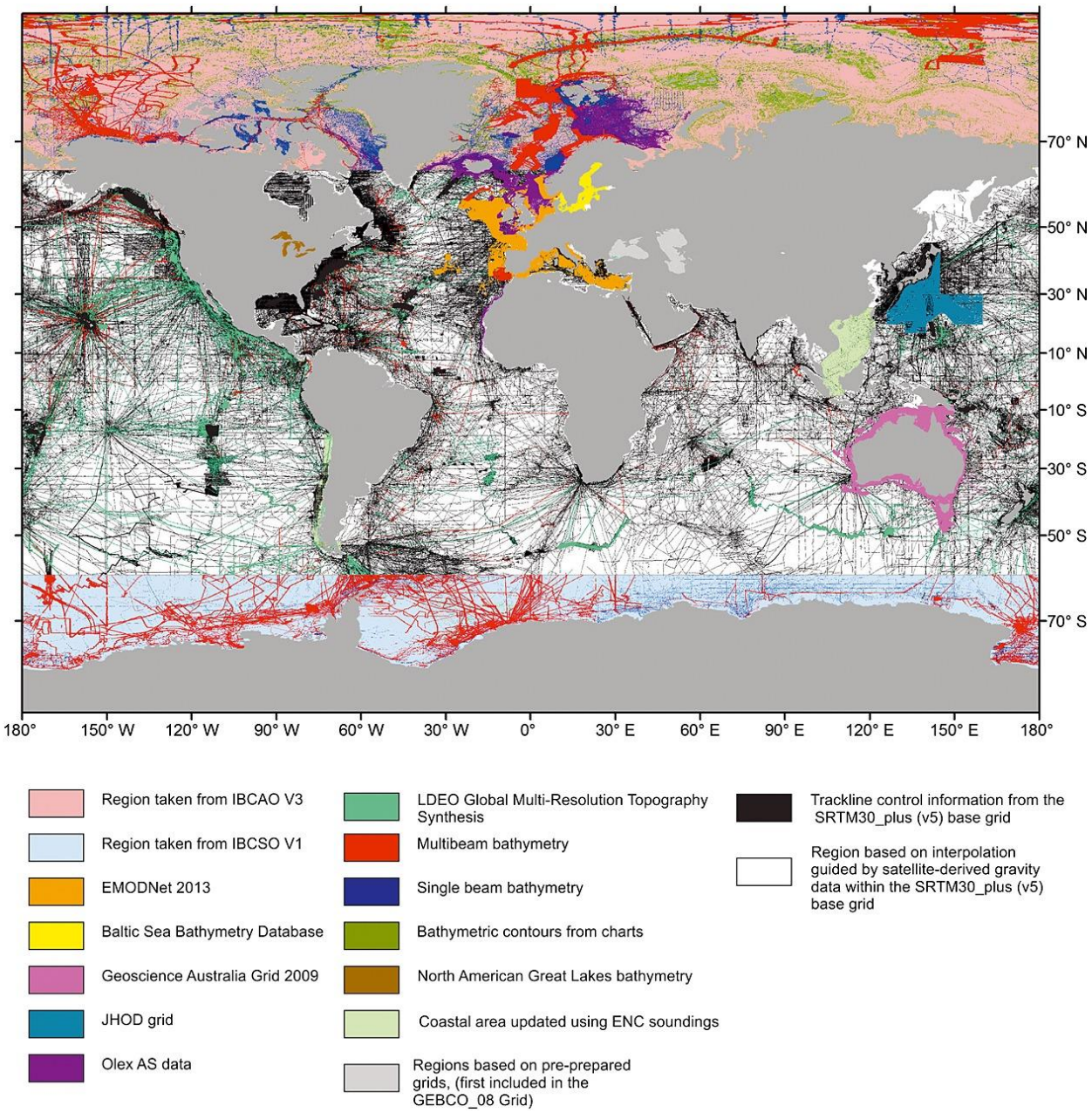


Рис. 2.1. Источники данных для GEBCO_2014 (Weatherall P. et al, 2015).

Национальный центр информации об окружающей среде (NCEI – National Centers for Environmental Information NOAA) создает цифровые модели рельефа побережья (DEM – digital elevation model) и батиметрии прилегающих участков морского дна (DBM – digital bathymetric model) с разрешением 3 угловые секунды для береговых районов всех штатов США, включая Аляску. Батиметрические, топографические и береговые данные,

используемые в этом массиве, заимствованы из различных источников, таких как федеральные и местные органы власти, научные учреждения и частные компании. Эта объединенная цифровая модель рельефа прибрежной области США, подготовленная NCEI, с разрешением 3 угловые секунды впервые обеспечила полное представление о прибрежной зоне США, объединяя батиметрию открытых акваторий с топографией суши. Данные этого массива в настоящее время успешно используются в системе оперативного моделирования цунами, разработанной Тихоокеанской морской лабораторией (PMEL – Pacific Marine Environmental Laboratory) (NOAA…).

Перечисленные массивы батиметрии являются открытыми и могут свободно использоваться для научных и образовательных целей. Вместе с тем многие страны имеют в своем распоряжении существенно более детальные данные о рельефе морского дна с пространственным разрешением до 1 с и менее, получаемые в результате геофизических и инженерных исследований прибрежных территорий, входящих в их зону экономической ответственности. Еще более детальными массивами цифровой батиметрии (с разрешением до 1 м и менее) располагают государственные и частные компании, ведущие разведку и добычу нефти и газа на шельфе. Однако такая информация обычно не выкладывается в открытый доступ; более того, в ряде стран она вообще относится к категории закрытой, доступ к таким данным может быть получен лишь на основе специальных договоров и соглашений.

2.2. Данные о рельефе дна в районе северо-восточного побережья Сахалина и Центральных Курил

Для построения расчетной сетки для эксперимента по вычислению высот волн цунами у побережья Сахалина использовались данные, полученные в

ходе батиметрической съемки на шельфе и склоне северо-восточной части о. Сахалин (рис. 2.2, *а*).

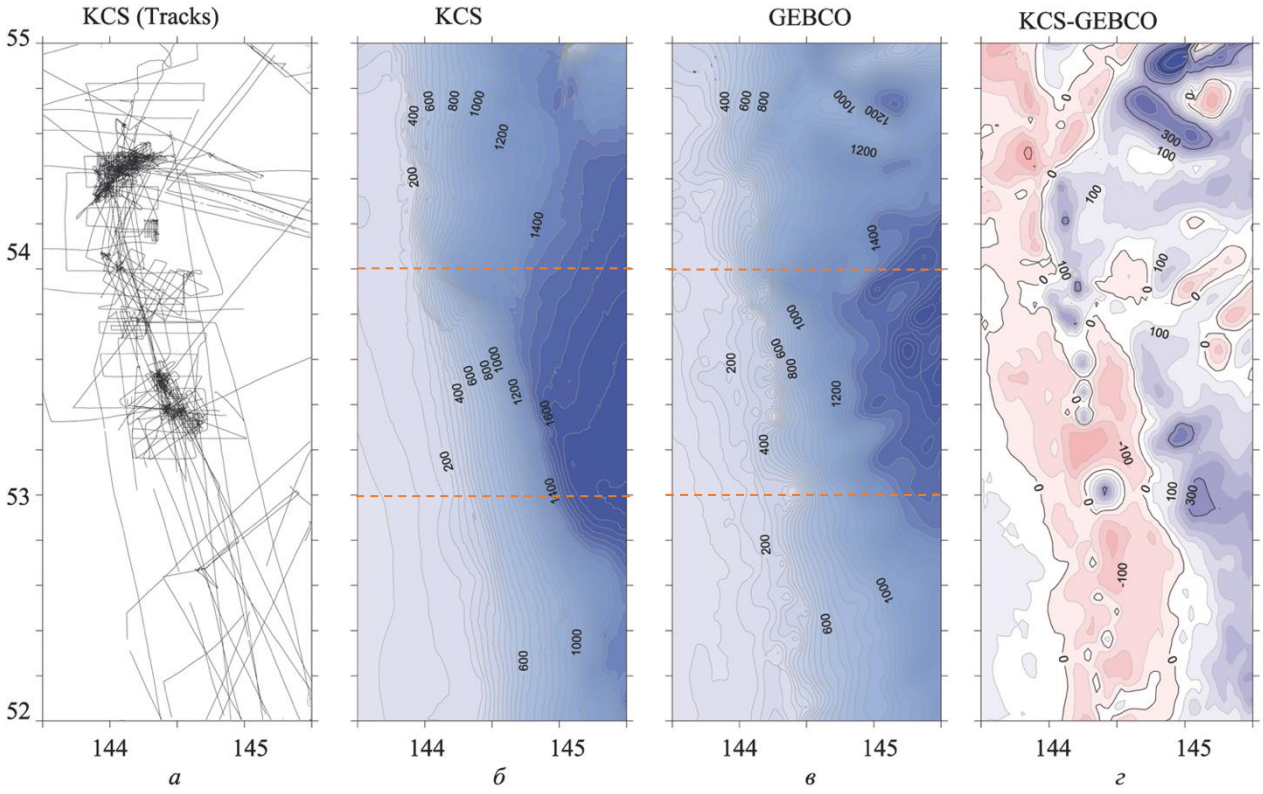


Рис. 2.2. Карты-схемы: а – эхолотных промеров в рамках проектов KCS; б – рельефа шельфа и склона северо-восточной части о. Сахалин по данным батиметрической съемки KCS; в – рельефа дна по данным GEBCO; г – разница глубин между картами б и в. Все значения глубины приведены в метрах. Штриховыми линиями показано положение профилей (см. рис. 2.3).

Съемка проводилась в рамках трех международных проектов: Kurile–Okhotsk Marine Experiment (KOMEX), Hydro-Carbon Hydrate Accumulations in the Okhotsk Sea (CHAOS), Sakhalin Slope Gas Hydrates (SSGH) (Matveeva et al., 2005; Shoji et al., 2012; Cruise…, 2003), сокращенно KCS. Полученные данные промеров были использованы для составления батиметрической карты с разрешением 0.5 угловых минут (шаг по долготе $\Delta x \approx 600$ м, шаг по меридиану

$\Delta y \approx 920$ м), представленной на рис. 2.2, *б*, а также для сопоставления с картой, построенной по данным GEBCO (рис. 2.2, *в*).

Следует отметить, что карта на рис. 2.2, б (KCS) выглядит «естественнее», чем карта GEBCO (рис. 2.2, в): на ней отчетливо выделяется граница сахалинского шельфа, а склон отмечен сгущением параллельных изобат. Различие между глубинами на картах колеблется в диапазоне от −222 до 661 м. Среднеквадратическое значение разницы глубин составляет 126 м (рис. 2.2, г), при том, что среднее значение глубины в пределах полигона около 800 м. Такие значительные отличия в батиметрии должны приводить к значимым расхождениям высот цунами на побережье.

Для более подробного сопоставления были построены профили рельефа дна для обеих карт (рис. 2.3).

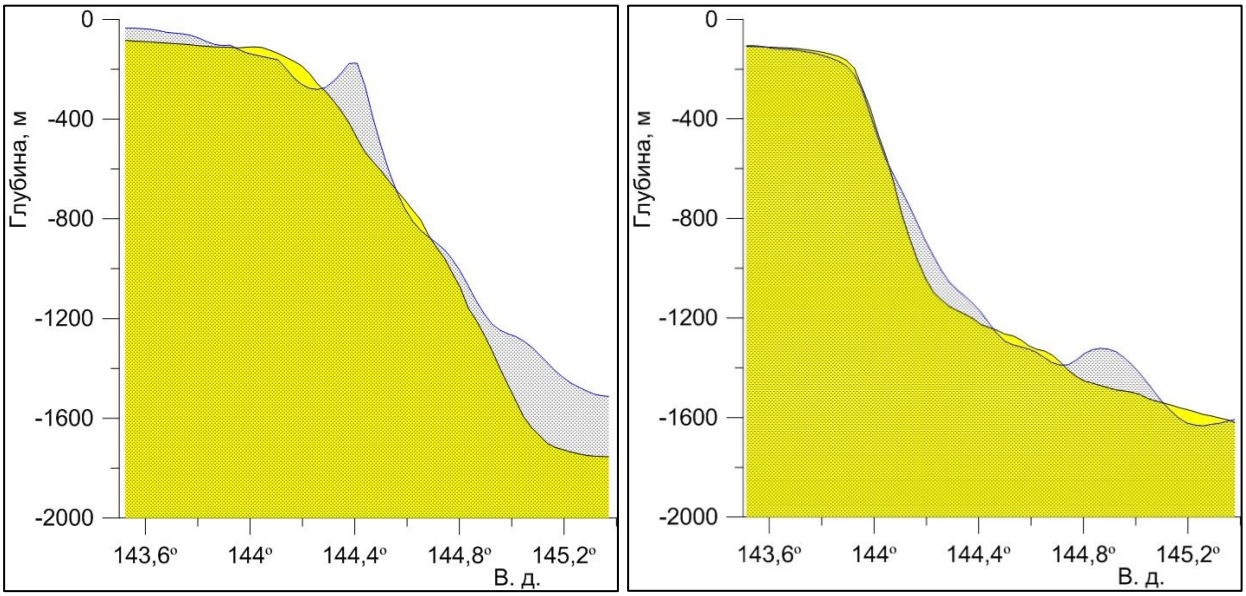


Рис. 2.3. Профили рельефа дна для карт KSC (желтая заливка) и GEBCO (штриховка) по 53° (слева) и 54° в. д. (справа).

На приведенных профилях отчетливо видно, что в среднем глубины GEBCO занижены относительно рельефа KSC. Кроме того, для рельефа

GEBCO характерны различные неоднородности – подводные впадины и возвышенности – которые, как будет доказано ниже, при использовании этой батиметрии в расчетах способствуют рассеиванию энергии волны цунами и получению заниженных оценок высот волн.

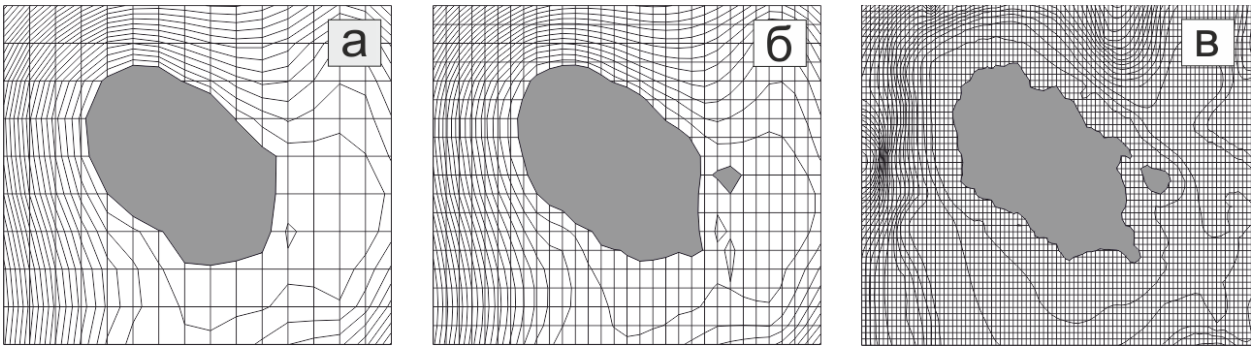


Рис. 2.4. Цифровые карты рельефа дна в районе о. Матуа Изолинии глубин проведены с шагом 50 м. а) по данным GEBCO_08 – разрешение 1 угловая мин; б) по данным GEBCO_2014, разрешение 30 угловых секунд; в) модель рельефа, использующая данные GEBCO_2014 и карты ГУНИО, разрешение 10 угловых секунд.

Для района близ центральных Курильских островов была создана расчетная сетка на основе комбинации данных ГУНИО (Каталог…, 2016) в шельфовой области, прилегающей к Курильским островам, а также 30-секундных данных GEBCO_2014 в глубоководной части расчетной области. Полученная цифровая модель рельефа дна имеет пространственное разрешение 10 угловых секунд, что составляет около 300 м. Такое высокое разрешение позволяет учитывать относительно мелкомасштабные особенности батиметрии и линии берега (рис. 2.4).

2.3. Источники цунами 2006 и 2007 гг.

Спрогнозировать возникновение сейсмотектонических цунами удается достаточно редко. Уникальным в этом плане стал дуплет цунами 2006 и 2007 гг. на Центральных Курильских островах. Согласно работе (Лобковский и др., 2009): «…Высокая вероятность подобного события в этом районе была предварительно выявлена (Лаверов и др., 2006-а, 2006-б), район предполагаемого очага землетрясения был исследован, а различные сценарии формирования и распространения волн цунами были заранее промоделированы». Фактически это был первый случай, когда случившееся катастрофическое событие цунами было не только спрогнозировано, но и заранее выполнена оценка его последствий (Иванова и др., 2017)

При прогнозе землетрясения в районе Курил использовался так называемый метод «сейсмических брешей». Исчерпывающая информация о нем и о прогнозе событий 2006-2007 гг. представлена в уже упоминавшейся знаковой работе (Лобковский и др., 2009): «…. Сейсмически активные районы земного шара, расположенные преимущественно вблизи островных дуг и океанских окраин, где в течение долгого времени не происходило сильных землетрясений, так называемые «зоны сейсмического молчания» или «сейсмические бреши» («seismic gaps»), характеризуются повышенной вероятностью возникновения катастрофического землетрясения. В результате длительно взаимодействия литосферных плит в этих зонах происходит аккумуляция огромного запаса упругой энергии, готовой в любой момент «выстрелить». Поэтому одно из важнейших направлений прогнозирования цунами – выявление сейсмических брешей и оценка их сейсмического потенциала.

Что касается Курильских островов, то наличие сейсмической бреши в этом районе было установлено боле чем за 40 лет до того, как произошли землетрясения 2006 и 2007 гг. (Федотов, 1965). За 40 лет брешь так и не

заполнилась очагами землетрясений, которые могли бы дать выход накопившейся энергии, поэтому и было предсказано, что вероятность возникновения катастрофического землетрясения и связанного с ним цунами в пределах Центрально-Курильской сейсмической бреши является чрезвычайно высокой. С целью изучения бреши были проведены сейсмическое, гравиметрическое, магнитное и батиметрическое профилирования (Лаверов и др., 2006-б). Для прогностических расчетов предполагаемого цунами была использована клавишная модель возникновения землетрясений в зонах субдукции, при этом рассматривались различные варианты движения «клавиш» и проигрывались различные сценарии возможного очага. Результаты модельных прогностических расчетов в качественном отношении хорошо соответствуют данным фактических и инструментальных мареографных наблюдений на побережье и в открытом океане, а также предварительным данным полевого обследования побережья Курильских о-вов, что свидетельствует о больших потенциальных возможностях прогностического моделирования цунами для районов ожидаемых землетрясений».

Информация о земелетрясениях и цунами приводится согласно статье автора диссертации с соавторами (Иванова и др., 2017): «..15 ноября 2006 г в 11:14 UTC в районе Средних Курил произошло сильнейшее подводное землетрясение с магнитудой $Mw = 8.3$. Очаг располагался на континентальном склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба к юго-востоку от острова Симушир. В результате этого землетрясения возникли значительные волны цунами, проявившиеся практически по всей акватории Тихого океана». Стоит отметить, что прошло всего около 15 минут, прежде чем волны достигли побережья Центральных Курил (рис. 1.6).

И далее в той же работе: «…Спустя два месяца, 13 января 2007 г, в районе Средних Курил произошло второе землетрясение, имевшее близкую магнитуду (Mw = 8.1). Эпицентр его главного толчка располагался на

океанической стороне Курило-Камчатского желоба примерно в 100 км к востоку от эпицентра землетрясения 15 ноября 2006 г., в пределах океанической литосферной плиты. Несмотря на близость очаговых зон и несомненную связанность этих двух событий, сейсмотектонический механизм второго землетрясения существенно отличался от первого.

Согласно данным CMT-решений, полученным в Гарвардском университете США (Global…, 2017), оценки главных энергетических характеристик этих землетрясений – сейсмического момента очага $M0$ и определяемой через него моментной магнитуды землетрясения Mw – составляют:

1) $M0 = 3.37 \cdot 1021$ $H \cdot$м; $Mw = 8.3$;

2) $M0 = 1.65 \cdot 1021$ $H \cdot$м; $Mw = 8.1$.

Это означает, что энергия первого события превышала энергию второго приблизительно в два раза».

2.4. Данные полевых наблюдений на Курильских островах

Информация об экспедициях из (Иванова и др., 2017): «…Спустя полгода после второго землетрясения в районе Средних Курил были проведены две морские комплексные экспедиции, одной из задач которых было обследование побережья островов Уруп, Симушир, Кетой, Янкича и Рыпонкича, Расшуа и Матуа с целью выявления сохранившихся следов цунами (Левин и др., 2008; MacInnes et al., 2009). В ходе осмотра береговой зоны островов обнаружены промоины, валы плавника и водорослей, по расположению которых удалось определить высоту волны и дальность заплеска на отдельных участках побережья. Наибольшие высоты цунами (до 22 м) были выявлены на о. Матуа, при этом средняя высота волн превышала 10 м. В бухте Айну (юго-запад о. Матуа) цунами сильно изменило

морфологию берега, был размыт участок морской аккумулятивной террасы шириной 20–30 м. На крутых склонах берегов во время цунами частично уничтожена растительность и смыта почва (рис. 2.5).



Рис. 2.5. Последствия цунами 2006 и 2007 гг. на о. Матуа.
Вверху Бухта Айну, внизу Бухта Двойная.
Фото – А. Харламов, 2007.

К сожалению, полученные данные представляют собой только максимальные значения высот волн и заплесков для обоих событий, и определить, проявления какого именно цунами наблюдались в конкретном месте побережья, невозможно. При этом известно, что данные наблюдений вдали от источника показали, что первое событие 2006 г. вызвало существенно большие волны цунами».

Экспедиционные наблюдения на о. Матуа возобновлены в 2016 г. и продолжены летом 2017 г. в связи с планами по созданию на этом острове базы военно-морского флота. С 2016 года Русское географическое общество совместно с Минобороны России и Тихоокеанским флотом проводит комплексную работу по изучению историко-культурного и природного наследия этого острова в центральной части Курильской гряды. Опасность в прибрежной зоне представляют сели, оползни, обвалы и осыпи, абразия, но наибольшие опасения безусловно связаны с цунами, которые могут серьезно угрожать побережью Матуа. Летом 2017 г. участники экспедиции вновь уточнили максимальные высоты и дальности заплеска последних цунами 15.11.2006 и 13.01.2007 гг. в разных частях острова. Наибольший по ширине заплеск (до 400 м), при высоте линии заплеска около 19 м был зафиксирован в юго-западной части острова, в бухте Айну. На востоке в проливе между островами Матуа и Топорковым были найдены признаки того, что высота заплеска в этой зоне могла достигать 25 м. Также был проведен поиск и идентификация отложений последних крупных цунами (Кузнецов, Моисеев, 2017).

2.5. Модель TUNAMI

Использованная в данной работе модель распространения волн цунами является разновидностью TUNAMI – в ней реализована конечно-разностная аппроксимация уравнений мелкой воды в сферической системе координат

(Лобковский и др., 2009; Куликов и др., 2014):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R\cos\varphi}\left[\frac{\partial U}{\partial \lambda} + \frac{\partial (V\cos\varphi)}{\partial \varphi}\right], \tag{2.1}$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{gh}{R\cos\varphi}\frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} = \tau_\lambda / \rho, \tag{2.2}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{gh}{R}\frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} = \tau_\varphi / \rho, \tag{2.3}$$

где φ и λ – текущие широта и долгота, R – радиус Земли, U, V – компоненты вектора горизонтального потока жидкости, интегрированного по глубине h, ζ – отклонение свободной поверхности, g – ускорение силы тяжести, ρ – плотность воды, t – время. Решается задачи Коши, т.е. предполагается, что в начальный момент $t = 0$ жидкость находится в состоянии покоя, и задано начальное отклонение свободной поверхности океана $\zeta_0(\varphi, \lambda)$. На свободной границе Γ задается условие излучения, связывающее нормальную составляющую U_n и уровень ζ:

$$U_n = \zeta\sqrt{gh}, \tag{2.4}$$

а на береговой границе G – условие непротекания:

$$U_n = 0 \text{ на } G. \tag{2.5}$$

Тангенциальное трение воды о дно $\boldsymbol{\tau}_b$ задается квадратичной форме:

$$\boldsymbol{\tau}_b = -K_b\rho\cdot\mathbf{u}|\mathbf{u}|, \tag{2.6}$$

где коэффициент трения $K_b = 0.0025$.

Для расчета параметров источников цунами 2006 и 2007 гг. использовалась модель USGS (Hayes, 2015), в которой были рассчитаны смещения вдоль плоскости разрыва прямоугольной формы. Эти смещения в дальнейшем были пересчитаны в вертикальные деформации морского дна с помощью модели (Okada, 1985).

Глава 3. Численное моделирование сейсмогенных цунами

3.1. Расчет цунами 2006 г. и его высот на северо-восточном побережье о. Сахалин

Оценить влияние ошибок в задании рельефа дна на результаты модельных расчетов довольно сложно. Общепринятой методики для таких оценок не существует. Фактически искажение волнового поля, рассчитанного с использованием неточных батиметрических данных, можно интерпретировать как эффект *рассеяния* волн цунами на неоднородностях дна, заданных в виде массива разниц глубин модельного и истинного рельефа. Очевидно, что влияние рассеяния носит интегральный («накопительный») характер – чем дальше от источника расположен наблюдатель, тем сильнее искажение волнового поля. Наибольший интерес представляет оценка точности расчетов максимальных высот цунами вблизи берега. Именно эти величины обычно используются при построении карт цунамирайонирования.

В ходе выполнения данного исследования предпринята попытка оценить неопределенности, вносимые неточным знанием рельефа дна, сравнив волновое поле цунами 15 ноября 2006 г., полученное в расчетах только по данным GEBCO и по данным со «вставкой» данных батиметрии KCS.

Восточное побережье о. Сахалин (рис. 3.1) относится к зонам умеренной цунамиопасности. Согласно исследованию (Шевченко и др., 1990), ожидаемая высота волн может достигать 1.5 м. Известно (Гусяков и др., 2015), что для побережья Охотского моря наибольшую опасность представляют удаленные очаги цунами, расположенные в наиболее сейсмоактивных зонах Тихого океана. Несмотря на «экранирующий» эффект Курильской гряды, существенная часть волновой энергии цунами может проникать в Охотское море, вызывая значительные колебания уровня вдоль побережья Сахалина.

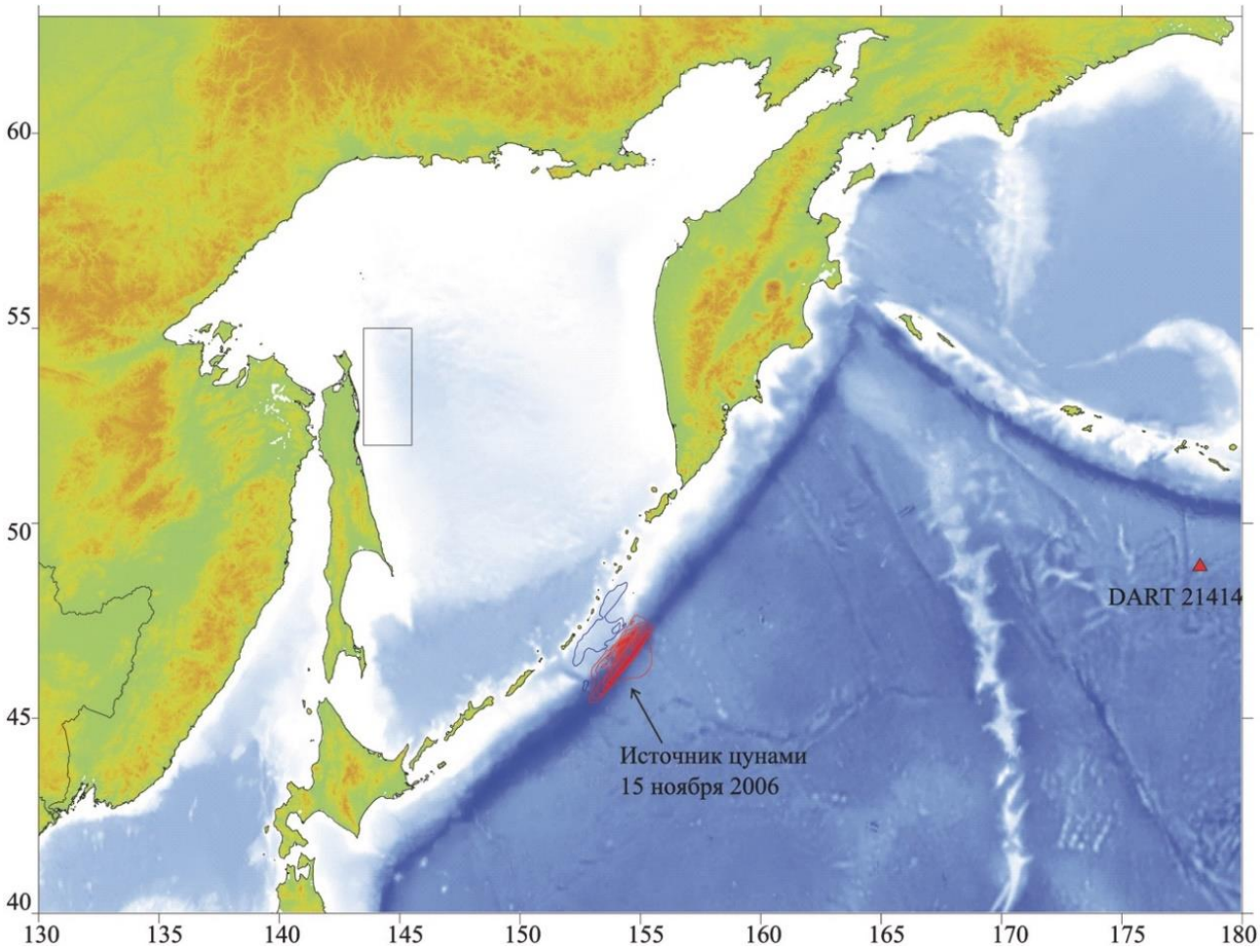


Рис. 3.1. Карта-схема северо-восточной части Тихого океана, построенная на основе данных GEBCO_2014, версия 20141103. Прямоугольником отмечен район батиметрической съемки в рамках проектов KCS. Нанесены изолинии косейсмической деформации дна, вызванной землетрясением 15 ноября 2006 г. (M = 8.3). Изолинии проведены через 0.2 м: красным цветом обозначено поднятие, синим – опускание дна. На карте красным треугольником отмечено положение глубоководного регистратора цунами DART 21414.

В настоящем исследовании мы попробуем оценить влияние качества батиметрических данных на оценки максимальных высот цунами на восточном побережье Сахалина на примере события 15 ноября 2006 г. (M = 8.3) в районе центральных Курильских островов. Этот выбор объясняется тем, что

параметры этого очага хорошо известны по литературным источникам, при этом инструментально подтверждено, что волны цунами проникли в Охотское море и достигли побережья Сахалина (Лобковский и др., 2008). Фактически это дает нам возможность сравнить модельные расчеты с имеющимися данными измерений, при этом оценить разброс оценок высоты цунами на восточном побережье Сахалина при учете и без участка батиметрии KCS.

Было проведено сравнение наблюдаемых и рассчитанных по модели колебаний уровня океана в точке расположения глубоководного датчика DART 21414 (рис. 3.2). Видно, что приход волны цунами на записи глубоководного датчика, расположенного на расстоянии от источника примерно 1600 км (см. рис. 3.1), отмечается через 2 ч после землетрясения. Модель неплохо воспроизводит как время вступления сигнала, так и максимальную высоту первого гребня. Прибор расположен на глубине 5375 м приблизительно в 270 км к югу от о. Амчитка (Алеутские о-ва). Такое соответствие между зарегистрированной и модельной волнами говорит о хорошем качестве заданных в модели начальных условиях (очага цунами).

В настоящем исследовании оценка влияния качества данных батиметрии при определении цунамиопасности основываются на сравнении значений максимальных высот волн вдоль северо-восточного побережья Сахалина, полученных в результате численного моделирования события 15 ноября 2006 г. с использованием данных батиметрии GEBCO_2014, а также с учетом «вставки» рельефа, построенного по данным промеров KCS в прямоугольной области, показанной на рис. 10. Чтобы оценить искажение волнового поля цунами из-за рассогласования локальной батиметрии в этом прямоугольнике, прилегающем к северо-восточному побережью Сахалина, была сгенерирована комбинированная сетка глубин, включающая данные GEBCO_2014 и промеры KCS. Чтобы избежать появления скачков глубины, была выполнена интерполяция значений глубин, обеспечивающая плавный переход к

батиметрии GEBCO в полосе шириной 0.5◦, охватывающей полигон KCS.

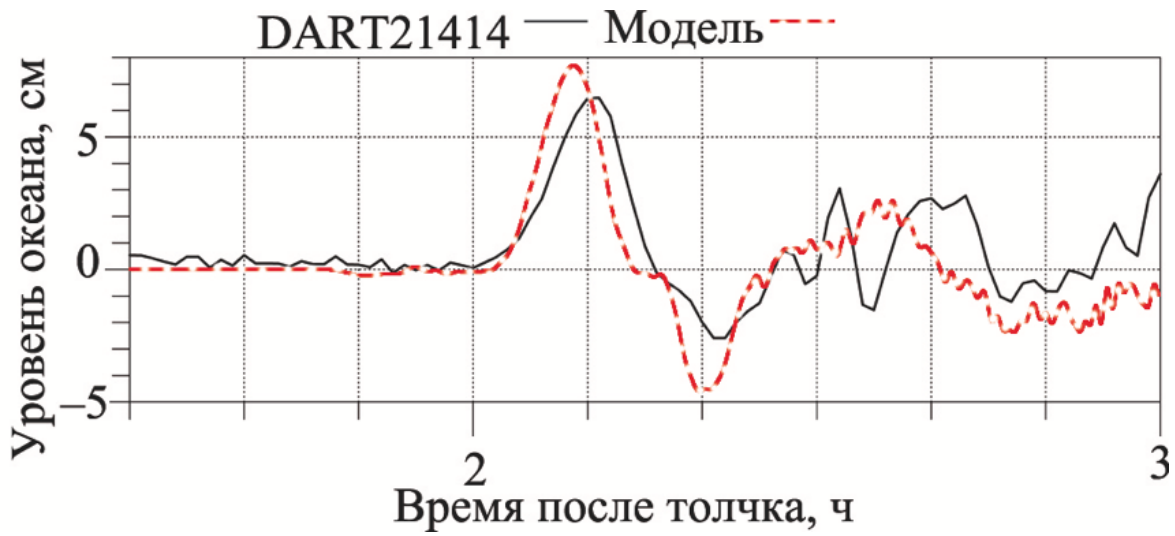


Рис. 3.2. Запись колебаний уровня моря на станции DART 21414, вызванных цунами 15 ноября 2006 г. (черная сплошная линия). На графике нанесена кривая, соответствующая модельным расчетам волнения (красный пунктир).

На рис. 3.3 приведены графики колебаний уровня моря, полученные в результате расчета волнового поля цунами 15 ноября 2006 г. за 5-часовой промежуток времени в трех точках на побережье Сахалина (рис. 14) для двух моделей батиметрии – GEBCO_2014 и комбинированного рельефа, включающего данные GEBCO_2014 и KCS. Записи колебаний уровня в самой южной точке №1 для этих двух моделей оказываются весьма близки. Отличие становится заметным для точек 2 и 3, расположенных непосредственно напротив полигона KCS. Наиболее очевидно расхождение записей колебаний уровня для точки 3. Обращает внимание, что, если для комбинированного рельефа дна (включающего батиметрию KCS) максимальная высота цунами проявляется для первой волны, для модели GEBCO_2014 максимум достигается примерно через 1.5 ч после прихода первой волны.

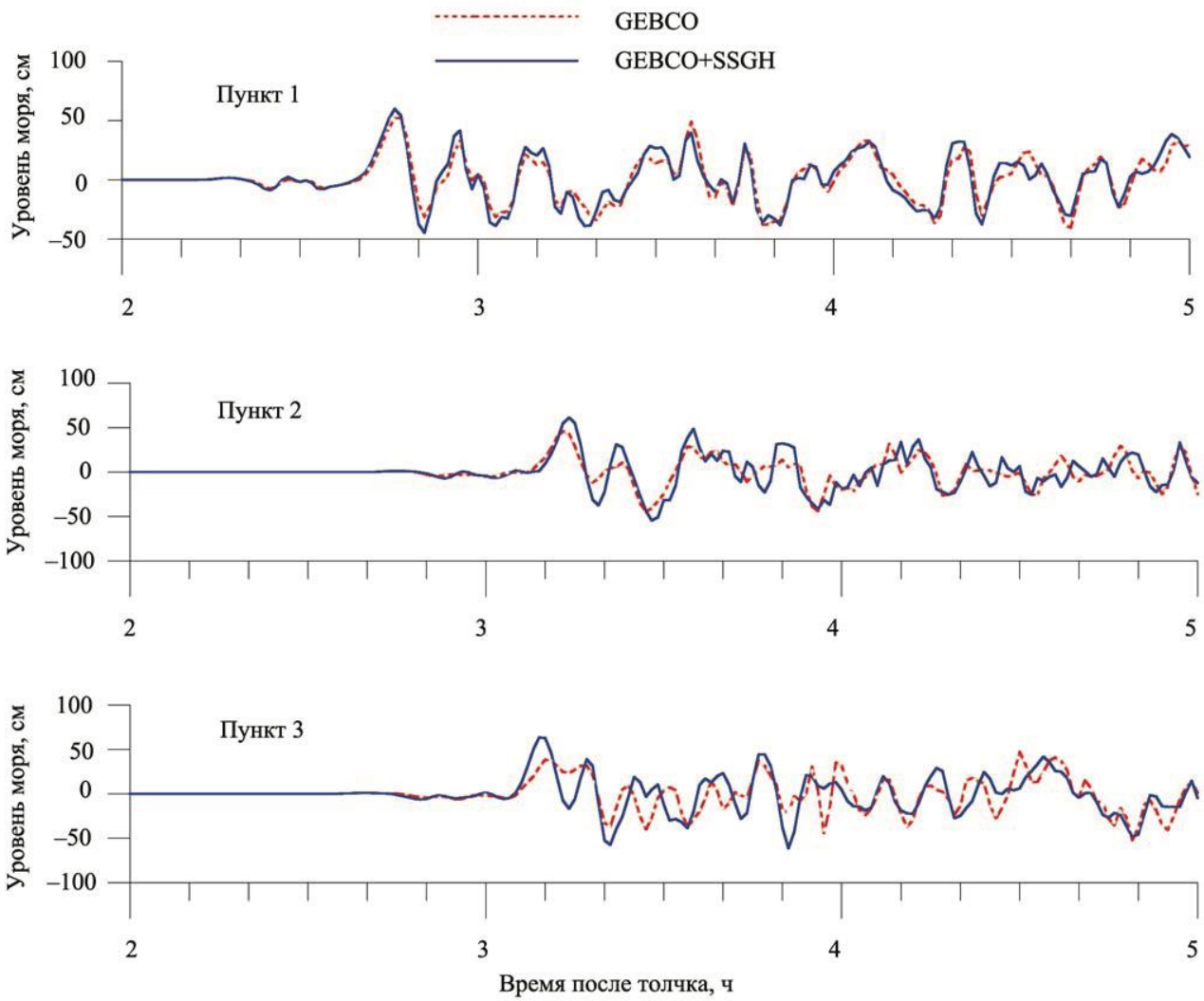


Рис. 3.3. Записи колебаний уровня моря, рассчитанные для трех пунктов побережья северо-восточной части Сахалина по модели батиметрии GEBCO_2014 модели батиметрии GEBCO_2014 (красный пунктир) и комбинированной батиметрии с учетом промеров KCS (синяя линия).

На рис. 3.4, *а* представлена карта-схема распределения максимальных значений высоты цунами. Хорошо видно, что наибольших значений высота волн достигает в окрестности северо-восточной части сахалинского побережья. Следует подчеркнуть, что именно в этом районе сосредоточены объекты топливно-энергетического комплекса (ТЭК). Справа на рис. 3.4, *а* показан профиль распределения высот цунами вдоль побережья Сахалина (на

изобате 10 м). Характерные высоты цунами колеблются в пределах от 0.5 до 1 м, достигая минимальных значений на восточном побережье п-ва Шмидта.

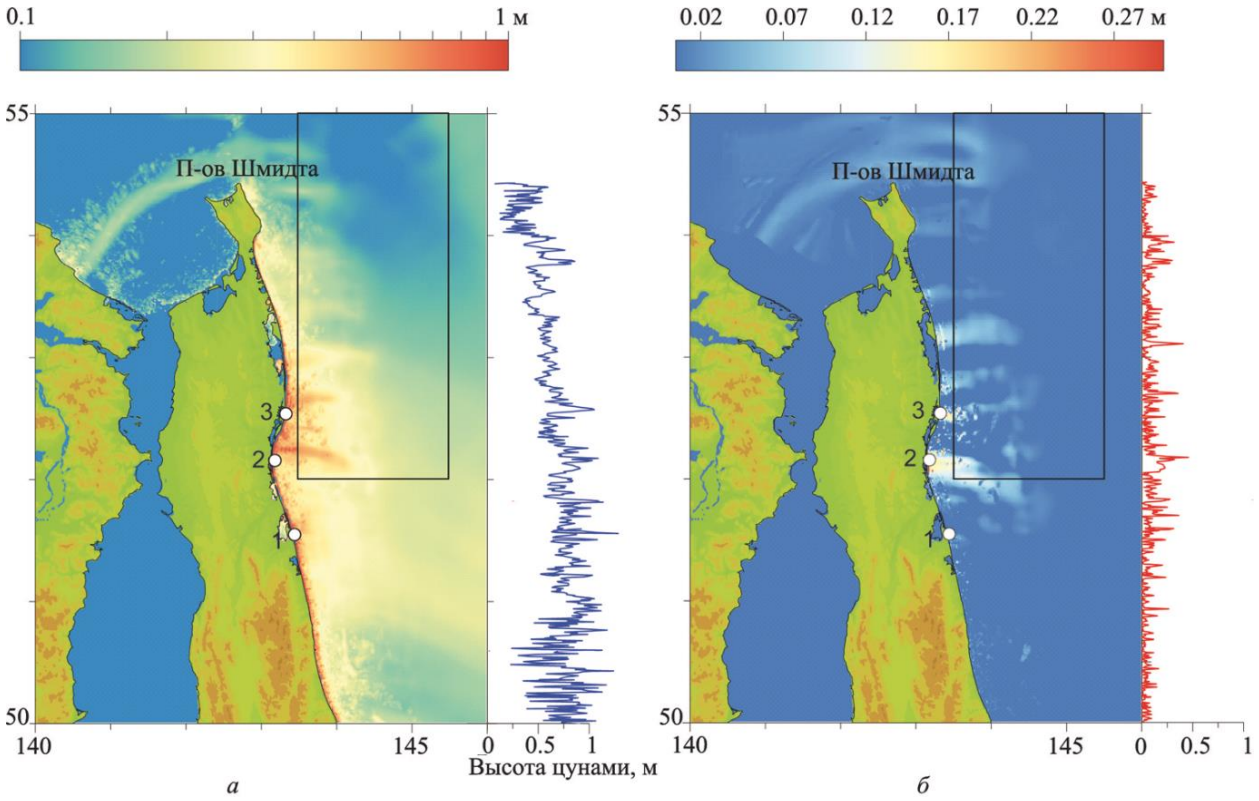


Рис. 3.4. а – карта-схема распределения максимальных высот волны цунами вблизи северо-восточного побережья о. Сахалин, рассчитанных по модели батиметрии GEBCO_2014. Справа (синяя кривая) – распределение максимальных высот цунами вдоль побережья на глубине 10 м; б – карта-схема распределения модуля разницы максимальных высот волны цунами вблизи северо-восточного побережья о. Сахалин рассчитанных по модели батиметрии GEBCO_2014 и комбинированной батиметрии с учетом данных KCS. Справа (красная кривая) – распределение модуля разницы максимальных высот волны цунами вдоль побережья на глубине 10 м. Прямоугольником отмечен полигон KCS, пунсоны – положения точек, для которых рассчитывались модельные мареограммы.

На рис. 3.4, *б* показано распределение модуля разницы высот цунами, полученных при расчете волнового поля по модели GEBCO и комбинированной модели батиметрии. Справа на рис. 3.4, *б* показан профиль распределения модуля разницы высот цунами вдоль побережья Сахалина (на изобате 10 м), полученных по упомянутым моделям. Среднеквадратическая величина «рассогласования» составляет более 10 см для участка побережья от 51.5 до 54◦ с.ш. и около 5 см для более южного участка от 54 до 51.5◦ с. ш. Причем отдельные выбросы могут достигать значений 0.4 м. То есть непосредственно напротив полигона KCS ошибка в задании глубин внутри прямоугольника KCS приводят к расхождению оценок высоты цунами в 15–20 %, а в отдельных точках до 40–50 %.

Результаты этого исследования наиболее важны при проведении численного расчетов при цунамирайонировании участков побережья. Завышение или занижение значений максимальных высот цунами при оценке цунамиопасности могут привести к негативным последствиям: излишним расходам при строительстве прибрежных инфраструктурных сооружений в случае преувеличенных оценок или к трагическим людским потерям и экономическому ущербу в случае занижения уровня опасности. Разработка общедоступных батиметрических массивов данных высокого качества особенно важна для прибрежных районов Дальневосточного региона России, наиболее подверженных воздействию волн цунами: побережья Камчатки, Курильских островов, Сахалина, Приморья и Магаданской области.

3.2. Расчет распространения цунами 2006 и 2007 гг. и высот волн в прибрежной части Средних Курил

Исследование влияния качества данных о рельефе морского дна на способность численных моделей распространения цунами адекватно

воспроизводить распределение максимальных высот волн вдоль побережья продолжено для Центральных Курил. Численные эксперименты были выполнены для двух Симуширских цунами 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. в центральной части Курильских островов (рис. 15). Вычисления проводились на полигоне 2521×1801 узлов, что составляет прямоугольник 7×5º. Были выполнены расчеты с использованием двух цифровых моделей рельефа дна: *Модель 1* – создана по данным GEBCO_2014 с разрешением 30 угловых секунд и *Модель 2* – создана на основе комбинации данных батиметрии ГУНИО и GEBCO_2014 с разрешением 10 угловых секунд. Использование данных GEBCO_2014 в Модели 2 связано с тем, что в этом массиве более подробно представлена батиметрия в глубоководной впадине.

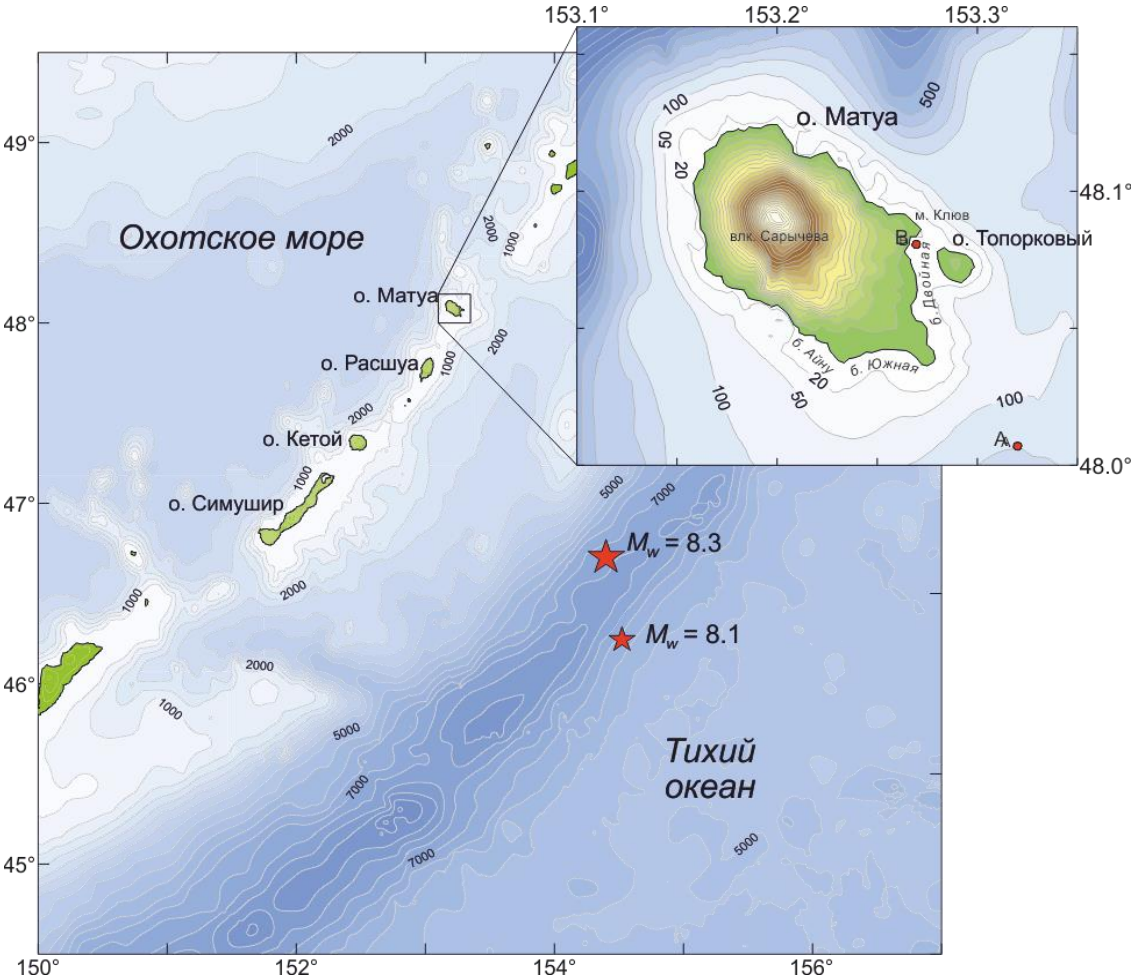


Рис. 3.5. Карта-схема района Курильской гряды и прилегающих областей с указанными эпицентрами землетрясений 15.11.2006 и 13.01.2007 гг.

Время расчета было выбрано равным 3 ч, что достаточно для оценки максимальных высот цунами в центральной части Курил.

3.2.1. Оценка нелинейности при расчетах максимальных высот волн

Учитывая, что использованная гидродинамическая модель линейная, естественно оценить роль нелинейности при расчете максимальных значений высот цунами на берегу. По данным обследования побережья после событий 2006 и 2007 гг. высота волны цунами на побережье Матуа составляла в среднем около 10 м, а на отдельных участках побережья более 20 м. При этом граница заливания на пологих участках берега отмечалась на расстоянии 50 – 200 м от уреза. В бухте Айну был зафиксирован максимальный заплеск цунами до 400 м (Левин и др., 2008). Известно, что накат волны может происходить или в виде подтопления (как во время прилива), или в виде бора – когда обрушение волны цунами приводит к образованию бурлящего водяного вала (водной стены). Второй тип наката является наиболее опасным проявлением цунами на берегу, приводящим к наибольшим разрушениям и жертвам.

Известно, что характер наката волны цунами на берег главным образом зависит от уклона дна и берега в прибрежной зоне. Образование бора характерно для весьма пологих мелководных участков морского дна. В статье (Pelinovsky, Mazova, 1992) при решении задачи о накате периодической волны на линейный откос указывается, что, если откос достаточно крутой, то есть протяженность береговой зоны значительно меньше длины волны, такой рельеф можно интерпретировать как вертикальную стенку, а вклад нелинейности считать пренебрежимо малым. На основе известной модели Кэрьера- Гринспена (Carrier, Greenspan, 1958) для оценки значимости эффекта нелинейности при накате авторами предложен безразмерный параметр

$\mathrm{Br} = \frac{\omega^2 R}{g\alpha^2}$, где g – ускорение свободного падения, α - угол наклона откоса, R – амплитуда волны, ω - частота волны. В случае сильной нелинейности (Br > 1) при накате происходит обрушение волны, а если Br << 1 нелинейностью можно пренебречь. В работах (Pelinovsky, Mazova, 1992; Kaistrenko, 2005) показано, что для Br < 1 решение линейной задачи приводит в точности к тому же максимальному значению высоты волны и скорости течения в окрестности береговой линии, как и для нелинейной задачи. Фактически это означает, что, если в береговой зоне параметр Br не превосходит 1, можно оценивать максимальные значения высоты волны и скоростей течений, оставаясь в рамках линейных уравнений движения.

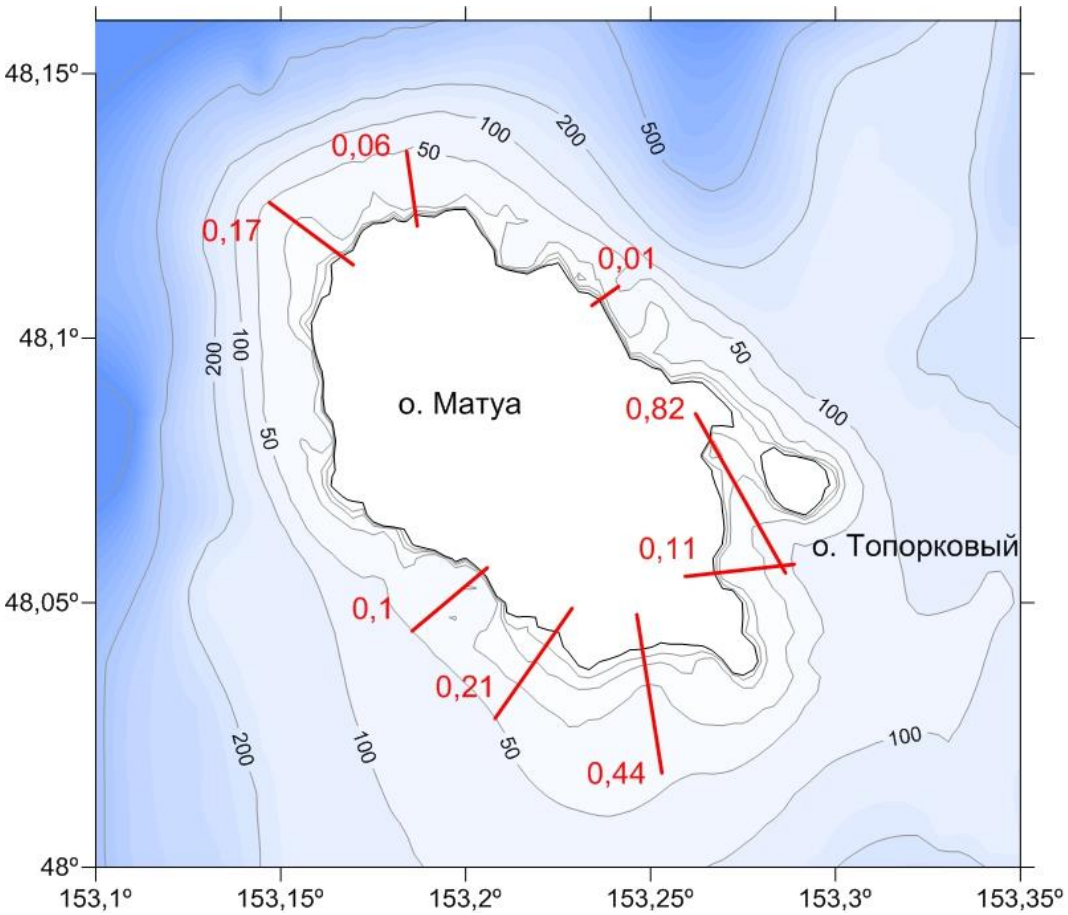


Рис. 3.6. Значения параметра Br, расчитанные для соответствующих профилей рельефа дна.

Исходя из значения максимальной высоты цунами, наблюдавшейся на побережье Матуа ≈ 20 м, характерного периода волны, составляющего около 15 мин, а также крутизны откосов в береговой зоне, можно показать, что величина безразмерного параметра Br для разных участков побережья колеблется в пределах 0.01 – 0.82 (рис. 3.6).

Таким образом, в своих оценках максимальных высот цунами и скоростей течений мы можем основываться на результатах расчетов по линейной модели. Тем не менее, следует учитывать, что одномерная модель линейного откоса не всегда адекватна реальной топографии в береговой зоне, и поэтому полученные результаты численных расчетов экстремальных характеристик цунами необходимо воспринимать с некоторой осторожностью.

3.2.2. Результаты расчетов

В Таблице 3.1 представлены данные наблюденных максимальных значений высот цунами на побережье островов Кетой и Расшуа, а также для отдельных участков побережья островов Симушир и Матуа из статьи (MacInnes et al., 2009). Последние четыре столбца таблицы содержат значения максимальных высот цунами, полученных в результате модельных расчетов (Rabinovich et al., 2008; Левин и др., 2008) и по Моделям 1 и 2.

Как следует из таблицы, в количественном отношении максимальные наблюдавшиеся высот волн находятся в хорошем соответствии с результатами вычислений по Модели 2 для всех локаций, кроме бухты Душной на северо-восточном побережье о. Симушир (рис. 3.7).

Интересно отметить, что, согласно расчетам по сетке с разрешением 10 с, максимальные высоты цунами на о-вах Кетой и Расшуа (рис. 3.8) в 2007 г. превышали значения 2006 г.

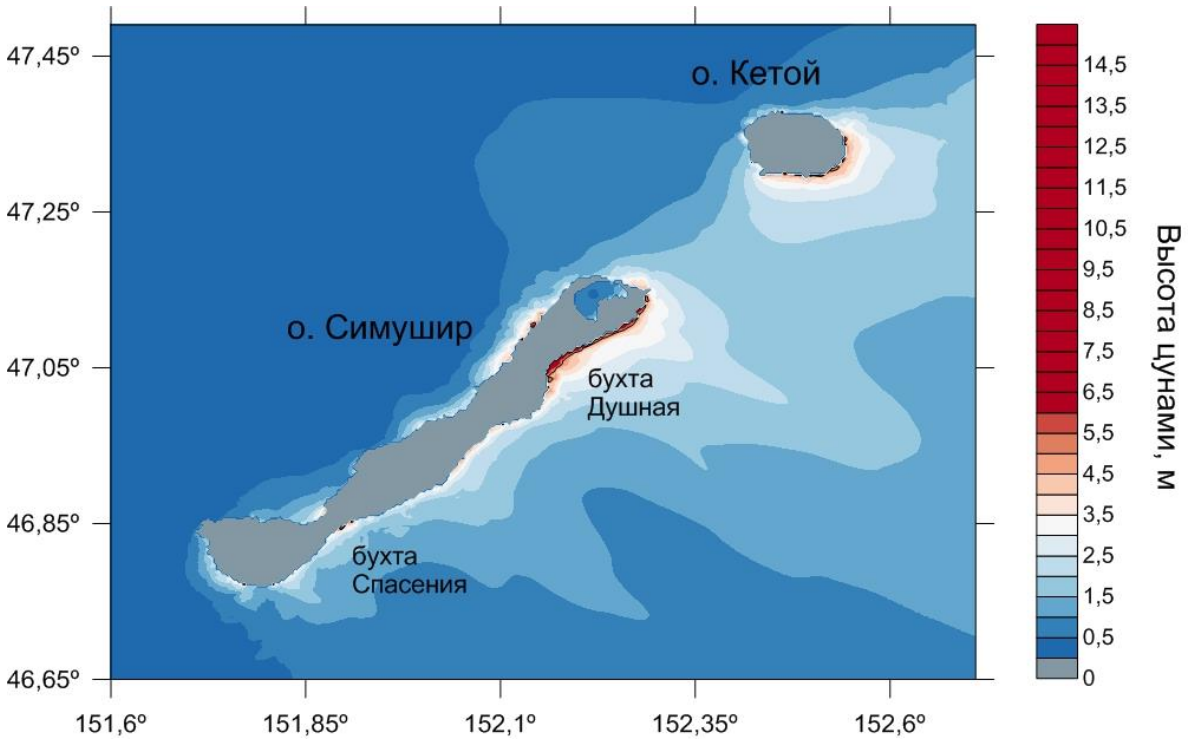


Рис. 3.7. Рассчитанные по Модели 2 высоты цунами 2006 г.

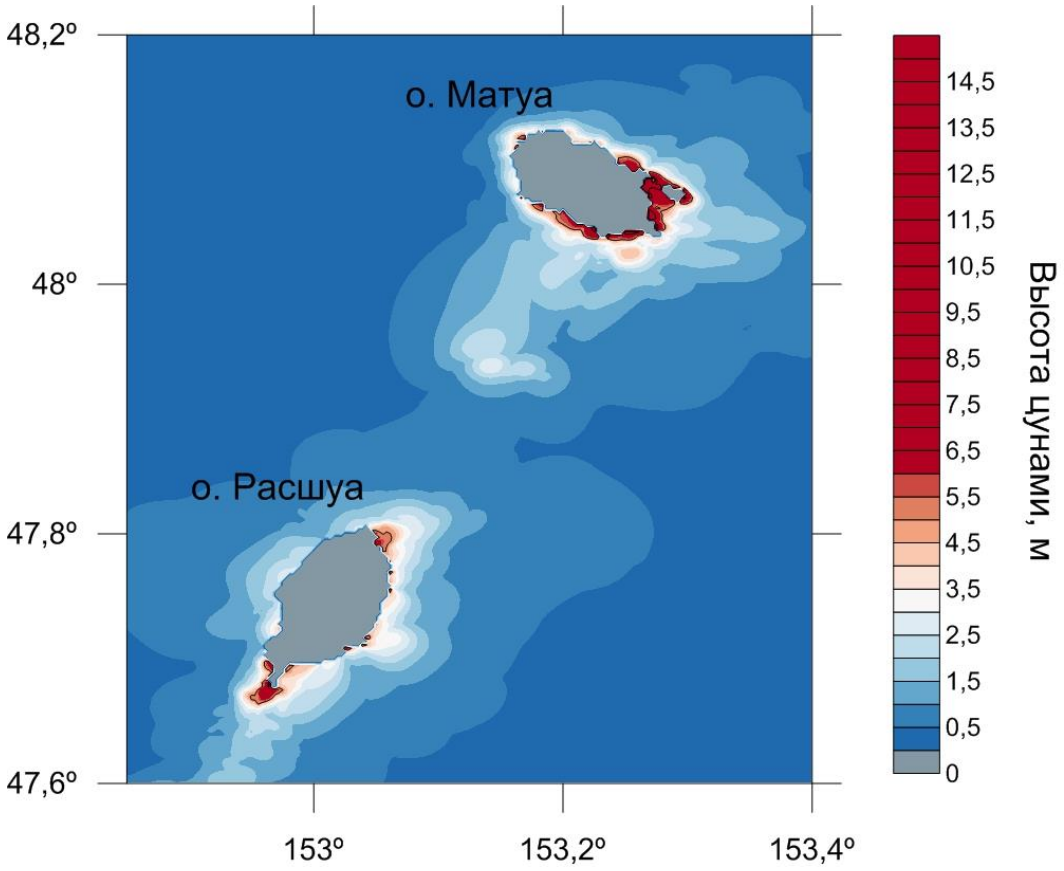


Рис. 3.8. Рассчитанные по Модели 2 высоты цунами 2007 г.

Таблица 3.1.

Сравнение измеренных и рассчитанных максимальных высот цунами 2006, 2007 гг. Жирным шрифтом выделены значения высот цунами, рассчитанные для события 2006 г., числа, отмеченные обычным шрифтом, относятся к событию 2007 г. Наблюденные максимумы отмечены курсивом, без указания к какому событию 2006 или 2007 гг. они относятся.

Место наблюдения	Набл. макс. высота цунами (м)	Максимальные значения высот цунами, полученные в результате модельных расчетов (м)			
		(Rabinovich et al., 2008)	(Левин и др., 2008)[1]	Модель 1	Модель 2
о. Матуа: б. Двойная б. Айну	*21,9* *20,8*	**3** - -	**5** - -	13 8	**22,5** 16,5
о. Симушир: б. Душная б. Спасения	*20* *7,2*	4 - -	**5** - -	**6** **3**	**10** **6**
о. Кетой	*10,6*	6	**6**	**5**	9
о. Расшуа	*9,4*	4	**4**	**7,5**	11

Для о. Матуа проведен подробный анализ распределения высот цунами 2006 и 2007 гг. вдоль берега. В среднем для о. Матуа значения высот цунами около 5-7 м, однако в бухтах Айну, Южная и, особенно, в бухте Двойная волны в 3-4 раза превышали среднее значение. При этом в бухтах Айну и Южная, а также в южной части бухты Двойная волны в 2007 г. были выше, чем в 2006 г. (рис. 3.9).

[1] В статье вычислялись высоты только цунами 2006 г.

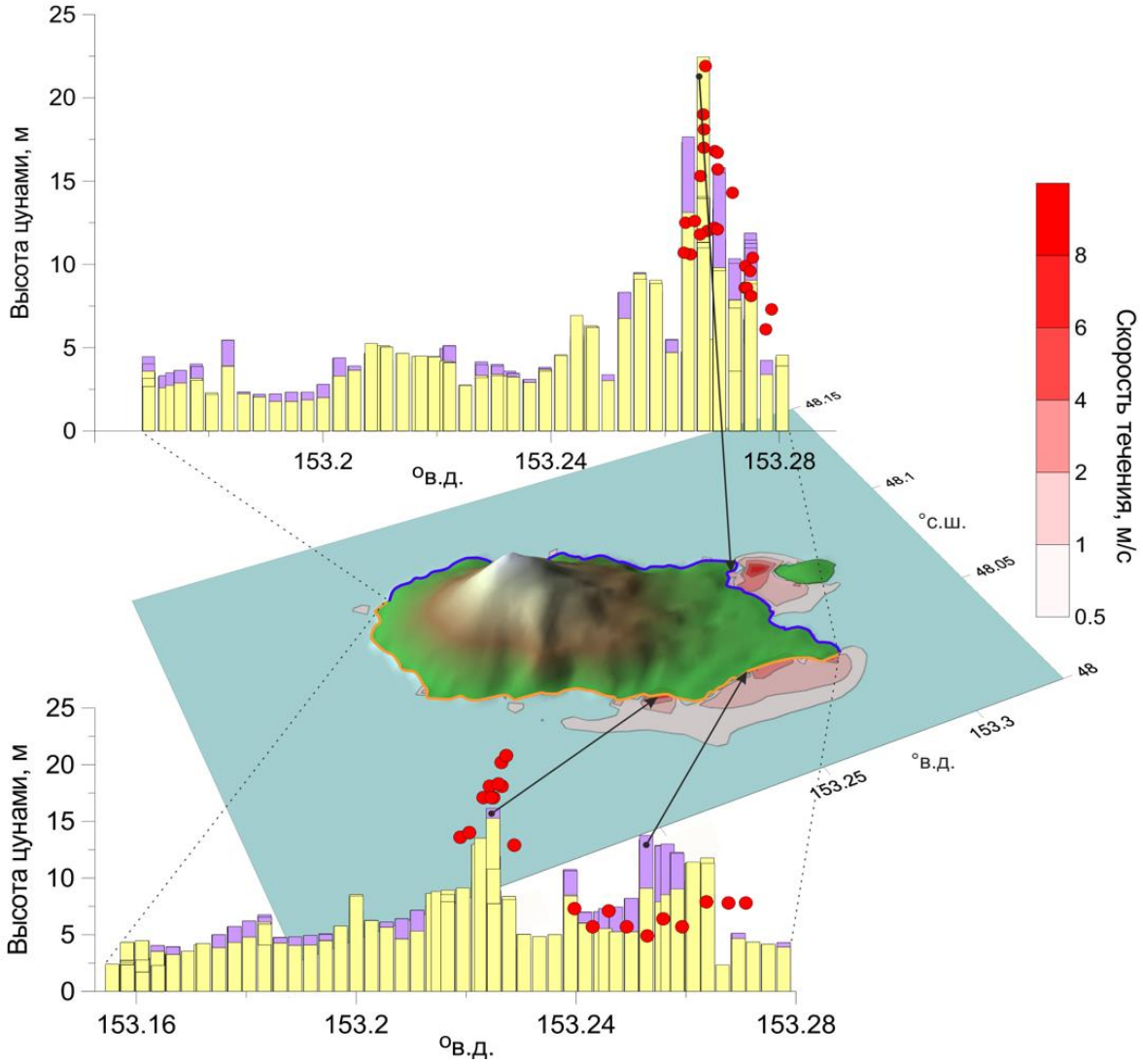


Рис. 3.9. Максимальные высоты цунами вдоль побережья о. Матуа в 2006 г. (желтые) и 2007г. (сиреневые) и пространственное распределение максимальных скоростей течения в 2006 г. Наблюдения отмечены красными точками (Ivanova et al., 2017).

Помимо максимальных высот были рассчитаны также максимальные скорости течений. В 2006 г. наибольшие значения, около 8 м/с (более 15 узлов), отмечены в проливе между мысом Клюв и о. Топорковый. В бухте Южная скорость течения могла достигать 4 м/с, а в бухте Айну 6.5 м/с. Столь мощные течения могут представлять серьезную опасность для судов, стоящих на рейде, срывая с якорей или выбрасывая их на берег.

Для оценки эффекта собственных колебаний уровня вблизи с о. Матуа были выбраны 2 пункта на глубоководье южнее острова (A) и внутри бухты Двойная вблизи мыса Клюв (B) (см. врезку к рис. 3.5). В этих точках были рассчитаны колебания уровня моря в течении 3-х часов и вычислены спектры цунами в рамках модели источника 2006 г. (рис. 3.10).

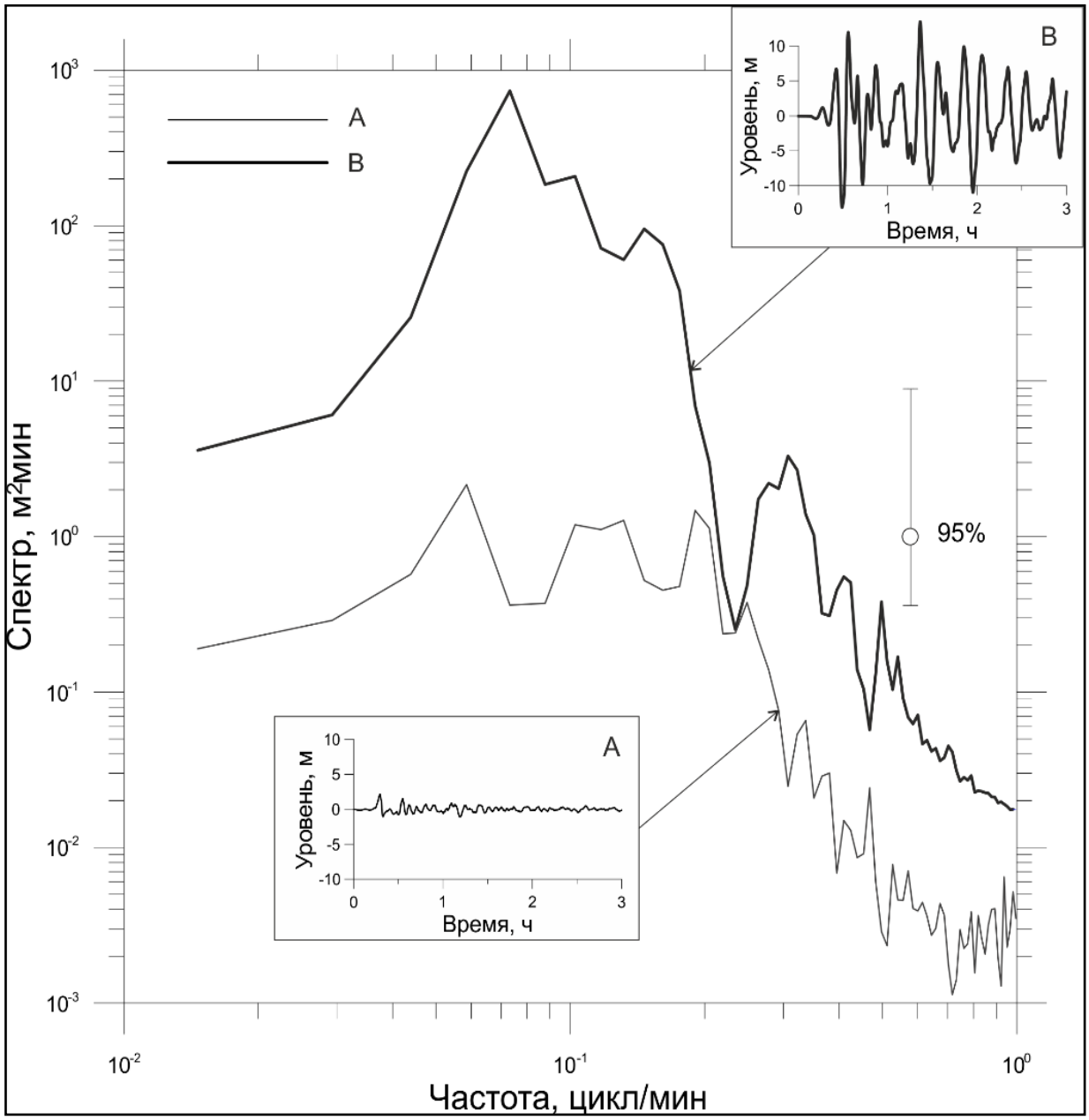


Рис. 3.10. Графики колебаний уровня моря в пунктах A и B, рассчитанные по модели для источника 2006 г., а также соответствующие спектры уровня.

В бухте возникают собственные колебания с периодом около 15 мин, при этом максимального размаха (амплитуда до 14 м) они достигают примерно через час после прихода головной волны с глубоководья. Сравнение двух спектров модельных мареограмм цунами 2006 г. подтверждает предположение о резонансном отклике бухты Двойная на воздействие «внешней» волны. На высоких частотах спектр колебаний уровня внутри бухты (пункт В, глубина около 6 м) превосходит «глубоководный» спектр (пункт А, глубина около 200 м) примерно на порядок, что приблизительно соответствует возрастанию амплитуды волны в соответствии с законом Грина. Однако на периоде 15 мин усиление спектра достигает примерно 3-х порядков, то есть амплитуда сигнала с такой частотой увеличивается в 5-7 раз.

Можно предположить, что именно резонансный характер отклика внутри бухты Двойная объясняет наблюденный абсолютный максимум высоты цунами не только на побережье о. Матуа но и на всем побережье Курильских островов. То есть приход волны цунами вызвал «раскачивание» собственных колебаний в бухте с периодом 15 мин.

Развитие методов численного гидродинамического моделирования цунами направлено прежде всего на улучшение оценок цунамиопасности на побережье. В свою очередь ретроспективное моделирование известных событий используется разработчиками для верификации и валидации моделей. В этом смысле цунами 2006 и 2007 гг. являются хорошими примерами, пригодными для проверки качества гидродинамического моделирования процессов генерации и распространения волн. При этом, учитывая магнитуду землетрясений, эти два события можно считать «тестовыми очагами» (*proxy tsunami*), которые можно использовать для оценки цунамиопасности побережья островов центральной части Курильских островов.

В настоящее время сложилась терминология по классификации результатов моделирования цунами в зависимости от масштаба и

пространственного разрешения получаемых в расчетах карт высот цунами. Когда речь идет о масштабах охвата в тысячи км, и при этом разрешение расчетной сетки не превышает 1 км, такие карты принято называть *обзорными*. Они дают общее представление о распределении амплитуд цунами вдоль побережья, при этом характерный масштаб изменения амплитуды вдоль берега обычно не меньше 5–10 км. Фактически такие карты характеризуют лишь степень опасности цунами в данном районе, а рассчитанные высоты цунами определяются с точностью немного лучше, чем «до порядка». Расчеты, выполненные в работах (Левин и др., 2008) и (Лобковский и др., 2009), можно с уверенностью отнести к этому классу оценки цунамиопасности. Сравнение результатов расчета с наблюдениями показывает неплохое *качественное* совпадение.

Термин «локальное цунамирайонирование», как правило, употребляется для оценки цунамиопасности на конкретном участке побережья с привязкой к определенному населенному пункту, бухте или объекту прибрежной инфраструктуры. Однако в последнее время под этим термином стали подразумевать разрешение численной модели не хуже 10 м. В работе (Lynett et al., 2012) для оценки проявления цунами в бухтах (Кресент Сити, Пилар Пойнт и др.) использовалась конечно-разностная сетка с шагом 5 м. Такого рода модели дают возможность оценить воздействие волны цунами на отдельные объекты прибрежной инфраструктуры – причальные сооружения, портовые здания и др. В частности, они позволяют рассчитывать границу вероятного затопления в прибрежных населенных пунктах и установить зону эвакуации.

Данная модель, использованная для оценки распределения высот цунами вдоль побережья о. Матуа, относится к промежуточному типу. Ее нельзя отнести в строгом смысле к классу локальных моделей из-за относительно низкой разрешающей способности (300 м). Однако сравнение с данными обследований побережья центральных Курильских островов (Левин и др.,

2008; MacInnes et al., 2009) показывает, что полученные оценки совпадают с наблюдениями не только качественно, но и количественно. Пространственное разрешение модельных расчетов дает возможность судить о распределении высот цунами даже в пределах одной бухты. Так, для побережья бухты Двойная наибольшие амплитуды волны наблюдаются в вершине бухты вблизи мыса Клюв, что подтверждается данными наблюдений.

Одним из важных выводов настоящего исследования является результат сравнения распределения амплитуд цунами 2006 и 2007 гг. Несмотря на значительное отличие по размеру этих двух источников цунами, значения максимальных высот, а также характер распределения вдоль побережья оказались близки. Эта особенность отмечена в работе (Лобковский и др., 2009) и объясняется характером направленности очагов: «... для цунами 2006 г. основная энергия из района очага распространяется широким сектором, а для цунами 2007 г. – узким пучком, подобно лучу прожектора». Меньший поперечный размер очага и большая амплитуда вертикальных смещений дна в источнике обусловили достаточно узко направленное распространение энергии цунами как в сторону островов, так и в открытый океан, что выразилось в локально высоких заплесках цунами 2007 г. на побережье Средних Курил.

Практический интерес представляют результаты, связанные с оценкой качества данных батиметрии и его влияния на точность расчетов максимальных высот цунами на побережье. Заметное расхождение результатов моделирования, полученных в работе (Лобковский и др., 2009), и наблюденных значений высот волн, скорее всего объясняется низким качеством использованного массива глубин GEBCO_2008. В данной работе модель рельефа дна воссоздавалась прежде всего на основе наиболее точных промеров (Каталог…, 2016) с учетом данных глобального массива GEBCO_2014 в глубоководной зоне Тихого океана вне Курильского шельфа.

Малый шаг расчетной сетки по широте и долготе (10 угловых секунд) обеспечил хорошее разрешение линии берега о. Матуа, а также батиметрии в прилегающей к острову мелководной части шельфа. Фактически такие расчеты могут быть использованы для расчетов цунамирайонирования с разрешением около 1 км.

Однако современная локальная оценка опасности цунами требует гораздо лучшего пространственного разрешения. К сожалению, в открытом доступе отсутствуют данные о рельефе дна в наиболее важных цунамиопасных зонах российского побережья, в частности для Камчатки и Курильских островов.

Глава 4. Численное моделирование оползневых цунами

4.1. Подводные оползни как источник цунами

Подводные оползни, падение скал в воду, обвал берега и возникающие при этом мутьевые потоки могут генерировать значительные волны цунами в прибрежных зонах океана. Известно, что в отличие от цунами чисто сейсмического происхождения, «оползневые» цунами носят обычно локальный характер. Морские волны, спровоцированные оползнями, обычно имеют существенно меньший период и длину по сравнению с волнами, генерируемыми землетрясениями, и достаточно быстро затухают. Однако по своей разрушительной силе они ни в чем не уступают «сейсмическим» волнам. Цунами такого типа представляют действительно серьезную опасность еще и потому, что в некоторых случаях волна обрушивается на побережье спустя всего несколько минут после схода оползня.

Одно из первых упоминаний об оползневых цунами, которые характеризовались как «морские волны без землетрясения», дано в (Mallet& Mallet, 1858). В этом исследовании британских ученых очень точно описана зависимость между высотой цунами и параметрами вызвавшего его оползня: «…происходит очень значительное подводное оползание…в тот же момент на поверхности воды возникают положительная и отрицательная волны…Высота волны зависит от массы твердого материала, который внезапно изменил свое положение, от глубины моря, где произошло оползание, от скорости перемещения (оползневых масс) и в меньшей степени от слагающего материала и формы сползшего участка». Повышенный интерес к изучению процесса схода оползней с точки зрения их цунамигенного потенциала возник не так давно и связан прежде всего с чередой катастрофических цунами 1990-ых гг., которые не могли быть объяснены сейсмотектоническими

деформациями дна, возникающими в результате землетрясения (Флорес, 1992, Скагуэй, 1994, Папуа-Новая Гвинея, 1998 и пр.). Анализ подобных событий позволил выделить три признака, которые могут указывать на «оползневой» характер цунами: чрезвычайно большая амплитуда волны, малое время добегания волны от источника до берега и затопление берега на ограниченном участке (Bardet et al., 2003), то есть «оползневое» цунами действует быстро, мощно, но, как правило, на ограниченном участке побережья.

Среди факторов, провоцирующих сход оползня, помимо землетрясений упоминаются (Ren et al., 1996) внезапный выброс речных илистых взвесей и отложение этого материала в дельте реки во время речного паводка, эрозия осадочного слоя на крутом склоне дна, береговое строительство, сопровождаемое нарушением равновесия в прибрежном слое донных осадков (наиболее известный пример - оползень в бухте Скагуэй, Аляска (Kulikov et al., 1996)), длительные дожди, приводящие к водонасыщению берегового грунта, обнажение берега во время сильного отлива (Куликов и др., 1998; Murty, 1979) и др.

В настоящее время выделяется около 20 факторов, приводящих к появлению крупномасштабных зон нестабильности склона на континентальных окраинах (Canals et al., 2004). Стоит указать, что для рассматриваемого региона определенную роль могут играть факторы дестабилизация газогидратов и просачивания различных флюидов, в том числе метана.

Подводные оползни при невысокой плотности слагающего материала могут распространяться в виде мутьевого потока. Именно такое явление наблюдалось после относительно слабого землетрясения (M = 7.2) вблизи о. Ньюфаундленд, которое вызвало сход оползня и образование турбидного потока, скорость которого достигала 100 км/ч. В результате образовавшихся

волн цунами погибли 28 человек и были порваны подводные телеграфные кабели, соединяющие Европу и Америку (Fine et al., 2005).

Исследования процесса генерации цунами подводными оползнями проводятся как в России, так и за рубежом. Из отечественных авторов следует отметить работы Пелиновского, Доценко, Сретенского (Пелиновский, 1982; Доценко, Иванов, 2010; Сретенский, 1935). В связи с развитием численных методов стали широко применяться гидродинамические модели, основанные на воспроизведении движения тела оползня и, соответственно, возникновении поверхностных волн над источником. (Jiang, LeBlond, 1992; Jiang, LeBlond, 1994; Heinrich et al., 2001; Heinrich et al., 2000; Imamura et al., 2001; Fine et al., 2003; Лобковский и др., 2006).

Наиболее обширный обзор последних лет, посвященный оползневым цунами в общем и их моделированию в частности, создан иранскими учеными (Yavari-Ramshe, Ataie-Ashtiani, 2016). В обзоре собраны все доступные данные о нескольких десятках наиболее известных оползневых событий и спровоцированных ими цунами с 4 тысячелетия до н. э. по настоящее время. Собранная информация обобщена в сравнительную таблицу, среди характеристик оползня: крутизна склона, объем, тип (субаэральный или полностью погруженный), слагающий материал, длина, ширина и толщина оползня и пр.; для цунами: максимальная амплитуда волны и высота заплеска. Таблица наглядно демонстрирует, что существует значительный недостаток достоверных данных даже о событиях этого века.

Численные модели разделяются на *ретроспективные*, то есть направленные на реконструкцию исторических событий, и *прогностические*, когда оцениваются последствия вероятного (гипотетического) события.

В качестве примера *ретроспективного* моделирования можно указать работу (Fine et al., 2005). В статье сделана попытка реконструировать событие оползневого цунами 1929 г. вблизи о. Ньюфаундленд. Согласно изложенным в

работе результатам исследований, 18 ноября 1929 г. на южной окраине Большой Ньюфаундлендской банки гигантский подводный оползень (200 км^3), трансформировавшийся в мутьевой поток со скоростью порядка 60-100 км/ч, привел к повреждению 12 телеграфных кабелей, проложенных по дну океана. Сам оползень был вызван землетрясением магнитудой 7,2. Помимо указанных разрушений, сход оползня привел к формированию волны цунами, жертвами которой стало 28 человек – это самая большая катастрофа в Канадской истории, связанная с цунами. Волны цунами наблюдались в разных частях Атлантического побережья Канады и США, пересекли Атлантический океан и были отмечены на побережьях Португалии и Азорских островов. Волны цунами имели амплитуду 3-8 м, на полуострове Бурин (Ньюфаундленд) отмечена высота заплеска 13 м. Было проведено моделирование этого цунами, для этого использовалась модель мелкой воды, оползень задавался как вязкий несжимаемый текучий слой, вода – невязкая и несжимаемая. Предварительные результаты численного моделирования хорошо соотносятся с данными наблюдений по времени прихода волны цунами, несколько в меньшей степени совпадают амплитуды волн.

Модель, использованная в работе (Yalciner et al., 2014), относится к типу *прогностических*, в ней рассчитываются высоты волн цунами, которые могут быть вызваны сходом гипотетического оползня - обрушением осадочных слоев на границе конуса выноса речных седиментов Нила вблизи побережья Египта в восточной части Средиземного моря. Также исследование по оценке цунамиопасности от возможных оползней проведена для двух районов Британской Колумбии, где найдены потенциально неустойчивые осадочные отложения (Rabinovich et al., 2003), а именно – для пролива Маласпина, разделяющего материк и остров Тексада в центральной части пролива Джорджия (рис. 4.1), и для банки Робертс перед дельтой реки Фрейзер в южной части пролива Джорджия. Оценена амплитуда волн при схождении

оползней в разных частях пролива Джорджия, расчеты проводились для высокого и для низкого положений воды при приливе. Дополнительные численные эксперименты были проведены для обеих областей с целью оценки чувствительности вычисленных высот волн цунами к входным параметрам, таких как вязкость оползня, его плотности, и положение.

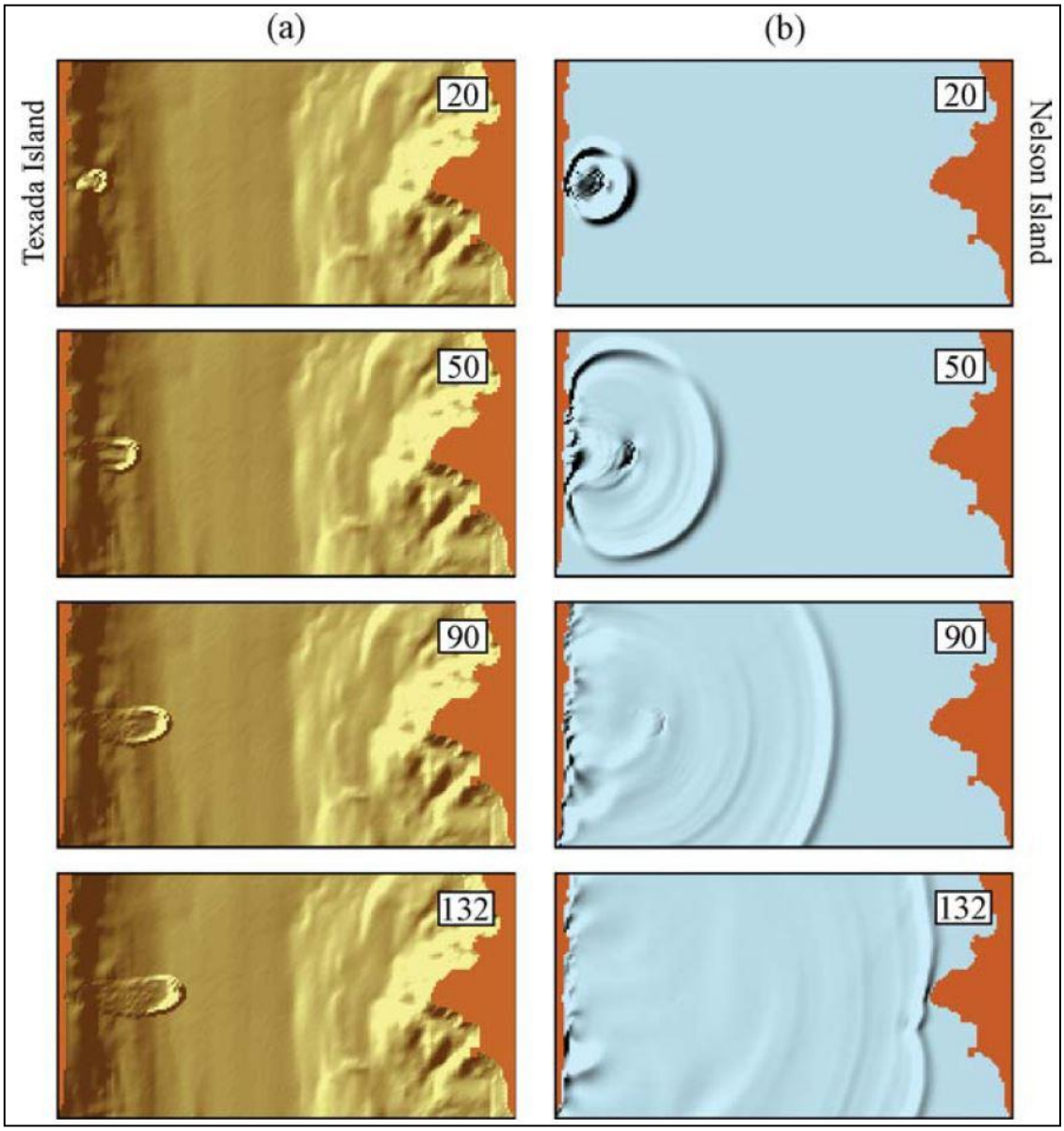


Рис. 4.1. Визуализации схождения вязкого оползня (a) и вызываемых им волн цунами (b) для 20, 50, 90 и 132 с после начала гипотетического события в проливе Маласпина.

Сход подводного оползня сопровождается образованием волн на поверхности моря непосредственно над областью дна, затронутой смещением осадочных слоев. Движущееся по склону тело оползня увлекает водные массы в своей тыловой части и выталкивает воду впереди себя. В результате на поверхности моря образуется волна в виде диполя (впадина и горб), который впоследствии распадается на две основные части - волну, которая распространяется по направлению движения оползня (обычно в открытый океан) и волну, идущую в сторону мелководья (к берегу). Вследствие того, что основной импульс направлен в сторону глубокой воды, вторая волна оказывается несколько меньше первой. Заметим, что в сторону глубоководья уходит волна возвышения, при этом на берегу вступление волны цунами характеризуется понижением уровня моря. Эффективность этого процесса волнообразования в основном определяется крутизной обрушающегося склона, объемом и размерами оползневого тела, его реологией, а также глубиной моря на линии отрыва. Фактически моделирование процесса генерации цунами должно включать математическое описание 1) движения тела оползня по склону и 2) реакцию водных масс и процесса образования поверхностных волн (цунами).

В большинстве существующих численных моделей оползневых цунами не берутся в расчет какие-либо специальные критерии выхода оползня из состояния покоя и начала его движения. Лишь некоторые численные модели включают в себя и триггерные механизмы. К примеру, в 2016 г. японские исследователи представили новую модель для расчета оползневых цунами. Она состоит из трех блоков. Сначала вычисляются параметры инициирования и движения тела оползня. Затем производится расчет цунами с использованием вычисленных на предыдущем шаге параметров. Третий блок включает в себя наглядную презентацию движения оползня и распространения волн цунами без вычисления. Модель была использована для моделирования гигантского

оползня Унзен-Маюяма в Японии в 1792 г. и вызванного им цунами. Полученные результаты хорошо соотносятся с историческими данными (Sassa et al., 2016).

В работе (Fine et al., 2003) на основании численных экспериментов сделан вывод о том, что высота волн цунами от твердых оползней выше, чем от текучих. Для твердого оползня вызываемые им волны тем выше, чем выше его начальное положение над уровнем моря, т. е. полностью погруженные подводные оползни (рис. 4.2, a) являются менее эффективными для генерации цунами по сравнению с субаэральными оползнями (рис. 4.2, b, c). Для текучего оползня существует некое оптимальное положение, с которым связана генерация самых высоких волн.

Одним из важнейших вопросов при моделировании движения оползня по морскому дну является его *реология* (состояние оползневого материала, его плотность, вязкость, прочность и др.). Физические свойства материала, составляющего тело оползня, в значительной степени определяет скорость его «скатывания» по склону и, как следствие, эффективность возбуждения морских поверхностных волн.

Одна из концепций, сравнительно простая, предлагает рассматривать движение оползня в виде *твердого блока*. При этом оползневой материал считается компактной массой, и все кинематические параметры определяются для центра масс оползня. Такие модели основаны на том факте, что второй закон Ньютона для движения отдельной частицы также применим для движения центра масс всего тела, независимо от того, изменяется его форма или нет. Предполагается, что на массу, двигающуюся по морскому дну, оказывает влияние донное трение, сила тяжести, поровое давление воды и лобовое сопротивление (Yavari-Ramshe, Ataie-Ashtiani, 2016).

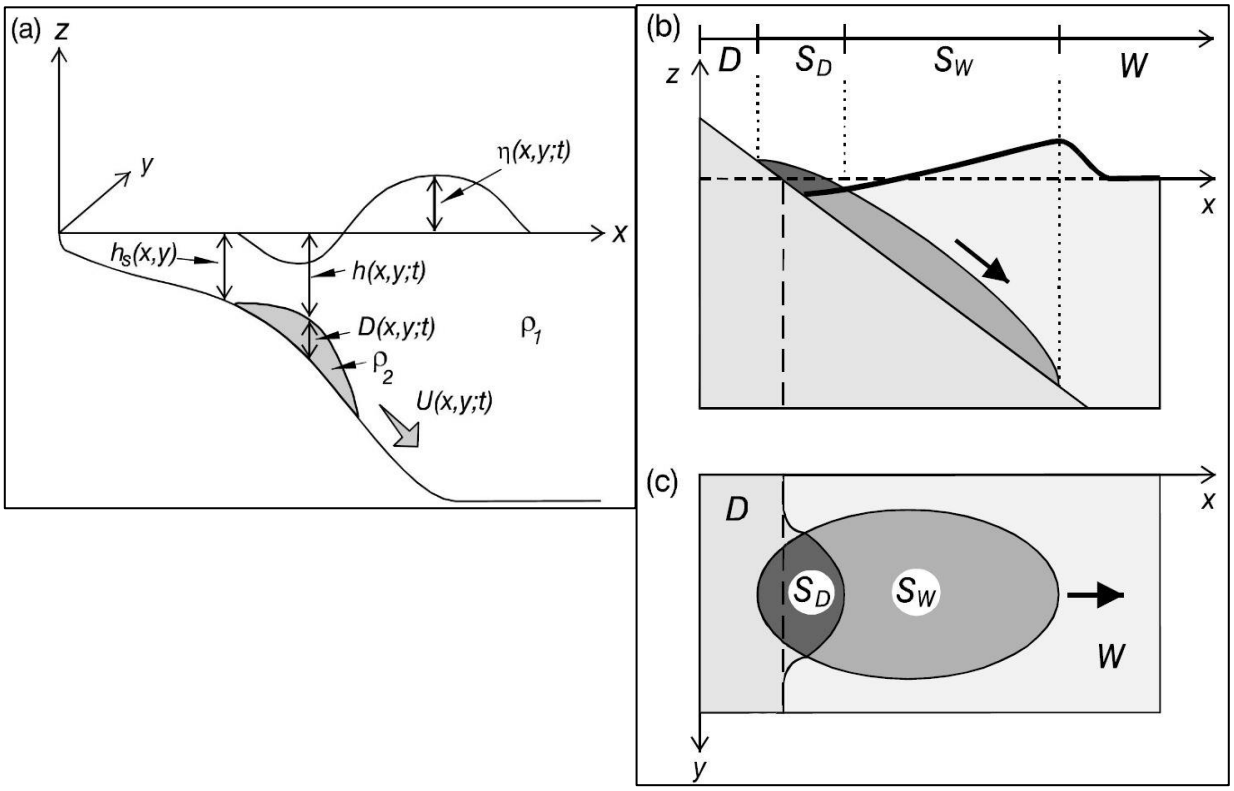


Рис. 4.2. Схема положения подводных (a) и субаэральных оползней (b, c) и вызываемых ими волн (Fine et al., 2003).

Новый класс оползневых моделей с использованием нового подхода введен в работе (Ward and Day, 2006). Оползни описаны как большое количество независимых частиц, которые перемещаются под влиянием топографически определяемого гравитационного и центростремительного ускорения и замедляются под действием трения. Этот метод успешно опробован для моделирования обвала Горы вулкана Сент-Хеленс в 1980 г.

Согласно многочисленным исследованиям, оползни могут вести себя подобно *жидкости*. Реология оползня описывает составную структуру оползневой массы через отношение напряжения сдвига, τ, к скорости сдвига $\gamma=\partial u'/\partial z'$. Общая форма реологической модели потока:

$$\tau = \tau_c + a'\gamma^n + b'(u), \qquad (4.1)$$

где τ_c – это пороговое критическое значение напряжения, ниже которого оползень ведет себя как твердое тело, и выше которого – как Бингамовская или тяжелая вязкая жидкость. Оползни, в составе которых более чем 50% воды, ведут себя как Бингамовская жидкость, тогда как оползни с менее чем 50-процентным содержанием воды напоминают взякую тяжелую жидкость. Примером реологических моделей потока с зависимыми τ и γ являются, например, жидкость Бингама и жидкость Ньютона. Такие модели используются для гранулированных потоков с утончением или утолщением, для склоновых оползающих пород, ведущих себя подобно Ньютоновской жидкости, для селевых потоков и т. п. В моделях, где требуется точно описать поведение гранулированной смеси твердого вещества и жидкости, наиболее часто используется реология Кулона (τ и γ независимы).

При моделировании движения оползня используются различные подходы в зависимости от его типа и свойств составляющего его материала. В простой модели, описывающей сползание оползня в виде твердого блока, этот процесс воспроизводится как движение недеформируемого тела под воздействием сил тяжести, плавучести и кулоновского трения. В последние годы наиболее распространены модели, где тело оползня деформируется в процессе движения, при этом в зависимости от реологии оползневого тела (твердое тело с кулоновским трением, поток тяжелой вязкой жидкости или вязко-пластичная модель Бингама) распределение горизонтальных скоростей по вертикали может быть постоянным, параболическим или комбинированным. В недавней работе (Kirby et al., 2016) показано, что использование различных моделей дает сопоставимые результаты при выборе разумных параметров трения.

Большая часть информации о грунтовых или подводных оползнях, лавинах, обрушениях скал указывает на то, что модели, рассматривающие движение оползня, как поступательное смещение твердого недеформируемого

тела, слишком просты и неадекватно описывают характер этих процессов. Описание оползня в виде потока тяжёлой вязкой жидкости гораздо ближе к природе оползневой динамики. В районах устьев рек илистые осадочные массы обычно состоят из разжиженных фракций, которые после срыва неустойчивой массы осадков образуют плотный грязевой (мутьевой) поток, и по своим физическим свойствам он наиболее близок к поведению тяжёлой вязкой жидкости, стекающей по наклонному дну.

Среди *направлений для дальнейшей работы* различные исследователи выделяют: создание всемирной базы данных по уже произошедшим и потенциально опасным цунамигенным оползневым событиям, разработку более совершенных лабораторных и математических моделей оползней и вызываемых ими цунами, развитие прогностических моделей для более точной оценки природных рисков, сокращение затрат на вычисления за счет распараллеливания расчетов, и т. п.

По мнению итальянских исследователей (Renzi, Sammarco, 2016), наибольшей актуальностью обладает именно задача развития системы раннего оповещения о цунами, вызываемых оползнями. Очень быстрое достижение волной цунами берега и невозможность быстрого определения характеристик цунамигенного оползня затрудняют использование сложных громоздких моделей для своевременного прогноза времени достижения и заплеска волны на побережье. Особую важность в этой связи приобретают аналитические модели и быстрые статистические эмуляторы, позволяющие получить оценки надвигающегося цунами почти мгновенно.

Особенностью *оценки цунамиопасности* оползневого происхождения является необходимость выявления зон нестабильных осадочных слоев, то есть участков вероятного обрушения крутых склонов и генерации волн цунами. Идентификацию этих зон возможно выполнить с помощью батиметрической и сейсмической съемки с использованием многолучевого

эхолота и сейсмоакустического оборудования с различной разрешающей способностью. Известно, что чем глубже расположен источник, тем менее эффективен он при генерации поверхностных волн. С этой точки зрения наибольшую опасность представляют нестабильные участки на относительно небольших глубинах, расположенных непосредственно на бровке шельфа.

В качестве первого этапа оценки оползневой цунамиопасности необходимо иметь подробную батиметрию с отмеченными на ней потенциально опасными неустойчивыми участками, для которых даны оценки возможной цунамигенности при их обрушении. Прежде всего такие исследования должны быть выполнены вблизи населенных пунктов, в районах активного освоения шельфа и вдоль участков прокладки трубопроводов.

4.2. Подводный оползень на склоне о. Сахалин

Одной из задач исследования было моделирование схода подводного оползня и распространения вызванного им цунами. Подводный оползень на склоне о-ва Сахалин был обнаружен и закартирован по данным батиметрической и сейсмической съемок, проведенных в 50-м и 56-м рейсах НИС «Академик М.А.Лаврентьев» (2010, 2011 гг.) в рамках корейско-российско-японского проекта SSGH (Sakhalin Slope Gas Hydrates) (рис. 4.3, а). В результате было установлено, что стенка отрыва оползня очень крутая (25°-30°), на отдельных участках состоит из двух уступов, имеет извилистые очертания и протяженность порядка 22 км. Площадь, занятая оползнем, составляет 42 км², его объем ориентировочно равен 4 км^3. Оценка возраста оползня, выполненная с учетом мощности осадков, перекрывающих оползень, и скорости осадконакопления дает основание предполагать, что оползень является современным и обрушение склона произошло несколько сотен лет назад (Баранов и др., 2013).

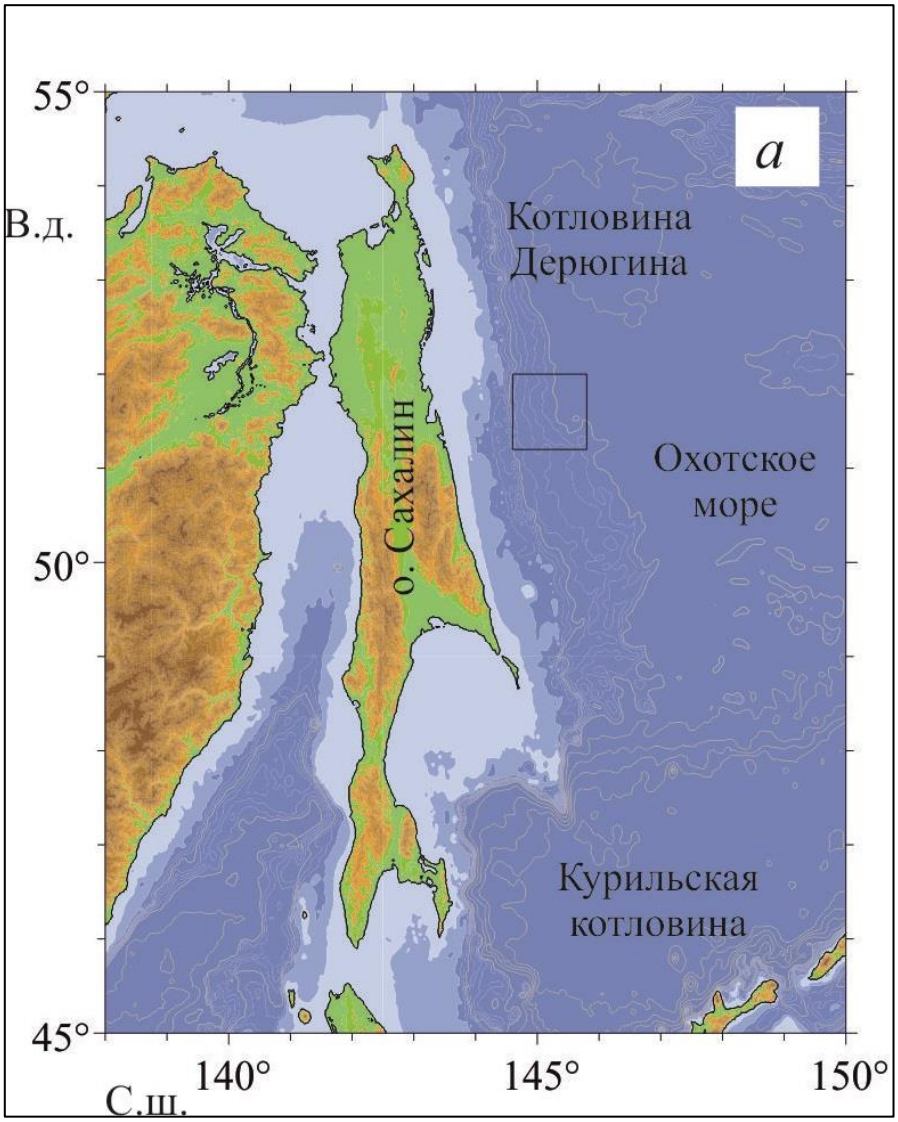


Рис. 4.3. (а) Батиметрическая карта-схема восточного склона о. Сахалин и положение района исследований (прямоугольник).

Стенка отрыва оползня приурочена к склону одной из замкнутых депрессий, которые являются примечательными элементами рельефа данного района (рис. 4.3, б, в). Проведенные исследования показали, что образование этих структур связано с проседанием осадочного чехла вдоль активных разломов субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний (Баранов и др., 2015). Поскольку стенки депрессий являются достаточно крутыми (до 10º) и сложены осадочным материалом, то

вероятность их обрушения достаточно велика. Триггерными механизмами могут служить здесь смещения по разломам и колебания грунта, вызванные сейсмической активностью.

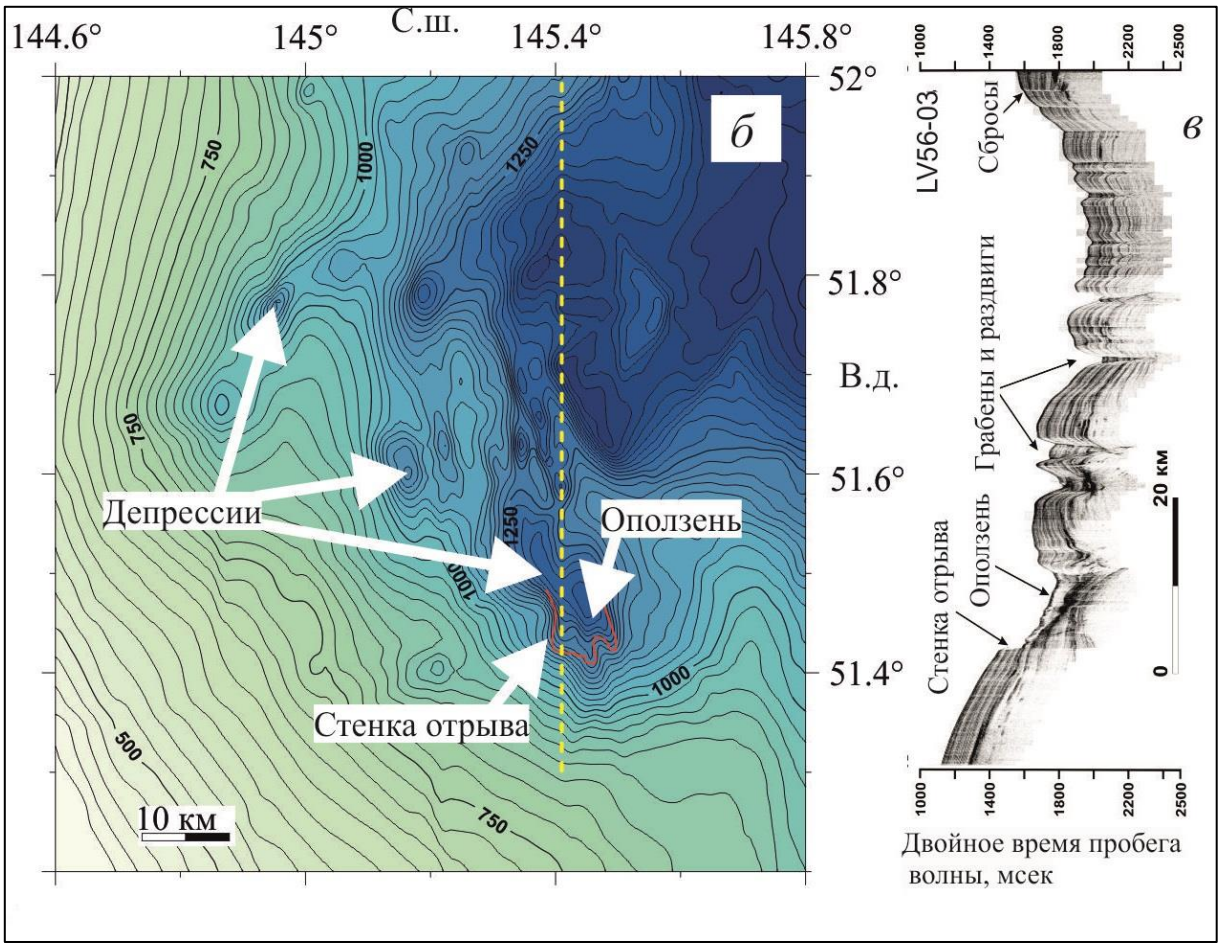


Рис. 4.3. (б) батиметрическая карта района исследований, изобаты проведены через 25 метров, желтой штриховой линией обозначено положение сейсмического профиля; (в) - сейсмический профиль, иллюстрирующий строение верхней части осадочного чехла района исследований; вертикальный масштаб дан в миллисекундах двойного времени пробега волны, в воде 1000 мс = 750 м, в верхней части осадков 1000 мс ≈ 900 м (Kulikov et al., 2015).

Обнаруженный оползень имеет достаточно крупные размеры и,

очевидно, должен был вызвать значительное цунами. В работе (Баранов и др., 2013) была выполнена предварительная оценка высоты образуемой поверхностной волны цунами, рассчитанной по простой аналитической формуле, предложенной Мурти (Murty, 1979). Согласно этим расчетам непосредственно в районе схода оползня высота начального купола могла достигать 30 м. Соответственно высота цунами, распространяющаяся по направлению к берегу, была оценена примерно в 10 – 15 м.

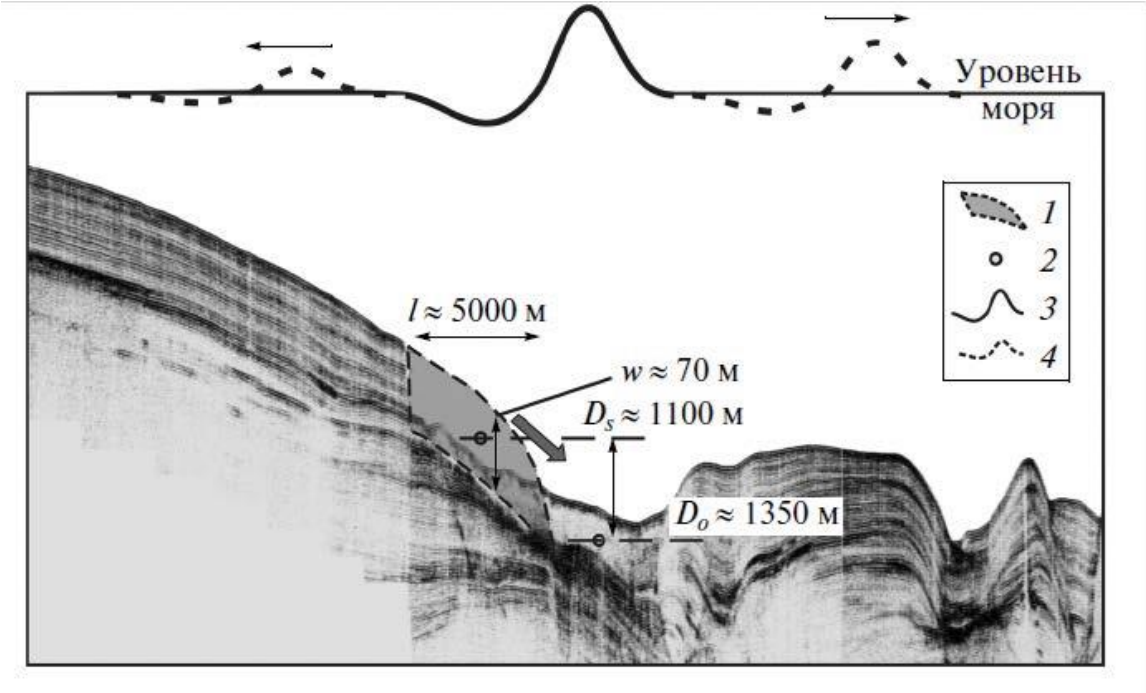


Рис. 4.4. Представлен сейсмический профиль, иллюстрирующий строение верхней части осадочного чехла района исследований. Схематично показан механизм образования волн цунами в результате схода подводного оползня: 1 – область соответствующая предполагаемому изначальному положению осадочных масс тела оползня; 2 – приблизительное положение центра тяжести до (D_s) и после (D_0) сползания осадочных масс; 3 – типичный профиль волны, формирующийся на поверхности моря непосредственно в момент образования оползня; 4 – профили волн, распространяющихся к берегу (слева) и в открытое море (справа).

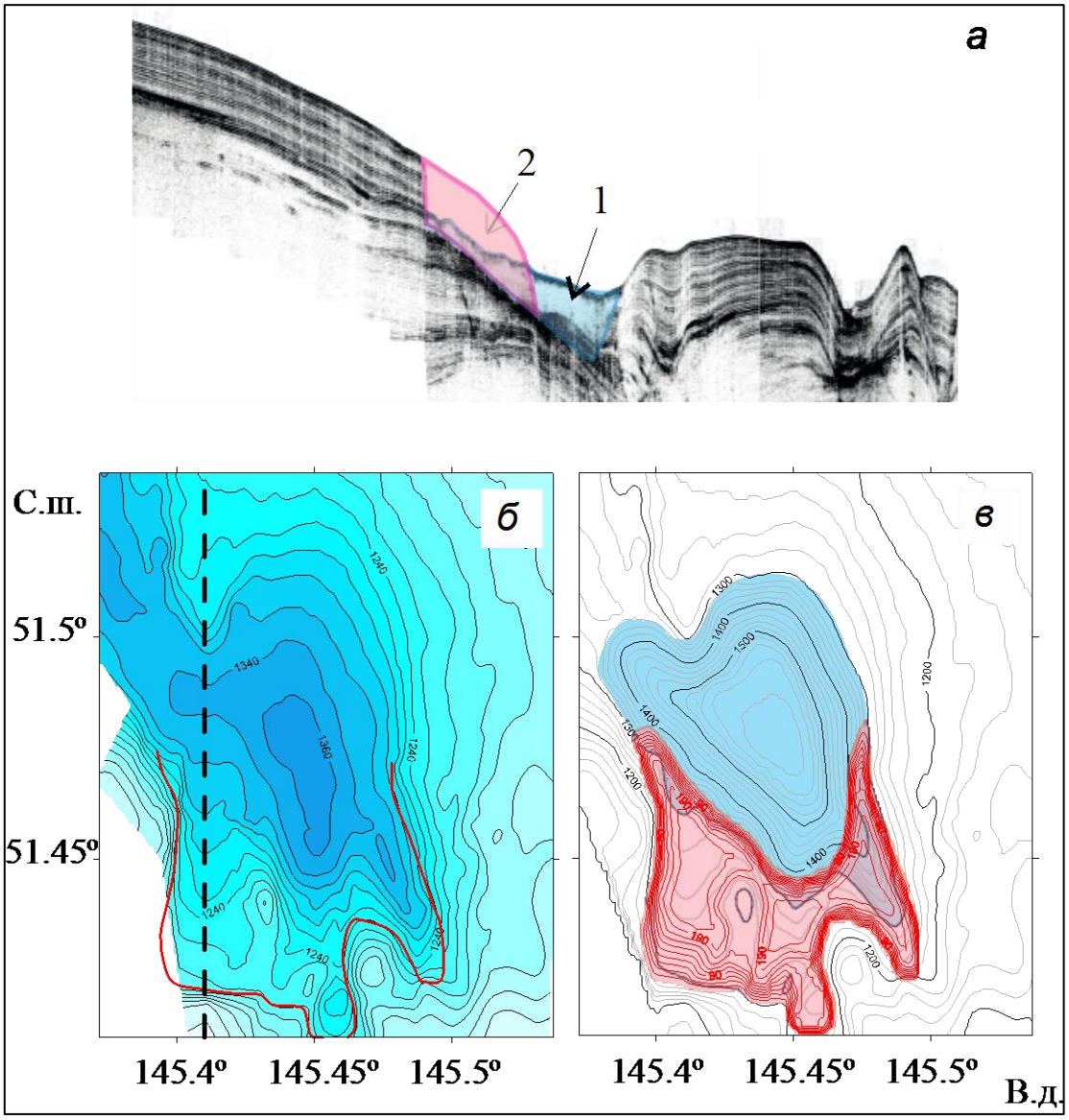


Рис. 4.5. Восстановление начального положения оползня. (а) На сейсмическом профиле голубым цветом отмечена область тела оползня (1), а розовым цветом - реконструированное начальное положение тела оползня (2); (б) карта-схема рельефа дна, построенная по данным батиметрической съемки. Штриховой линией показано положение сейсмического профиля, красной линией отмечена линия отрыва; (в) реконструированная карта-схема рельефа до схода оползня, голубым цветом выделена область, где было «откопано» тело оползня, а розовым цветом показано предполагаемое начальное положение и распределение толщины осадочного материала (оползневого тела).

Реконструкция начального состояния склона до обрушения оползня и образования волн цунами в первую очередь предусматривала выделение (оконтуривание) в толще осадков тела оползня. На рис. 4.4 и 4.5,*а* на сейсмическом профиле уверенно выделяется стенка отрыва и нижняя граница оползневых масс, которые в отличие от неразрушенных осадков имеет не слоистую, а близкую к однородной структуру (область закрашена голубым цветом). Наиболее субъективным этапом реконструкции является вопрос о виртуальном «перемещении» осадочных масс в начальное положение. Фактически здесь нами был использован принцип «Бритвы Оккамы», который сводится к выбору наиболее простого решения, когда отсутствуют объективные основания для того, чтобы предпочесть более сложную модель простой. В данном случае процесс такого субъективного восстановления предполагает «гладкое» продолжение рельефа дна сразу за стенкой отрыва (см. рис. 4.5), при этом «перемещаемый» материал заполняет имеющиеся каньоны и другие неоднородности, так что восстановленный рельеф имеет сглаженную форму. В то же время объективным фактором реконструкции начального состояния является объем оползневого тела, определенный по данным сейсмического профилирования и батиметрической съемки.

4.3. Численный эксперимент по моделированию распространения оползневого цунами

Восточное (охотоморское) побережье о. Сахалин является районом активной нефте- и газодобычи. Возникновение волн цунами может вызвать значительные повреждения прибрежной инфраструктуры, включая объекты ТЭК, и, в конечном итоге, привести к негативным экологическим последствиям и возможной гибели людей. С этой точки зрения следует учитывать не только угрозу сейсмотектонических цунами, приходящих из

Тихого океана, но и вероятность возникновения цунами, вызванных подводными оползнями на континентальном склоне о. Сахалин.

В данной работе представлены результаты ретроспективного анализа вероятных последствий схода оползня, обнаруженного на склоне о-ва Сахалин. Исследования выполнены на основе численного гидродинамического моделирования движения тела оползня и образования поверхностных волн цунами, и, фактически, они направлены на развитие современных сценарных методов оценки цунамиопасности.

При ретроспективном моделировании волн цунами, которые, как предполагается, образовались при сходе оползня вблизи восточного побережья Сахалина, необходимо как можно точнее определить начальные условия в используемой гидродинамической модели. Для этого нужно выделить ту часть осадочного материала, которая непосредственно участвовала в движении по склону и являлась причиной образования волн на поверхности моря.

В данной работе мы использовали численную гидродинамическая модель, в которой тело оползня представляется в виде тяжёлой вязкой жидкости, стекающей по склону (Fine et al., 1998). В отличие от известной модели (Jiang, LeBlond, 1992) в ней используется реальная (произвольная) форма рельефа дна. Длинноволновое приближение применяется как для воды, так и для жидкости, составляющей оползень. Это означает, что горизонтальные масштабы поверхностных волн значительно превосходят глубину бассейна, а толщина оползня намного меньше, чем его ширина и длина. Для моделирования динамики оползня и изменения его формы в процессе движения по склону использовались нелинейные уравнения движения, записанные в длинноволновом приближении. В свою очередь образование волн на поверхности моря вследствие изменений формы рельефа дна воспроизводилось в рамках линейных уравнений мелкой воды с учетом квадратичного трения. Расчет набегания волны цунами на берег с учетом

нелинейности не выполнялся в виду отсутствия адекватных данных о рельефе дна в этом районе. Фактически эти расчеты следует рассматривать как «оценочные».

Плотность осадочных масс принималась равной $1.8 \cdot 10^3$ кг $м^{-3}$, а кинематическая вязкость $\nu = 0.3$ $м^2$ $с^{-1}$. Расчет выполнялся на сетке с разрешением 0.1 угловых минут (линейные размеры ячейки 110 м*180 м).

Движение оползня и процесса генерации поверхностных волн воспроизводилось в течение 1 часа. Чтобы избежать эффекта «истончения» стекающего осадочного слоя, принималось условие, напоминающее условие «прилипания»: в модели задается значение минимальной толщины d_0, при котором движение оползневой массы еще возможно. В численных экспериментах значение d_0, варьировалось в пределах от 1 до 5 м. Моделирование генерация поверхностных волн, вызванных движением подводного оползня, производилось в рамках гидродинамических уравнений движения в приближении мелкой воды. Расчет образующегося волнового поля цунами сопровождался вычислением максимального отклонения уровня моря в каждом узле сетки.

В результате такого численного эксперимента удалось построить карту максимальных значений высоты цунами во всей области расчета, включая линию берега (рис. 4.6). Видно, что распределение высот волн вдоль побережья весьма неоднородно – от 2 до 18 м. Самые большие значения высот волн на берегу наблюдаются не напротив источника, а к северу от п. Ноглики. Интересно отметить особенности пространственного распределения максимальных амплитуд цунами по акватории. Непосредственно над источником заметна неизотропность излучения волн. Основной поток энергии был направлен на северо-восток, что совпадает с направлением движения оползня. Меньшая часть энергии излучена на юго-запад. На мелководье проявляется «полосчатая структура» распределения амплитуд. Согласно

работе (Fine et al., 2013) такого рода неоднородная направленность цунами обусловлена фокусировкой волнового поля при рассеянии на случайно неоднородном рельефе дна.

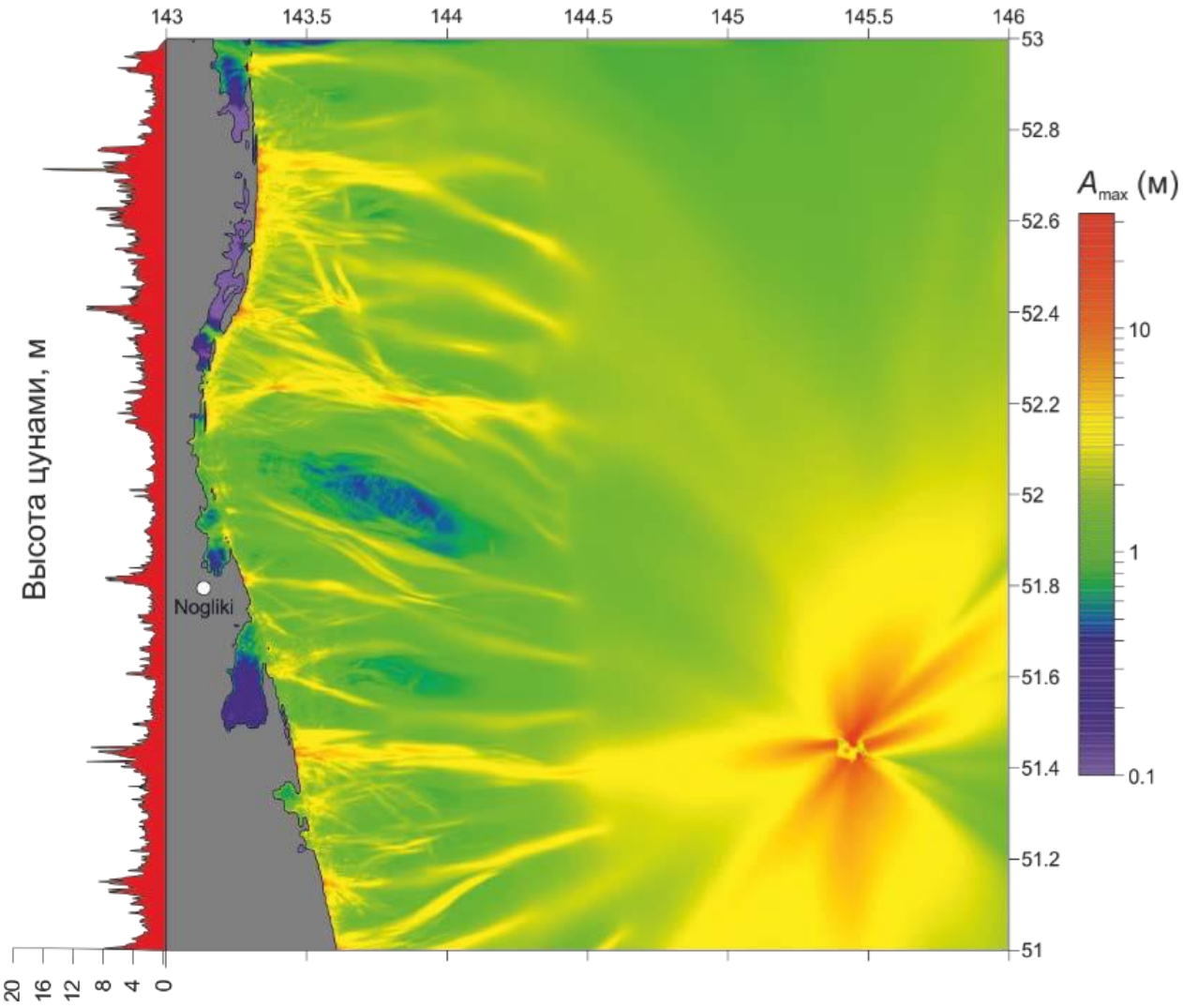


Рис. 4.6. Результат модельного расчета максимальных высот цунами (A_{max}) в акватории Охотского моря и на северо-восточном побережье Сахалина, вызванного предполагаемым подводным оползнем.

Очевидно, обнаружение подводного оползня вблизи восточного побережья имеет огромное значение для понимания вероятных рисков и угроз в районе восточного побережья Сахалина. По нашей оценке, высота волн на

берегу, вызванных обрушением склона и сходом оползня, могла достигать 18 м. Случись такое событие сегодня, образовавшаяся волна цунами представляла бы существенную угрозу не только сооружениям, но и людям, находящимся в береговой зоне.

Заключение

Выполненная работа касается различных аспектов применения данных о рельефе дна для оценки цунамиопасности с помощью численного моделирования цунами от сейсмических источников или подводных оползней. Во-первых, создание и использование расчетных сеток с достоверными значениями глубин в прибрежной области, полученными, к примеру, в ходе профилирования многолучевым эхолотом, позволяет значительно повысить точность расчетов максимальных высот волн цунами у берега по сравнению с расчетами на сетках, созданных на основе только общедоступных цифровых моделей рельефа. Во-вторых, батиметрические данные большого разрешения наряду с данными сейсмоакустического профилирования позволяют идентифицировать как уже оползшие участки дна, так и потенциально опасные неустойчивые массы осадков на склонах депрессий морского дна и затем использовать эти данные для оценки цунамиопасности.

Проведенные исследования подчеркивают необходимость создания общедоступных массивов достоверных данных о рельефе дна в прибрежных районах России, особенно на Дальнем Востоке, где проблема цунами стоит особенно остро. Среди направлений для дальнейшей работы можно выделить следующие: совершенствование технологии выделения тела сошедшего оползня и реконструкции начального рельефа дна (до события); детальный анализ информации о палеоцунами в регионе, выделение именно оползневых событий, включение в каталоги цунами данных о заплесках оползневых цунами – все это будет способствоать более ясному представлению о цунамиопасности от подводных оползней в Дальневосточном регионе; создание актуальных карт цунамирайонирования – как обзороной (масштаб менее 1:1.000.000), так и детальных – для отдельных островов.

Основные результаты работы сводятся к следующим выводам:

1. Выполненные численные эксперименты по моделированию сейсмогенных цунами 2006 и 2007 гг. показали, что использование в расчетах сеточного массива, созданного на основе только общедоступных данных о рельефе морского дна с разрешением 30 угловых секунд, может приводить к ошибкам в максимальной высоте цунами примерно на 15–20% (с отдельными выбросами до 50%) для северо-восточного побережья Сахалина и к занижению максимальной высоты цунами более, чем в 2 раза, для Средних Курил. Для выполнения качественного цунамирайонирования побережья Дальнего Востока необходимо создание базы данных рельефа дна в областях, прилегающих к побережью, с разрешением не менее 300 м.
2. Сравнение распределения амплитуд цунами 2006 и 2007 гг. показывает, что несмотря на значительное отличие по размеру этих двух источников цунами, значения максимальных высот, а также характер распределения вдоль побережья центральных Курил оказались близки.
3. Высоты волн цунами 2006 и 2007 гг. являются наибольшими за всю историю наблюдений на Курильских островах. Эти два события можно считать «тестовыми очагами» (*proxy tsunami*), а измеренные и рассчитанные значения высот волн, по-видимому, близки к максимально возможным в данном регионе.
4. Вероятно, именно резонансный характер отклика внутри бухты Двойная объясняет наблюденный абсолютный максимум высоты цунами не только на побережье о. Матуа, но и на всем побережье Курильских островов.

5. Обрушение подводных оползней и оползневые цунами представляют реальную опасность для побережья острова Сахалин. Повторение события, аналогичного исследованному, может привести к значительным разрушениям береговой инфраструктуры и нанести огромный ущерб окружающей среде.

Список использованной литературы

1. Алексеев А.С., Гусяков В.К., Чубаров Л.Б., Шокин Ю.И. Численное исследование генерации и распространения цунами при реальной топографии дна. Линейная модель // Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука, 1978. С. 5.
2. Атлас Курильских островов / ИГ РАН, ТИГ ДВО РАН, РФФИ; редкол.: В.М. Котляков (пред.), Н.Н. Комедчиков (гл. ред.) и др.; отв. ред.-картограф Е.Я. Федорова. М.; Владивосток: ИПЦ «ДИК», 2009. 516 с.
3. Баранов Б.В., Дозорова К.А., Рукавишникова Д.Д. Опасные геологические процессы на восточном склоне острова Сахалин // Океанология. – 2015. – Т. 55. – №. 6. – С. 1001-1001.
4. Баранов Б. В., Лобковский Л. И., Куликов Е. А., Рабинович А. Б., Джин Я. К., Дозорова К. А. Оползни на восточном склоне о. Сахалин как источник возможного цунами // ДАН, 2013, том 449, No 3, с. 334-337.
5. Бейзель С. А. Численное моделирование генерации и распространения волн цунами в модельных и реальных акваториях // Диссертация. 2010. ИВТ СО РАН, Новосибирск. 162 С.
6. Большакова А. В., Носов М. А., Колесов С. В. Свойства остаточных деформаций океанического дна по данным о структуре подвижки в очагах цунамигенных землетрясений //Вестник Московского университета. Серия 3: Физика. Астрономия. – 2015. – №. 1. – С. 61-65.
7. Гусяков В. К. Остаточные смещения на поверхности упругого полупространства // Условно-корректные задачи математической физики в интерпретации геофизических наблюдений. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР. – 1978. – С. 23-51.

8. Гусяков В.К., Бейзель С.А., Чубаров Л.Б. Оценка цунамиопасности побережья Охотского моря от региональных и удаленных источников // Вулканология и сейсмология. 2015. No 4. С. 59-72.
9. Гусяков В.К., Чубаров Л.Б. Численное моделирование Шикотанского (Немуро-Оки) цунами 17 июня 1973 г. // Эволюция цунами от очага до выхода на берег. М.: Радио и связь, 1982. С. 16-24.
10. Доценко С. Ф., Иванов В. А. Природные катастрофы Азово-Черноморского региона. Севастополь: НПЦ «Экоси-гидрофизика. – 2010. – 174 с.
11. Зайцев А.И., Куркин А.А., Левин Б.В., Пелиновский Е.Н. и др. Моделирование распространения катастрофического цунами (26 декабря 2004 г.) в Индийском океане. // ДАН. 2005. 402, № 3. С. 1-5.
12. Иванова А.А., Куликов Е.А., Файн И.В. О моделировании Симуширских цунами 2006 и 2007 гг. в районе Средних Курил // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2017. – Т. 10, № 3, с. 56-64.
13. Иванова А.А., Куликов Е.А., Файн И.В., Баранов Б.В. Генерация цунами подводным оползнем вблизи восточного побережья о. Сахалин // Вестник Московского университета. Серия 3: Физика, астрономия. – 2018. – № 2. – С. 111–116.
14. Иванова А.А., Куликов Е.А. Механизм возникновения и последствия крупнейших оползневых цунами // Морские исследования и образование (V Международная научно-практическая конференция морские исследования и образование: MARESEDU-2016. Сборник тезисов). – 2016. – С. 120-122.
15. Иванова А. А., Куликов Е. А. Влияние качества данных о рельефе дна на расчет распространения и заплеска цунами на побережье о. Матуа // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Москва, 10-14

апреля 2017 г. – Москва: ИО РАН, 2017. – С. 95–96.

16. Кайстренко В.М., Храмушин В.Н., Золотухин Д.Е. Оценка цунамиопасности для тихоокеанского побережья России // Мореходство и морские науки. – 2013. – №. 4. – С. 181-194.
17. Кайстренко В.М. Количественная оценка цунамиопасности и карты цунамирайонирования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2017. Т. 10, № 3. С. 39-55.
18. Карта очагов и высот цунами в Тихом океане / Сост. С.Л. Соловьев, Ч.Н. Го. Масштаб 1:25 000 000. М.: ГУГК, 1977.
19. Каталог карт и книг ГУНиО РФ. Тихий океан. No 7407. URL: http://www.morkniga.ru/p803748.html (Дата обращения: 11.11.2016).
20. Кошель С.М., Мусин О.Р. Методы цифрового моделирования: кригинг и радиальная интерполяция // Информационный бюллетень ГИС-Ассоциации. – 2000. - № 4 (26) - 5 (27). – с. 32-33. – 2001. - №1 (28). – с. 58, №2(29)-3(30). – с. 23-24.
21. Кузнецов М., Моисеев А. Экспедиция на таинственный остров Матуа // GeograpH. Информационно-популярное издание географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова. 2017. № 4 (39), с. 4.
22. Куликов Е. А. Изучение цунами: измерение, анализ, моделирование: диссертация на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук. Москва, 2005.
23. Куликов Е. А., Гусяков В. К., Иванова А. А., Баранов Б. В. Численное моделирование цунами и рельеф дна // Вестник Московского университета. Серия 3: Физика, астрономия. 2016. No 6. С. 3–14.
24. Куликов Е. А., Файн И. В., Яковенко О. И. Численное моделирование рассеяния длинных поверхностных волн на примере Японского цунами

2011 г. // Известия РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, No 5. С. 567–577.

25. Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. и др. Генерация цунами оползнями на тихоокеанском побережье Северной Америки и роль приливов в этом процессе. Океанология, 1998, т. 38, N1, с.361-367
26. Куликов Е. А., Гусяков В. К., Иванова А. А., Баранов Б. В. Численное моделирование цунами и рельеф дна // Вестник Московского университета. Серия 3: Физика, астрономия. – 2016. – № 6. – С. 3–14.
27. Куликов Е. А., Иванова А. А., Баранов Б. В. Генерация цунами подводными оползнями // Труды IV Международной научно-практической конференции "Морские исследования и образование (MARESEDU)", 19-24 октября 2015 г., Москва, Ломоносовский корпус МГУ. – Феория Москва, 2015. – С. 40–43.
28. Куркин А.А., Зайцев А.И., Ялчинер А., Пелиновский Е.Н. Модифицированный вычислительный комплекс «ЦУНАМИ» для оценки рисков, связанных с цунами // Известия АИН им. А. М. Прохорова. Прикладная математика и механика. 2004. Т. 9. С. 88–100.
29. Лаверов Н. П., Лаппо С. С., Лобковский Л. И., Куликов Е. А. Сильнейшие подводные землетрясения и катастрофические цунами. Анализ, моделирование, прогноз // Фундаментальные исследования океанов и морей. Кн. 1. М.: Наука, 2006. С. 191–209.
30. Лаверов Н. П., Лаппо С. С., Лобковский Л. И., Баранов Б. В., Кулинич Р. Г., Карп Б. Я. Центрально-Курильская «брешь»: строение и сейсмический потенциал // ДАН. 2006. Т. 408, No 6. С. 1–4.
31. Ле Меоте Б. Введение в гидродинамику и теорию волн на воде. Л.: Гидрометеоиздат. 1976.

32. Левин Б. В., Кайстренко В. М., Рыбин А. В. и др. Проявление цунами 15.11.2006 г. на Центральных Курильских островах и результаты моделирования высот заплесков // ДАН. 2008. Т. 419, No 1. С. 118–122.
33. Левин Б. В., Носов М. А. Физика цунами и родственных явлений в океане. Научное издание. – М.: «Янус-К», 2005. С. 360.
34. Лобковский Л. И. Катастрофическое землетрясение и цунами 26.12.2004 в северной части Зондской островной дуги: геодинамический анализ и аналогия с Центральными Курилами // Вестн. РАЕН. 2005. No 2. С. 53–61.
35. Лобковский Л. И., Мазова Р. Х., Катаева Л. Ю., Баранов, Б. В. Генерация и распространение катастрофических цунами в акватории Охотского моря. Возможные сценарии // Доклады Академии наук, 2006. – Т. 410. – №. 4. – С. 528-531.
36. Лобковский Л. И., Рабинович А. Б., Куликов Е. А., Иващенко А. И., Файн И. В., Томсон Р. Е., Ивельская Т. Н., Богданов Г. С. Курильские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. (наблюдения, анализ и численное моделирование) // Океанология. 2009. Т. 49, No 2. С. 181–197.
37. Лобковский Л.И., Куликов Е.А., Рабинович А.Б. и др. // Доклады РАН. 2008. 418, No 6. С. 829.
38. Носов М. А., Колесов С. В. Метод постановки начальных условий в задаче численного моделирования цунами // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика. Астрономия. 2009. №2. С. 96 – 99.
39. Носов М.А. Волны цунами сейсмического происхождения: современное состояние проблемы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. 50, No 5. С. 540.
40. Пелиновский Е. Н. Гидродинамика волн цунами // ИПФ РАН. Нижний Новгород. 1996. 276 с.

41. Пелиновский Е.Н. Нелинейная динамика волн цунами. – Горький: ИПФ АН СССР, 1982. – 226 с.
42. Пинегина Т. К., Кожурин А. И., Пономарева В. В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. – 2012. – №. 19. – С. 138-159.
43. Пинегина Т. К., Буржуа, Д., Базанова, Л. И., Брайцева, О. А., Егоров, Ю. О. Отложения цунами и анализ цунамиопасности на Халактырском пляже в районе Петропавловска-Камчатского, Тихоокеанское побережье Камчатки, Россия // Сборник статей по результатам международной конференции «Локальные цунами: предупреждение и уменьшение риска». Петропавловск-Камчатский. – 2002. – С. 142-151.
44. Понятие о математическом моделировании // Лекция 1.1 для магистерской программы 230109.68 «Компьютерные инструменты в науке и образовании» факультета информационных технологий НГУ. URL: http://ccfit.nsu.ru/fit/courses/CompInstr/11.pdf (дата обращения: 03.05.2017).
45. Соловьев С.Л. Проблема цунами и её значение для Камчатки и Курильских островов // Проблема цунами. М., Наука, 1968, с. 7—50.
46. Соловьев С.Л. Повторяемость землетрясений и цунами в Тихом океане // Тр. СахКНИИ, вып. 29, 1972, с. 7—47.
47. Соловьев С.Л. Карта: Цунами. Масштаб 1:60 000 000 // Атлас океанов: Тихий океан. М., 1974. С. 28–29.
48. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1974. 310 с.
49. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на восточном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1975. С. 193–202.

50. Сретенский Л.Н. Теория волновых движений жидкости. – М.-Л.: ОНТИ, 1935. – 303 с.
51. Файн И. В., Куликов Е. А. Расчет смещений поверхности океана в очаге цунами, вызываемых мгновенной вертикальной подвижкой дна при подводном землетрясении // Вычислительные технологии. 2011. Том 16, № 2. С. 111-118.
52. Федотов С. А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Тр. Ин-та физики Земли АН СССР. 1965. Т. 203. № 36. С. 66-93.
53. Шевченко Г.В., Файн А.В., Рабинович А.Б., Мансуров Р.Н. // Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе. Владивосток, 1990. Т. 1. С. 253.
54. Шевченко Г.В., Золотухин Д.Е., Тихонов И.Н. Методика экспресс-оценки цунамиопасности побережья // Научные и образовательные проблемы гражданской защиты. 2011. № 1. С. 21-30.
55. Шевченко Г. В., Лоскутов А. В., Кайстренко В. М. Новая карта цунамиопасности побережья Южных Курильских островов // Геосистемы переходных зон, 2018, т. 2, № 3, с. 225–238
56. Aida I. Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters // Journal of Physics of the Earth. – 1978. – V. 26. – №. 1. – P. 57-73.
57. Aida I. Numerical experiments for the tsunami propagation the 1964 Niigata tsunami and the 1968 Tokachu-Oki tsunami // Bull. Earthquake Res. Inst. 1969. Vol. 47. P. 673-700
58. Amante C., Eakins B. W. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis // NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. 2009. 19 p.

59. Bardet J.P., Synolakis C.E., Davies H.L. et al. Landslide tsunamis: recent findings and research directions // Pure Appl. Geophys. 2003. 160 (10-11), 1793–1809 pp.
60. Bolshakova A. V., Nosov M. A. Parameters of tsunami source versus earthquake magnitude //Pure and applied geophysics. – 2011. – V. 168. – №. 11. – P. 2023-2031.
61. Bondevik S., Mangerud J., Dawson S. Record-breaking height for 8000-year-old tsunami in the North Atlantic // EOS. 2003. Vol. 84. P. 289–293.
62. British Oceanographic Data Center. The GEBCO_2014 Grid. 2016. https://www.bodc.ac.uk/data/documents/ nodb/301801/ (Дата обращения: 12.04.2017)
63. Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R. et al. . Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. // Marine Geology, 2004. 213 (1), 9-72.
64. Carrier G. F., Greenspan H. P. Water waves of finite amplitude on a sloping beach // Journal of Fluid Mechanics. 1958. V. 4, No 01. P. 97–109.
65. Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans; British Oceanographic Data Centre, Liverpool, UK, 2003. URL: http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/ gebco_one_minute_grid (Дата обращения: 20.03.2016).
66. Chinnery M.A. The deformation of the ground around surface faults //Bulletin of the Seismological Society of America. – 1961. – Т. 51. – №. 3. – С. 355-372.
67. Chubarov L. B., Shokin Y. I., Gusiakov V. K. Numerical simulation of the 1973 Shikotan (Nemuro-Oki) tsunami // Computers & fluids. – 1984. – V. 12. – №. 2. – P. 123-132.

68. Cressie, N. A. C., The origins of kriging // Mathematical Geology, v. 22, pp 239–252, 1990.
69. Cruise Report: Komex (Kurile Okhotsk Sea Marine Experiment) RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 29, Leg 1 and Leg 2. Vladivostok – Pusan – Okhotsk Sea – Pusan – Okhotsk Sea – Pusan – Vladivostok. May 25 – August 05 2002 / Ed. By N. Biebow, R, Kulinich, B. Baranov. 2003. 190.
70. Data Announcement 88-MGG-02. Digital relief of the Surface of the Earth. Boulder, Colorado: NOAA, National Geophysical Data Center, 1988. http://www.ngdc. noaa.gov/mgg/global/etopo5.html (Дата обращения: 15.03.2017)
71. Dziewonski A. M., Chou T. A., Woodhouse J. H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1981. – V. 86. – №. B4. – P. 2825-2852.
72. Ekström G., Nettles M. Calibration of the HGLP seismograph network and centroid-moment tensor analysis of significant earthquakes of 1976 // Physics of the earth and planetary interiors. – 1997. – V. 101. – №. 3-4. – P. 219-243.
73. Fine I.V., Kulikov E.A., Cherniawsky J.Y. Japan's 2011 Tsunami: Characteristics of Wave Propagation from Observations and Numerical Modelling // Pure Appl. Geophys. 2013, Springer Basel AG, v. 170, 1295-1307.
74. Fine I.V., Rabinovich A.B., Thomson R.E. et al. The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929, preliminary analysis and numerical study // Marine Geology. 2005, V. 215, P. 45-57.
75. Fine I.V., Rabinovich A.B., Thomson R.E., Kulikov E.A. Numerical modeling of tsunami generation by submarine and subaerial landslides // Submarine landslides and tsunamis, Yalçıner A.C., Pelinovsky E., Okal E., Synolakis C.E. (eds) Kluwer, Dordrecht / Boston, (2003). 21: P. 69-88.

76. Fine, I.V., Rabinovich, A.B., Kulikov, E.A. et al. Numerical modeling of landslide-generated tsunamis with application to the Skagway Harbor tsunami of November 3, 1994. // Proc. Intern. Conf. on Tsunamis, Paris, May 26-28, 1998. 211-223
77. Fujii Y., Satake K. Tsunami sources of November 2006 and January 2007 Great Kuril earthquakes // Bull. Seism. Soc. Amer. 2008. V. 98, No 3. P. 1559–1571.
78. GEBCO 30 arc-second grid. British Oceanographic Data Center. The GEBCO_2014 Grid. 2016. URL: https://www.bodc.ac.uk/ data/documents/nodb/301801/ (Дата обращения: 12.11.2016).
79. Global CMT Web Page. URL: http://www.globalcmt.org (Дата обращения: 11.03.2017).
80. González, F. I., Bernard, E. N., Meinig, C., Eble, M. C., Mofjeld, H. O., & Stalin, S. The NTHMP tsunameter network. // Natural Hazards, 2005. 35(1), 25-39.
81. González, F. I., Geist, E. L., Jaffe, B., Kânoğlu, U., Mofjeld, H., Synolakis, C. E., ... & Horning, T. (2009). Probabilistic tsunami hazard assessment at seaside, Oregon, for near-and far-field seismic sources. // Journal of Geophysical Research: Oceans, 114(C11).
82. Gusiakov V.K. WinITDB (Integrated Tsunami Database for the World Ocean), Version 5.16 of December 31, 2010. CD-ROM. Novosibirsk, Tsunami Laboratory, ICMMG SD RAS, Russia. 2010.
83. Hatori T. On the Aleutian tsunami of February 4, 1965, as observed along the coast of Japan // Bull. Earthq. Res. Inst. – 1965. – V. 43. – P. 773-782.
84. Hayes G. Preliminary Finite Fault Results for the Nov 15, 2006 Mw 8.3 Kuril Islands Earthquake (Version 1). 2015. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/ eventpage/usp000exfn#finite-fault (Дата обращения: 11.03.2017).
85. Hayes, G. Finite Fault Model. Updated Result of the Mar 11, 2011 Mw 9.0 Earthquake Offshore Honshu, Japan,

http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault.php. (Дата обращения: 18.03.2017).

86. Heinrich P., Piatanesi A., Hebert H. Numerical modeling of tsunami generation and propogation from submarine slumps: the 1998 Papua New Guinea event // Geophysical Journal International, 2001. 145 (1). 97-111.
87. Heinrich P., Piatanesi A., Okal E., Hebert H. (2000). Near-field modeling of the July 17, 1998 tsunami in Papua New Guinea. // Geophysical Research Letters, 27 (19), 3037-3040.
88. Hwang L.-S., Buttler H., Divoky D. Rat island tsunami model generation and open sea characteristics: Tetra Tech Inc. Report. Pasadena, USA, 1971.
89. Hwang L. S., Divoky D. Tsunami generation // Journal of Geophysical Research. – 1970. – V. 75. – №. 33. – P. 6802-6817.
90. Imamura F. Review of tsunami simulation with a finite difference method // Long-wave runup models. 1995. P. 25–42.
91. Imamura F., Yalciner A. C. and Ozyurt G. Tsunami Modeling Manual. 2006. 71 p.
92. Imamura, F., Hashi, K., & Imteaz, M. M. A. Modeling for tsunamis generated by landsliding and debris flow. // Tsunami Research at the End of a Critical Decade – Springer Netherlands. 2001. p. 209-228.
93. Isozaki I., Unoki S. The numerical computation of the tsunami in Tokyo Bay caused by the Chilean earthquake in May, 1960 // Studies on Oceanography "(Kozo Yoshida, ed.). Univ. of Tokyo Press. – 1964. – P. 389-402.
94. Ivanova A., Kulikov E., Fine I. High-resolution numerical simulation of the 2006-2007 Central Kuril Islands tsunamis // Abstract book of 2017 Joint IAPSO-IAMAS-IAGA Assembly in Cape Town, South Africa. – 2017. – P. 1207.

95. Jakobsson M. et al. The international bathymetric chart of the Arctic Ocean (IBCAO) version 3.0 // Geophysical Research Letters. – 2012. V. 39. №. 12.
96. Ji C. Rupture process of the 2006 November 15 Magnitude 8.3 Kuril Island Earthquake. URL: http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2006/usvcam/finite_fault.php (Дата обращения: 12.11.2016).
97. Ji C. Rupture process of the 2007 January 13 Magnitude 8.1Kuril Island Earthquake. URL: ttp://earthquake.usgs.gov/eqcenter/ eqinthenews/2007/us2007xmae/finite_fault.php (Дата обращения: 12.11.2016).
98. Ji C., Wald D. J., Helmberger D. V. Source description of the 1999 Hector Mine, California, earthquake, part I: Wavelet domain inversion theory and resolution analysis // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2002. – V. 92. – №. 4. – P. 1192-1207.
99. Jiang L., LeBlond P.H. The coupling of a submarine slide and the surface waves which it generates. // J. Geophys. Res. 1992. 97 (C8): 731–744.
100. Jiang, L. and LeBlond, P.H. Three-Dimensional Modeling of Tsunami Generation due to a Submarine Mudslide. // J. Phys. Oceanogr. 1994. 24 (3), 559–572.
101. Jones M.T., Tabor A.R. Weatherall P. CD-ROM and Supporting Volume to the GEBCO Digital Atlas. Birkenhead, UK: British Oceanographic Data Center, 1994.
102. Kaistrenko V. M. Exact solutions for wave run-up description on a sloping beach // Избранные вопросы современной математики: тезисы международной научной конференции. Калининград: Издательство КГТУ, 2005. С. 83–86.
103. Kajiura K. The leading wave of a tsunami // Ibid. 1963. Vol. 41. P. 535-571.

104. Kowalik Z., Horillo J., Knight W., Logan T. The Kuril Islands tsunami of November 2006: Part I: Impact at Crescent City by distant scattering // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C01020.
105. Kowalik Z., Knight W., Logan T., Whitmore P. Numerical modelling of the global tsunami: Indonesian tsunami of 26 December 2004. // Science of Tsunami Hazard, 2005, V. 23, № 1. P. 40-56.
106. Kulikov E.A., Rabinovich A.B., Thomson R.E. et al. The landslide tsunami of November 3, 1994, Skagway Harbor, Alaska. // J Geophys Res 1996. 101(C3):6609–6615.
107. Kulikov E., Ivanova A., Fine I., Baranov B. Landslide on the eastern slope of sakhalin island as a possible tsunami source // IUGG 2015 General Assembly. Book of abstracts. – Prague, Czech Republic, 2015. – P. 3593–3593.
108. Levin B.W., Nosov M.A. Physics of Tsunamis. Second Edition. Springer, 2016. 388 p.
109. Liu P. L. F., Synolakis C. E., Yeh H. H. Report on the international workshop on long-wave run-up // Journal of Fluid Mechanics. – 1991. – V. 229. – P. 675-688.
110. Lobkovsky L., Kulikov E. Analysis of hypothetical strong earthquake and tsunami in the Central Kuril Arc // Geophys. Res. Abstracts. 2006. V. 8. 04138.
111. Long-Wave Runup Models: Proc. of the Second International Workshop on Long-Wave Runup Models / Ed. by H. Yeh, P. Liu, C. Synolakis. Friday Harbor, USA, 12–17 September 1995. River Edge, NJ: World Scientific, 1997.
112. Lynett P. J. et al. Observations and modeling of tsunami-induced currents in ports and harbors // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 327. P. 68–74.
113. MacInnes B. T., Pinegina T. K., Bourgeois J., Razhigaeva N. G., Kaistrenko V. M., Kravchunovskaya E. A. Field survey and geological effects of the 15

November 2006 Kuril tsunami in the middle Kuril Islands // Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami. 2009. P. 9–36.

114. Mallet, R. & Mallet, J. W. Fourth report upon the facts and theory of earthquake phenomena,Transaction of the British Association for the Advancement of Science, 1852 to 1858, Taylor and Francis, Red Lion Court, Fleet Street. (1858)
115. Mansinha L., Smylie D. E. The displacement fields of inclined faults // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1971. – V. 61. – №. 5. – P. 1433-1440.
116. Marks K. M., Smith W. H. F. Radially symmetric coherence between satellite gravity and multibeam bathymetry grids // Marine Geophysical Research. – 2012. – V. 33. – № 3. – С. 223-227.
117. Marks K. M., Weatherall P. Comparisons of GEBCO 08 and SRTM30 Plus V7 Grids in Regions of Interpolated Bathymetry // 7th GEBCO Science Day, 1 - 5 October 2012, Monaco
118. Maruyama T. Static elastic dislocation in an infinite and semi-infinite medium // Bull. Earthq. Res. Inst. 1964. 42, № 2. P. 289-368.
119. Matveeva T., Soloviev V., Shoji H., Obzhirov A. Hydro-Carbon Hydrate Accumulations in the Okhotsk Sea (CHAOS Project Leg I and Leg II). Report of R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 31 and 32. St. Petersburg: VNIIOkeangeologia, 2005.
120. Mogi A., Kawamura B., Iwabuchi Y. Submarine crustal movement due to the Niigata earthquake in 1964, in the environs of the Awa Sima Island, Japan Sea // Journal of the Geodetic Society of Japan. – 1964. – V. 10. – №. 3-4. – С. 180-186.
121. Murty T.S. Submarine slide-generated water waves in Kitimat Inlet, British Columbia. // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № C12. P. 7777–7779.

122. NOAA National Centers for Environmental Information. U.S. Coastal Relief Model. http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/coastal/crm.html (Дата обращения: 11.03.2017).
123. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. Boulder, Colorado: National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division, March 2009. http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO1/docs/ETOPO1.pdf (Дата обращения: 15.03.2017).
124. Nosov M. A., Bolshakova A. V., Kolesov S. V. Displaced water volume, potential energy of initial elevation, and tsunami intensity: Analysis of recent tsunami events // Pure and Applied Geophysics. – 2014. – V. 171. – №. 12. – P. 3515-3525.
125. Nosov S., Kolesov S. Optimal initial conditions for simulation of seismotectonic tsunamis // Pure Appl. Geophys. 168. 2011. P. 1223-1237.
126. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seism. Soc. Amer. 1985. Vol. 75. P. 1135-1154.
127. Okal E. A. Normal modes energetics for far-field tsunamis generated by dislocations and landslides // Pure Appl. Geophys., 160, 2003. 2189-2221 pp.
128. Okal, E.A., The excitation of tsunamis by earthquakes, in: The Sea: Ideas and observations on progress in the study of the seas, 15, Edited by E.N. Bernard and A.R. Robinson, pp. 137-177, Harvard Univ. Press, Cambridge, 2008.
129. Pelinovsky E. N., Mazova R. K. Exact analytical solutions of nonlinear problems of tsunami wave run-up on slopes with different profiles // Natural Hazards. 1992, V. 6, No 3. P. 227–249.
130. Press F. Displacements, strains, and tilts at teleseismic distances // Journal of Geophysical research. – 1965. – V. 70. – №. 10. – P. 2395-2412.
131. Rabinovich A. B., Lobkovsky L. I., Fine I. V., Thomson R. E., Ivelskaya T. N., Kulikov E. A. Near-source observations and modeling of the Kuril Islands

tsunamis of 15 November 2006 and 13 January 2007 // Advances in Geosciences. 2008. V. 14. P. 105–116.

132. Rabinovich A. B., Eblé M. C. Deep-ocean measurements of tsunami waves // Pure and Applied Geophysics. – 2015. – V. 172. – №. 12. – |P. 3281-3312.
133. Rabinovich, A. B., Thomson, R. E., Bornhold, B. D., Fine, I. V., & Kulikov, E. A. Numerical modeling of tsunamis generated by hypothetical landslides in the Strait of Georgia, British Columbia. // Pure Appl. Geophys., 2003. 160(7), 1273-1313.
134. Ren, P., Bornhold, B.D., and Prior, D.B. Seafloor morphology and sedimentary processes, Knight Inlet, British Columbia. // Sedimentary Geology, 1996. 103, 201-228.
135. Renzi, E., & Sammarco, P. The hydrodynamics of landslide tsunamis: current analytical models and future research directions. // Landslides, 2016. Volume 13, Issue 6, pp 1369–1377.
136. Romundset A., Bondevik S. Propagation of the Storegga tsunami into ice-free lakes along the southern shores of the Barents Sea // J. Quaternary Sci. 2011. Vol. 26. P. 457–462.
137. Sassa, K., Dang, K., Yanagisawa, H., & He, B. A new landslide-induced tsunami simulation model and its application to the 1792 Unzen-Mayuyama landslide-and-tsunami disaster. // Landslides, 2016. Vol. 13, Issue 6, pp 1405–1419
138. SATO R., MATSU'URA M. Strains and tilts on the surface of a semi-infinite medium // Journal of Physics of the Earth. – 1974. – V. 22. – №. 2. – P. 213-221.
139. Savage J. C., Hastie L. M. Surface deformation associated with dip-slip faulting // Journal of Geophysical Research. – 1966. – V. 71. – №. 20. – P. 4897-4904.
140. Shoji H., Jin Y.K., Obzhirov A., Baranov B. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2011. R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 56.

Kitami: New Energy Resources Research Center, Kitami Institute of Technology, 2012.

141. Shuto N. Numerical simulation of tsunamis - its present and near future // Natural Hazards. – 1991. – Т. 4. – №. 2-3. – С. 171-191.
142. Smith W. H. F., Sandwell D. T. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // Science. – 1997. – V. 277. – №. 5334. – С. 1956-1962.
143. Synolakis C. E., Bernard E. N. Tsunami science before and beyond Boxing Day 2004 // Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. – 2006. – V. 364. – №. 1845. – P. 2231-2265.
144. Takahasi R., Hatori T. A model experiment on the tsunami generation from a bottom deformation area of elliptic shape // Bull. Earthq. Res. Inst. 1962. 40. P. 873-883.
145. Tanioka Y., Hasegawa Y., Kuwayama T. Tsunami waveform analyses of the 2006 underthrust and 2007 outer-rise Kurile earthquakes // Advances in Geosciences. 2008. V. 14. P. 129–134.
146. Titov V. V., Gonzalez F. I. Implementation and testing of the method of splitting tsunami (MOST) model // US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Paci c Marine Environmental Laboratory. 1997. P. 1–11.
147. Titov V.V. Tsunami forecasting // The Sea. Tsunamis / Ed. by A. Robinson, E. Bernard. Cambridge, USA: Harvard University Press, 2009. 371-400 pp.
148. Titov, V. V., Gonzalez, F. I., Bernard, E. N., Eble, M. C., Mofjeld, H. O., Newman, J. C., & Venturato, A. J. Real-time tsunami forecasting: Challenges and solutions. // Natural Hazards, 2005. 35(1), 35-41.

149. Ueno T. Numerical computations for the Chilean earthquake tsunami // Oceanographical Magazine. 1965. 17. P. 87.
150. Uslu B., Borrero J. C., Dengler L. A., Synolakis C. E. Tsunami inundation at Crescent City, California generated by earthquakes along the Cascadia Subduction Zone // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L20601.
151. Ward S. N., Day S. Particulate kinematic simulations of debris avalanches: interpretation of deposits and landslide seismic signals of Mount Saint Helens, 1980 May 18 // Geophysical Journal International. – 2006. – V. 167. – №. 2. – P. 991-1004.
152. Weatherall P. et al. A new digital bathymetric model of the world's oceans // Earth and Space Science. – 2015. – V. 2. – №. 8. – P. 331-345.
153. Wei Y., Bernard E.N., Tang L. et al. Real-time experimental forecast of the Peruvian tsunami of August 2007 for US coastlines // Geophys. Res. Lett. 2008. 35, N 4.
154. Yalciner, A.C., A. Zaytsev, B. Aytore et al. A possible submarine landslide and associated tsunami at the Northwest Nile Delta, Mediterranean Sea. // Oceanography, 2014. 27 (2), 68–75 pp.
155. Yavari-Ramshe S., Ataie-Ashtiani B. Numerical modeling of subaerial and submarine landslide-generated tsunami waves—recent advances and future challenges //Landslides. – 2016. – V. 13. – №. 6. – P. 1325-1368.
156. Zaron E. D. Topographic and frictional controls on tides in the Sea of Okhotsk // Ocean Modelling. – 2017. – V. 117. – P. 1-11.