

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ИМГиГ ДВО РАН)

На правах рукописи

КАЙСТРЕНКО Виктор Михайлович

**ВЕРОЯТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЦУНАМИ
И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ЦУНАМИОПАСНОСТИ**

25.00.29 – физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

Южно-Сахалинск, 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ	
ЦУНАМИОПАСНОСТИ. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР	13
1.1. Цунами	13
1.2. Развитие методов оценки цунамиопасности	21
1.3. Оценки цунамиопасности на базе функции повторяемости высот исторических цунами	25
1.4. Схема цунамирайонирования Е.Пелиновского-Н.Плинка для Курило-Камчатского побережья	30
1.5. Подход И.Аида-Т.Хатори	31
1.6. Использование экстремальной статистики для оценки цунамиопасности	34
1.7. Примеры карт цунамирайонирования на базе сейсмической информации	37
1.8. Атомные электростанции и цунами	40
ГЛАВА 2. СТРУКТУРА ФУНКЦИИ ПОВТОРЯЕМОСТИ ВЫСОТ	
ЦУНАМИ	41
2.1. Максимальные заплески цунами. Характеристика используемого материала	41
2.2. Основные свойства функции повторяемости высот цунами ..	44
2.3. Построение функция повторяемости цунами	47
2.4. Средние частоты повторяемости и их дисперсии для слабых цунами	55
2.5 Общая проблема параметризации функции повторяемости цунами	56

2.6. Функция повторяемости цунами для малых и умеренных значений высот. Связь с параметрами вдольберегового распределения высот цунами	59
2.7. Функция повторяемости цунами для больших и катастрофических значений высот цунами	65
ГЛАВА 3. ПАЛЕОЦУНАМИ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ОЦЕНОК ЦУНАМИОПАСНОСТИ	72
3.1. Цунами и берега.	72
3.2. Осадки современных цунами и их особенности	75
3.3. Палеоцунами в Южно-Курильском регионе в голоцене	80
3.4. Некоторые выводы о проявлениях доисторических цунами на Южных Курильских островах	88
3.5 Особенности статистического учета данных о палеоцунами ..	92
3.6 Построение функции повторяемости цунами на базе данных об исторических событиях и палеоцунами	95
ГЛАВА 4. ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЦУНАМИ ВБЛИЗИ БЕРЕГА	102
4.1. Эмуляция плоского наката. Примеры	102
4.2. Нелинейная трансформация волн цунами на мелководье и накат цунами на берег	112
ГЛАВА 5. ОЦЕНКА ЦУНАМИОПАСНОСТИ ДЛЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ. КАРТЫ ЦУНАМИРАЙОНИРОВАНИЯ	125
5.1. Вероятностная модель цунамиактивности для района Южных Курильских островов	125
5.2. Численное моделирование исторических цунами в регионе Южных Курильских островов	129
5.3. Построение карт цунамирайонирования побережья Южных Курильских островов	131

5.4. Построение карт цунамирайонирования побережья Северных Курильских островов	136
5.5. Построение карт цунамирайонирования побережья Камчатки	139
5.6 Построение карты цунамирайонирования побережья о. Сахалин	145
5.7 Построение карты цунамирайонирования побережья Японского моря	146
5.8. Выводы и замечания о рисках	149
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	150
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	153

ВВЕДЕНИЕ

Все Дальневосточное побережье России, как Тихоокеанское, так и берега окраинных морей (Японского, Охотского и Берингова) много раз подвергались воздействию цунами, которые возбуждались сильными землетрясениями под морским дном. Намного реже цунами проявлялись на побережьях Черного и Каспийского морей. Данные о цунами на этих побережьях собраны в каталоги разной детальности и за разные исторические периоды. Созданы электронные каталоги цунами, доступные в сети интернет (NGDC: <http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>; HTDB/WLD: <http://tsun.sccc.ru/htdbpac/>). В последние годы найдены свидетельства о цунами в акватории Северного Ледовитого океана (Никонов, Субетто, 2007; Годзиковская и др., 2010; Евзеров, 2013; Евзеров и др., 2014) и на побережье Балтийского моря (Никонов, 2008, 2009, 2013). Наиболее часто и с наибольшей силой цунами проявлялись на Тихоокеанском побережье Курильских островов и Камчатки. Несмотря на наличие каталогов цунами, содержащих много информации о цунами в целом, на самом деле нехватка надежной количественной информации заметно сдерживает создание физических моделей проявлений цунами на побережье. Слабые цунами происходят почти ежегодно, но вследствие незначительной величины этих волн, они слабо выделяются на фоне других волновых процессов в прибрежной зоне, и, соответственно, информация о таких цунами недостаточна. Нехватка информации о самых сильных событиях связана с их редкостью.

Актуальным поэтому является построение физически обоснованных вероятностных моделей проявлений цунами на побережье, которые согласуются с имеющимися натурными данными, и выделение параметров, определяющих характер цунамиактивности и, соответственно, цунамиопасности.

Цели и задачи работы

Цель работы – построение и физико-математическое обоснование вероятностной модели повторяемости цунами в целом и разработка на ее основе количественных методов оценки цунамиопасности для ряда участков Дальневосточного побережья России.

Основные задачи включали:

1. Анализ пространственно-временных распределений заплесков исторических цунами на Дальневосточном побережья России.
2. Разработка статистически корректного метода построения функции повторяемости высот цунами (ФПЦ) на базе натуральных данных об исторических цунами, и в виде примеров – с применением данных о палеоцунами. Выявление параметров этой функции и их физическая интерпретация. Обоснование асимптотики ФПЦ для малых и умеренных, а также для больших и катастрофических значений высот цунами.
3. Создание асимптотического метода для продолжения волнового поля цунами с искусственной стенки на шельфе, стандартно применяемой в линейных численных моделях цунами, до берега.
4. Анализ нелинейной трансформации волн цунами на мелководье и наката на берег. Выявление и анализ параметров, определяющих характер наката на берег.
5. Построение карт цунамиопасности для ряда участков Дальневосточного побережья России.

Фактический материал

Важной составной частью диссертации являются использование данных об исторических цунами, собранные в каталогах, доступных в сети интернет (http://tsun.sccc.ru/On_line_Cat.htm; <http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>), а также собранных в ряде статей. Сбор сведений о реальных цунами является важной частью работы большинства специалистов. Автор принимал активное участие в проведении обследования «по свежим следам» проявлений многих

цунами: Озерновского 23 ноября 1969 г., Шикотанского 4 октября 1994 года, двух Индонезийских 26 декабря 2004 и 28 марта 2005 годов, Невельского 2 августа 2007 года, Симуширского 15 ноября 2006 года и Тохоку 11 марта 2011 года, и также провел архивный поиск данных об исторических цунами 13 апреля 1924 года и 5 ноября 1952 года на юге Камчатки и 1 августа 1940 года в северной части Японского моря.

С 90-х годов прошлого века после пионерских работ К. Миноуры (Minoura and Nakaya, 1991; Minoura and Nakata, 1994), когда выяснилось, что цунами является геологическим фактором, влияющим на развитие прибрежной зоны, начались набирающие масштаб исследования прибрежных отложений современных цунами и древних событий (палеоцунами), которые поставляют интересный и важный материал об этом явлении. Непосредственное участие автора в полевых исследованиях палеоцунами на Курильских островах, Сахалине и в Приморье в 1999-2014 годах позволило уяснить важные отличительные особенности палеоданных и разработать методику для корректного использования палеоданных при построении функции повторяемости высот цунами наряду с данными о заплесках исторических цунами и, соответственно, для оценок цунамиопасности.

Указанные работы были поддержаны РФФИ и ДВО РАН в рамках различных проектов.

Научная новизна. Апробация результатов

Разработана оригинальная вероятностная модель повторяемости цунами Пуассоновского типа, для которой теоретически обоснована структура функции повторяемости цунами и выявлен физический смысл ее параметров: региональный параметр - асимптотическая частота сильных цунами f , и локальный параметр - характеристическая высота цунами H^* , пропорциональная среднему коэффициенту трансформации высоты цунами при ее распространении из океана к берегу. Предложен корректный метод вычисления оценок этих параметров на базе данных об исторических цунами и палеособытиях.

Впервые выявлена связь двух типов распределений высот цунами: функции повторяемости высот цунами (распределение в точке для разных цунами в течение длительного периода) и вдольберегового распределения высот каждого конкретного цунами. Показано, что вследствие этой связи асимптотика функции повторяемости для слабых и умеренных высот цунами является степенной.

Решена задача коррекции волнового поля цунами, полученного в типичной численной модели с искусственной стенкой. Полученное аналитическое асимптотическое решение позволяет «продолжить» волновое поле цунами до берега (эмуляция плоского наката).

При анализе нелинейных уравнений, описывающих одномерный накат волны на плоский откос, впервые показано, что характер трансформации цунами при накате на берег определяется **единственным** безразмерным параметром

$Br = H\omega^2/g\alpha^2$, где H и T — характерные высота и период волны, $\omega = \frac{2\pi}{T}$

частота, g — ускорение свободного падения, α — уклон дна. В результате анализа получены приближенные формулы для экстремальных значений высот цунами и скоростей течения в близурезной зоне, в зависимости от значений параметра наката Br , для случая наката волны без разрушения ($Br < 1$), которые, кроме теоретического интереса, могут быть использованы при расчете гидротехнических и берегозащитных сооружений в цунамиопасных зонах.

На базе вероятностной модели впервые построены карты цунамиопасности для ряда участков Дальневосточного побережья России с физическими параметрами - асимптотической частотой сильных цунами f , и характеристическими высотами цунами H^* .

Всего по теме опубликовано 27 работ, в том числе 21 в реферируемых журналах из списка ВАК РФ, 6 в сборниках докладов международных конференций. Результаты докладывались на региональных и всероссийских конференциях, а также на международных симпозиумах по проблеме цунами

- General Assembly of the IUGG, Boulder, Colorado, USA, 1995

- 17th International Tsunami Symposium, Melbourne, Australia, 1997
- Okushiri Tsunami / UJNR Workshop, Sapporo – Okushiri, Japan, 1998
- General Assembly of the IUGG, Birmingham, G.Britain, 1999
- “TSUNAMI WARNING Beyond 2000: Theory, Practice and Plans”, Seoul, Korea, 1999
- Submarine Landslides and Tsunamis, Istanbul, Turkey, 2001
- General Assembly of the IUGG, Sapporo, Japan, 2003
- Р.Корея 20 августа 27 августа 2003
- 22nd International Tsunami Symposium, Crete, Greece, 2005
- General Assembly of the EGU, Vienna, Austria, 2008
- Asia-Oceania Geoscience Societe, 5th Annual General Meeting, Pusan, Korea, 2008
- 31st General Assembly of the European Seismological Commission, Crete, Greece, 2008
- Earthquake & Tsunami, WCEE-ECCE-TCCE Joint Conference, Istanbul, Turkey, 2009
- International Tsunami Symposium, Novosibirsk, Russia, 2009
- General Assembly of the EGU, Vienna, Austria, 2010
- 5th Tsunami Symposium, Ispra, Italy, 1012
- International Tsunami Symposium 2013, Gocek, Turkey, 2013
- 8th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 22-26 September 2014

Практическая значимость работы

Наличие в прибрежной зоне Дальнего Востока России населенных пунктов, портов и производства, а также планов дальнейшего освоения этого региона делает задачу оценки цунамиопасности чрезвычайно актуальной.

Результаты исследований, представленных в диссертации, в последние годы были использованы в ряде проектов:

- «Уточненная оценка опасности волн цунами для урбанизированной территории восточного побережья Камчатки» в рамках Федеральной Целевой Комплексной Программы 057 «Сейсмозащита», 2000 год.

- «Оценка риска цунами морской береговой зоны. Составление карты риска цунами береговой зоны Сахалинской области в масштабе 1:200 000», выполненной по заказу Министерства строительства Сахалинской области в 2006 году.

- «Создание карты цунамиопасности Сахалинского побережья Татарского пролива в масштабе 1:200 000», выполненной по заказу Министерства строительства Сахалинской области в 2008 г.

Результаты использовались также в отчетах по интеграционному проекту ДВО – СО РАН № 12-П-0-08-003 «Фундаментальные проблемы совершенствования оперативного прогноза цунами и создания карты цунамирайонирования Дальневосточного побережья РФ»

Приближенные формулы для экстремальных значений высот цунами и скоростей течения в близурезной зоне, в зависимости от значений параметра наката волны без разрушения ($Br < 1$), полученные в разделе 4.2, могут быть использованы при расчете гидротехнических и берегозащитных сооружений в цунамиопасных зонах

Положения, выносимые на защиту

1. Функция повторяемости высот цунами характеризуется двумя параметрами, один из которых f - региональный и имеет физический смысл асимптотической частоты сильных цунами в регионе, второй параметр H^* является локальным и он пропорционален среднему коэффициенту трансформации высоты волны цунами при ее распространении из открытого океана к берегу. Корректные оценки этих параметров получены с помощью созданного автором метода на базе данных об исторических цунами и палеособытиях.

2. Формирование функции повторяемости высот цунами в конкретной точке побережья региона и вдольберегового распределения высот каждого конкретного цунами в регионе обусловлены одним и тем же процессом – распространением волн цунами в шельфовой и близбереговой акватории с нерегулярной батиметрией. Как следствие, эти функции связаны интегральным соотношением, а именно - функция повторяемости является собственной функцией интегрального оператора, ядро которого – функция, описывающая вдольбереговое распределение высот цунами, с модифицированными коэффициентами.

3. Аналитическое преобразование, полученное автором, эмулирует распространение цунами до берега от искусственной стенки на шельфе, стандартно применяемой в линейных численных моделях цунами.

4. Характер трансформации цунами при накате на берег определяется **единственным** безразмерным параметром $Br = H\omega^2/g\alpha^2$, где H и T — характерные высота и период волны, $\omega = 2\pi/T$ - частота, g – ускорение свободного падения, α – уклон дна. Экстремальные значения высот цунами и скоростей течения в близурезной зоне даются приближенными формулами, в зависимости от значений параметра $Br < 1$ (накат волны без разрушения).

5. Карты цунамирайонирования, созданные на базе вероятностной модели последовательности исторических цунами, с применением численного моделирования всех самых значимых цунами в регионе (доведенных до берега методом эмуляции плоского наката), адекватно отражают вдольбереговое распределение высот цунами редкой повторяемости, и могут быть использованы для безопасного проектирования объектов в прибрежных районах Дальневосточного региона.

Личный вклад автора

Теоретическое обоснование структуры функции повторяемости цунами, выявление физического смысла ее параметров, обоснование характера асимптотики для малых и больших значений высот цунами, а также разработка корректного метода вычисления оценок этих параметров проведено автором.

Главная роль в совместных исследованиях палеоцунами и в подготовке статей по этой тематике принадлежит коллегам - специалистам в области геологии и географии, в первую очередь Н.Г. Разжигаевой, Л.А. Ганзей, А.Я. Ильеву, Т.К. Пинегиной. В течение нескольких полевых сезонов автор был неизменным участником таких работ на Южных и Северных Курильских островах, Сахалине и в Приморье. Полученные результаты обсуждались совместно. Метод статистического учета данных палеоцунами для построения функция повторяемости высот цунами разработан автором.

Полученное автором аналитическое представление, дающее асимптотическую коррекцию волнового поля цунами на «искусственную стенку» (эмуляция плоского наката, раздел 4.1), использовалось при построении карт цунамирайонирования (глава 5), а также по инициативе проф. Б.Х. Чоя из Республики Корея использовалась для численного моделирования ряда исторических цунами.

Анализ нелинейной трансформации волн цунами на мелководье и наката на берег (раздел 4.2) проведен совместно с Е.Н. Пелиновским и К.В. Симоновым.

Создание карт цунамирайонирования проводилось коллективом исследователей под руководством автора и на основе разработок автора, связанных с функцией повторяемости высот цунами и вероятностной моделью цунами-режима.

ГЛАВА 1. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ЦУНАМИОПАСНОСТИ. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

1.1. Цунами

Цунами - опасное природное явление, представляющее собой волновой процесс в океане, вызываемый, как правило, сильным подводным землетрясением. Практически все Дальневосточное побережье России в той или иной степени подвержено воздействию цунами

После катастрофического цунами в ноябре 1952 г., приведшего к гибели несколько тысяч человек, и практически уничтожившего город Северо-Курильск и почти все поселки на побережье Северных Курильских островов и юга Камчатки (Цунами 4-5 ноября, 1958; Kaistrenko and Sedaeva, 2001), до настоящего времени 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. Наличие в прибрежной зоне Дальнего Востока России населенных пунктов, портов и производства, а также планов дальнейшего освоения этого региона делает задачу оценки цунамиопасности чрезвычайно актуальной.

Цунами нередко обладают огромной разрушительной силой, которая определяется высотой волны и скоростью потока. Фотографии примеров воздействия цунами 1952, 1994 и 2006 годов приведены ниже (рисунки 1.1-1.6).



Рисунок 1.1 - Центральная часть города Северо-Курильск на о. Парамушир, полностью уничтоженная цунами 5 ноября 1952 года. (Kaistrenko and Sedaeva, 2001)



Рисунок 1.2 - Двухэтажный деревянный дом в Северо-Курильске, перенесенный цунами 5 ноября 1952 г. на другое место (Kaistrenko and Sedaeva, 2001).

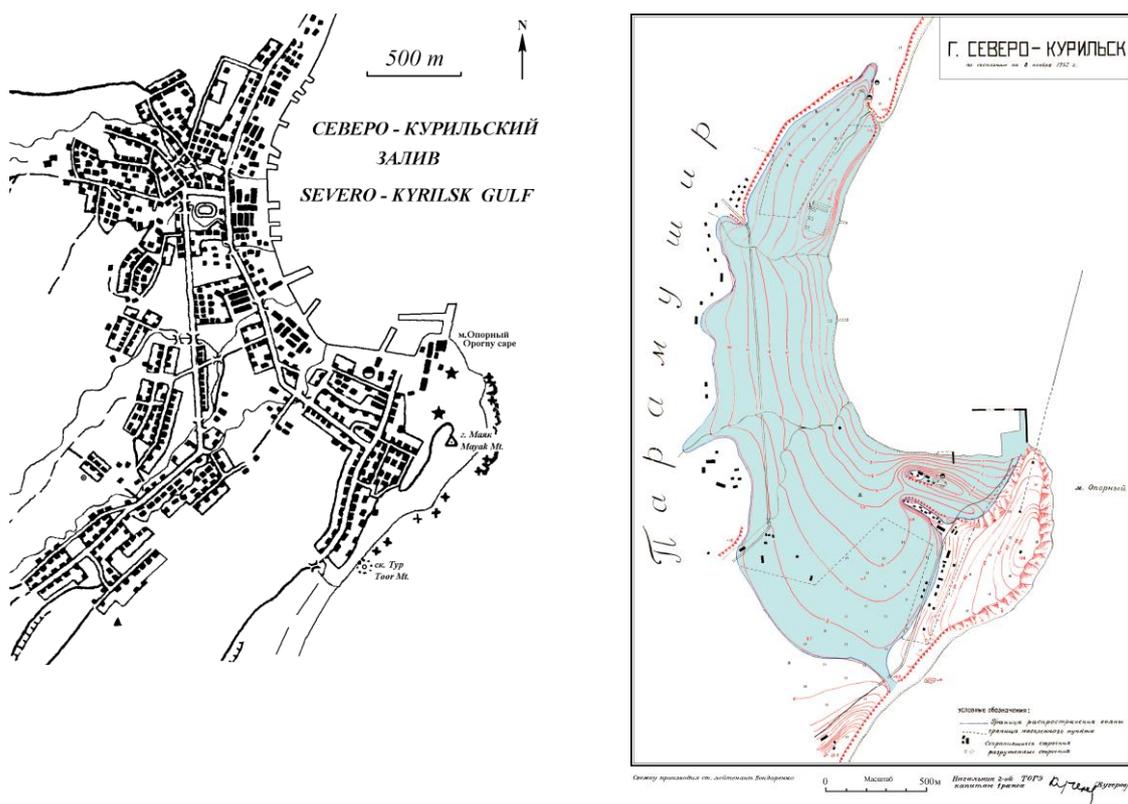


Рисунок 1.3 - Карта города Северо-Курильска до цунами (слева) и территория, залитая при цунами 5 ноября 1952 г. (справа) (Kaistrenko and Sedaeva, 2001).



Рисунок 1.4 – Последствия цунами 4 октября 1994 г. в порту Южно-Курильска: искореженный причал и судно "Омуль", получившее при цунами повреждения вследствие удара о причал и затонувшее в бухте (Проявления цунами 4 октября..., 1997).



Рисунок 1.5 – Дом в Южно-Курильске, частично разрушенный и перенесенный волной цунами 4 октября 1994 г. на расстояние по прямой около 350 м (Проявления цунами 4 октября..., 1997).



Рисунок 1.6 - Промоина, «пробитая» цунами 15 ноября 2006 г. в дюне высотой более 10 м (бухта Душная, о.Симушир, Средние Курильские острова). Фото автора.

Ближайшие к Курильским островам очаги цунами расположены на материковом склоне Тихоокеанской глубоководной впадины (рисунок 1.7). Зона очагов в Японском море расположена вдоль его восточного берега (рисунок 1.8).

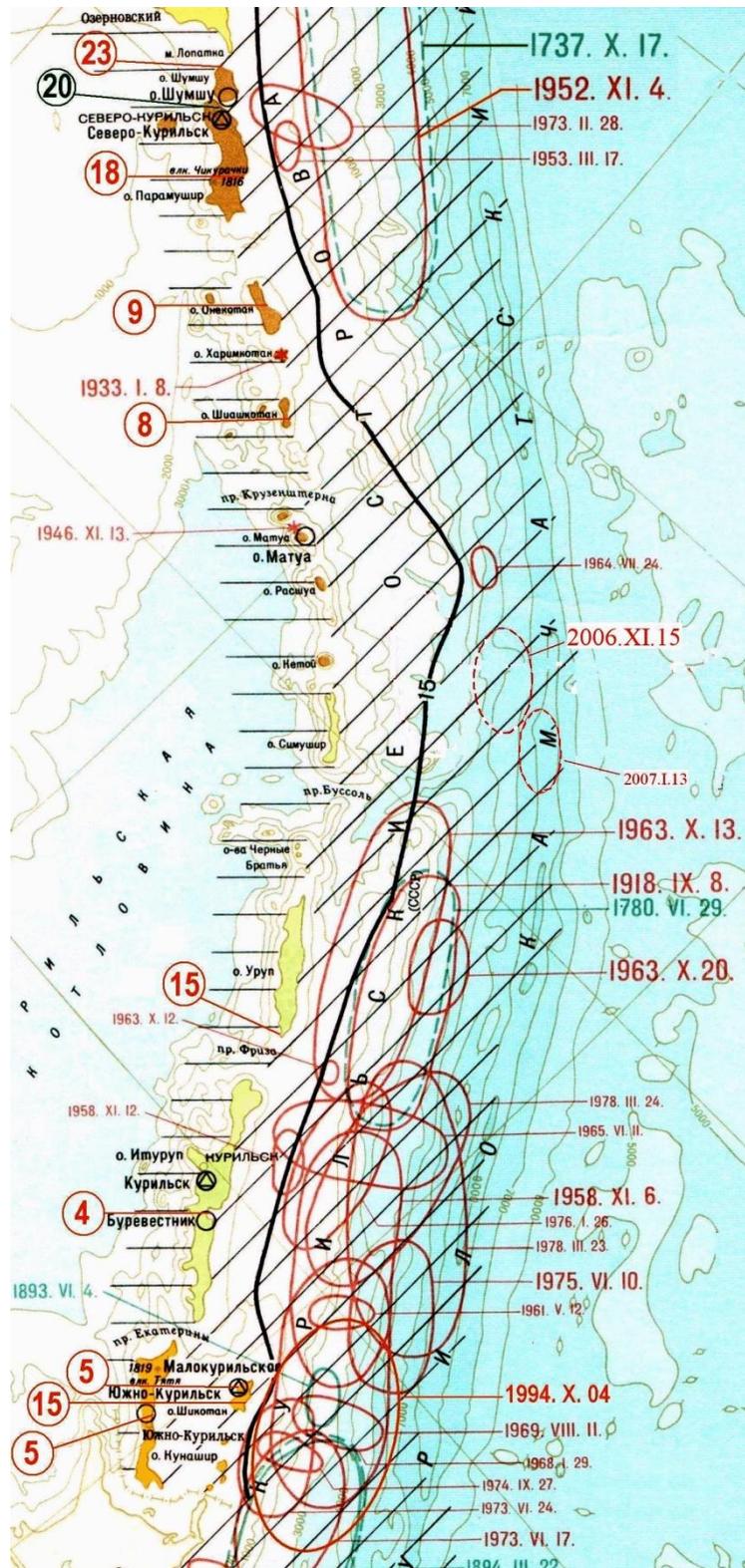


Рисунок 1.7 - Очаги цунамигенных землетрясений вблизи Курильских островов (Цунами на тихоокеанском побережье..., 1987).

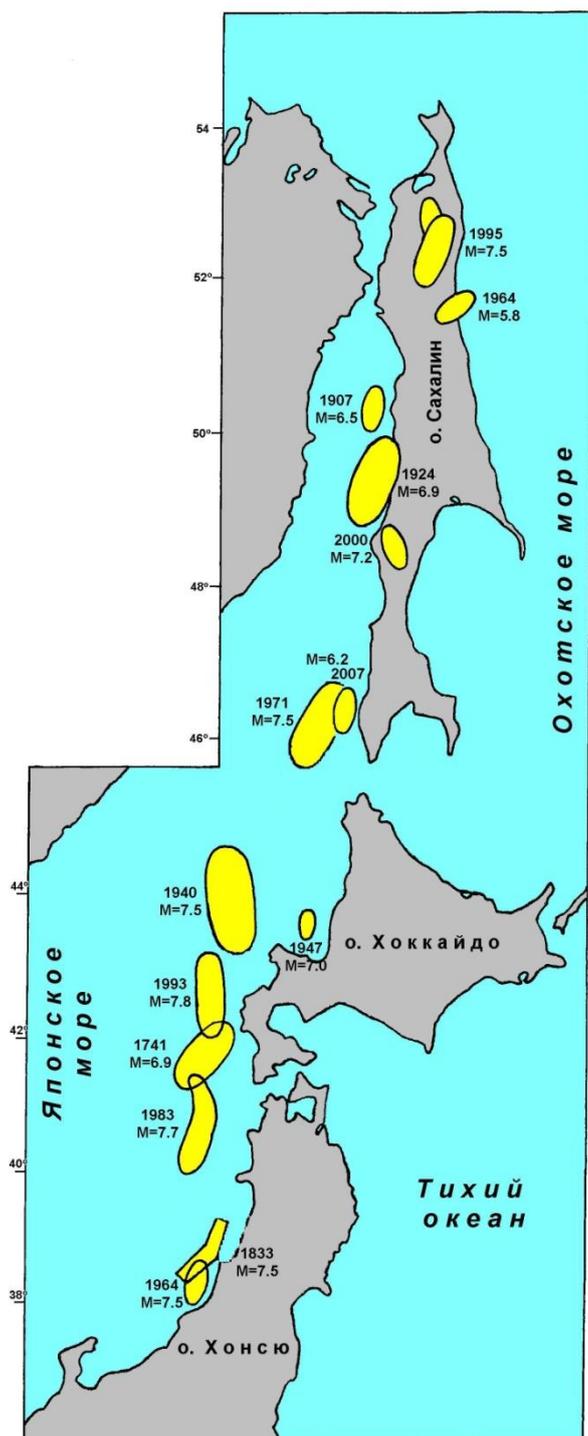


Рисунок 1.8 - Очаги сильнейших землетрясений в Японском море (Тихонов, 2006).

Нижеприведенная таблица данных из каталогов цунами и статей (http://tsun.scc.ru/On_line_Cat.htm; <http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>; The 1994 Shikotan , 1995; Шикотанское цунами, 1996; Проявление цунами 26

декабря..., 2006; Кайстренко и др., 2011; Проявления цунами 15.11.2006 г..., 2008; Manifestation..., 2013) дает представление о характере проявлений некоторых событий.

Таблица 1.1 - Проявления наиболее значительных цунами на Дальневосточном побережье России за период с 1952 года.

Дата	Широта ° и долгота ° эпицентра	Магнитуда / Глубина, км	Районы проявления цунами	Высота заплеска, м
1952.11.04, 16:58:22	52.75 с.ш., 159.5 в.д.	8.2 / 30	о. Парамушир: Северо-Курильск Китовый	15 18,4
1958.11.07, 22:58:12	44.5 с.ш., 148.5 в.д.	8.2 / 90	о. Кунашир о. Итуруп о. Шикотан	2 - 3 3 - 4 4
1960.05.22, 19:11:17	41.0 ю.ш., 73.5 з.д.	8.3	Побережье Чили Камчатка, бух.Русская о. Парамушир: г. Северо- Курильск о. Шикотан: с.Малокурильское	до 22.6 6 - 7 4.7 4
1963.10.13, 05:17:57	44.8 с.ш., 149.5 в.д.	8.1 / 60	о. Итуруп о. Уруп	4 – 5 4 – 5
1963.10.20, 00:53:11	44.8 с.ш., 150.2 в.д.	7.5 / 20	о. Итуруп о. Уруп: мыс Ван-дер-Линда	7 – 8 10 - 15

Дата	Широта ° и долгота ° эпицентра	Магнитуда / Глубина, км	Районы проявления цунами	Высота заплеска, м
1969.08.12, 08:27	43.6 с.ш., 147.8 в.д.	8.2 / 40	о. Шикотан: бух. Димитрова бух.Церковная о.Сахалин, г. Корсаков	4 5 0.25
1969.11.23	57.8 с.ш., 163.6 в.д.	7.7 / 30	Камчатка: устье р.Ольховая	10 - 15
1971.09.05, 18:35	46°33'6 с.ш., 141°11'4 в.д.	7.1 / 17	о.Сахалин: г. Горнозаводск п. Шебунино г. Холмск	2 2 0.4
1993.07.13, 01:19	38.8 с.ш., 139.5 в.д.	7.7 / 17	Япония, о.Окусири Приморье, бух. Кит о.Сахалин, г. Холмск	до 31.7 4 0.29
1994.10.05, 00:24	43.0 с.ш., 148.0 в.д.	8.3 / 14	о. Шикотан Малокурильское Бух.Церковная о. Кунашир 15 км к северу от Ю-Курильска	2.0 – 3.8 3.0 – 15.6 8.7
2006.11.15	46.607° с.ш., 153.23° в.д.	8.3 / 30	о. Симушир, бух.Душная о. Матуа, Сарычево	4 – 20 6.1-21.9

Дата	Широта ° и долгота ° эпицентра	Магнитуда / Глубина, км	Районы проявления цунами	Высота заплеска, м
2011.03.11	38,322° с. ш. 142,369° в. д.	9.0 / 32	Япония, С-В о.Хонсю о.Кунашир: порт Ю-Курильск о.Шикотан: с.Малокурильское вост. побережье	до 41 2.0 – 2.8 1.6 – 2.5 до 5

1.2. Развитие методов оценки цунамиопасности

Все Дальневосточное побережье России является цунамиопасным. Однако уровень этой опасности различен на разных участках. Поэтому дифференцирование побережья по степени опасности является важной задачей для строительства, социального планирования, деятельности по уменьшению ущерба от возможных катастроф, для оценок рисков при страховании (Соловьев, 1968; Виген, 1984; Planning for Risk, 1988; Левин и Носов, 2005, Dominey-Howes and Goff, 2013). Важно получать объективную оценку возможных высот цунами, поскольку недооценка высоты цунами приведет к неоправданному ущербу и жертвам, а переоценки связана с излишние дорогими мерами инженерной защиты и/или неадекватными мероприятиями по их предупреждению и эвакуации.

Первые попытки в мире создания обзорных карт цунамиопасности для больших участков побережья были предприняты в 60-е и 70-е годы прошлого столетия для побережья России (Иконникова, 1963) и Гавайских островов (Сох, 1964, 1978; Houston, 1977). По мере развития представлений о проявлениях цунами совершенствовались также методы оценки цунамиопасности и цунамирайонирования как в России (Предварительное цунамирайонирование ...,

1977; Атлас максимальных заплесков..., 1978; Пелиновский, Плинк, 1980; Соловьев и Тулупов, 1981 а-б; Количественная оценка..., 1988; Chung et al, 1993; Храмушин и Шевченко, 1994; Kaistrenko at al, 2003; Атлас природных и техногенных опасностей..., 2005; Куликов и др., 2005; Цунамиопасность Северных Курил, 2009; Цунамиопасность Южных и Средних Курил, 2009; Shevchenko et al., 2013; Оценка цунамиопасности..., 2014), так и в других странах (Aida, 1988; Hatori, 1989; Chung et al, 1993; Geist and Parsons, 2006; Probabilistic tsunami hazard..., 2009).

Карты в атласе Л.Н.Иконниковой не были в строгом смысле картами цунамиопасности (рисунок 1.9), но с помощью этих карт статистические характеристики землетрясений могли быть пересчитаны в достаточно грубые статистические характеристики цунами.

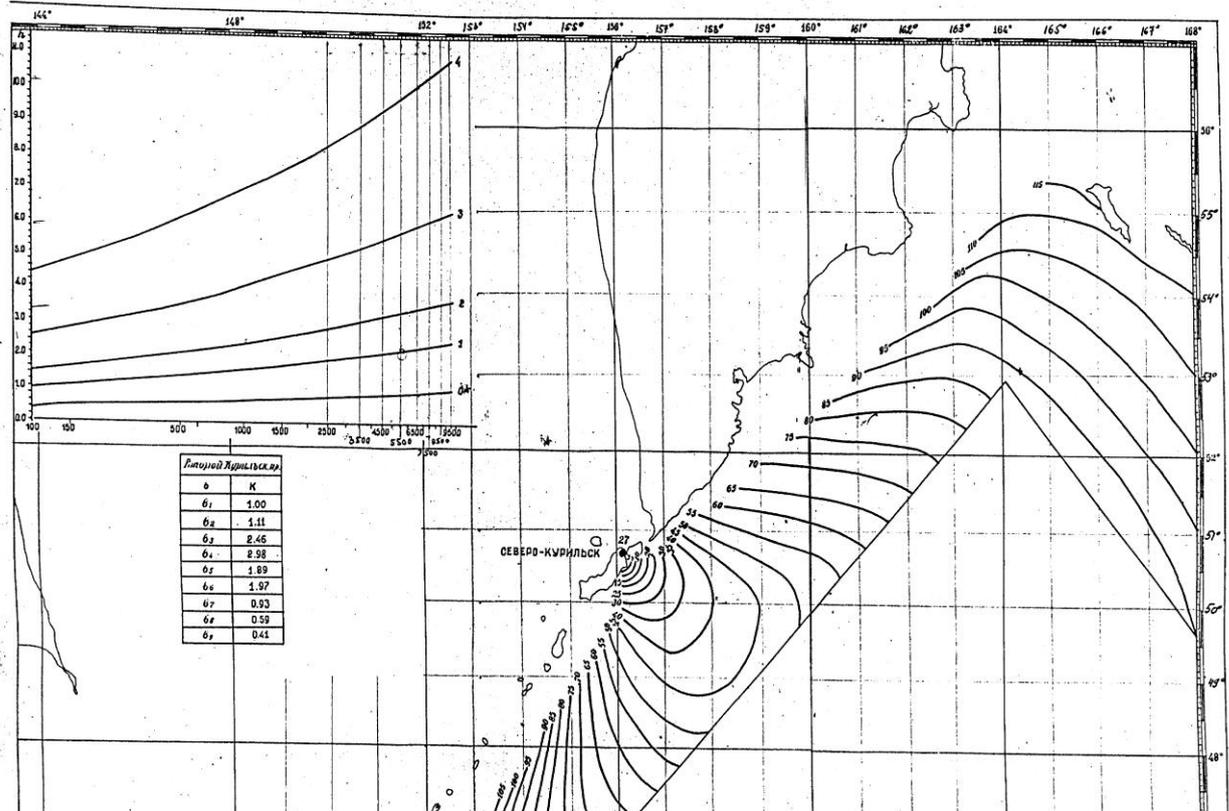


Рисунок 1.9 – Карта для вычисления возможных высот цунами в Северо-Курильске при заданных координатах и магнитуде землетрясения (Иконникова, 1963).

Возможная высота цунами определяется по номограмме в верхнем левом углу по заданным глубине воды над эпицентром и интенсивности цунами, определяемой по магнитуде цунамигенного землетрясения.

В процессе создания таких карт понадобилось выработать четкое определение понятия «количественной характеристики» опасности цунами. Первые схемы цунамирайонирования содержали карты вдольберегового распределения так называемых «максимальных» высот цунами. Такой подход на самом деле был очень критичным, поскольку исходным материалом для таких карт служили грубые оценки максимальных магнитуд землетрясений. Спустя некоторое время стало ясно, что, во-первых, имеется принципиальная неустойчивость оценок максимальных магнитуд землетрясений (Писаренко, Родкин, 2009). Во-вторых, стохастизация высот цунами при его распространении над нерегулярным профилем дна приводит к сильной изменчивости вдольбереговых распределений как реальных высот цунами, так и численных (Distribution Functions..., 2002). Таким образом, мы не можем устойчиво оценить **реальные физические** ограничения для возможных максимальных высот цунами. Кроме того, ряд зафиксированных максимальных высот заплесков при исторических цунами (30 м при цунами 1737 г. на Камчатке; 85,4 м в 1771 г. на о. Исигаки, Япония; 31,7 м при Окусирском цунами 1993 года в Японском море, 34 м при Индонезийском цунами 2004 года; 56 м при цунами Тохоку на Тихоокеанском побережье о. Хонсю) значительно превышает большинство прогнозных оценок.

Поэтому новые схемы цунамирайонирования стали базироваться на вероятностной модели сейсмо- и цунамиактивности (Chung at al., 1993; Храмушин и Шевченко, 1994; Kaistrenko at al, 2003; Куликов и др., 2005; Geist and Parsons, 2006; Цунамиопасность Северных Курил, 2009; Цунамиопасность Южных и Средних Курил, 2009; Probabilistic tsunami hazard..., 2009;). Такой подход напрямую связан с принятым вероятностным определением опасности и риска (Crichton, 1999; Proske, 2008; AT RISK, 2005).

Естественно, что оценки цунамиопасности и создание карт цунамиопасности базируется на имеющемся натурном материале, и в зависимости от доминантного материала, развиваемые методы несколько условно подразделяются на две группы. Так, ряд авторов при оценке цунамиопасности существенным образом опираются на исторические данные о цунами в каталогах (<http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>, http://tsun.sccc.ru/On_line_Cat.htm). Понятно, что основной проблемой применения методов статистики в таких случаях является полнота и качество данных о цунами и вызвавших их землетрясениях. Поскольку систематический сбор данных о цунами начал проводиться лишь в 20-м веке, информация, относящаяся к «доинструментальной» эпохе – это, как правило, разрозненные сведения только о наиболее сильных событиях, оценка повторяемости которых наиболее важна при расчете цунамиопасности катастрофических наводнений.

Отсутствие надежных рядов исторических данных о проявлениях цунами, характерное для многих побережий, стимулирует развитие методов оценки цунамиопасности, базирующихся на информации о сейсмической активности (Estimates of Tsunami Risk..., 2005; Geist and Parsons, 2006; Probabilistic tsunami hazard..., 2009; Shevchenko et al, 2013). Ниже приведены примеры различных подходов.

1.3. Оценки цунамиопасности на базе функции повторяемости высот исторических цунами.

Пионерские работы в 1960 – 1970 годы были проведены группой американских исследователей, в основном сотрудниками Гавайского института геофизики при Гавайском университете. Для ряда пунктов на побережье, для которых имелись ряды надежных данных о заплесках исторических цунами в течение нескольких десятков лет, удавалось построить функции повторяемости цунами (ФПЦ), и затем реализовать локальный долгосрочный прогноз высот цунами чисто статистическими методами, как экстраполяцию ФПЦ на нужный период повторяемости опасного цунами. Такими были самые первые достаточно корректные локальные оценки цунамиопасности и построенные на их основе карты цунамирайонирования побережья Гавайских островов.

Д.Кокс (Cox, 1964, 1978) обнаружил линейную связь между максимальными высотами больших цунами H , зарегистрированных в некотором месте, и логарифмом частоты их повторяемости F в виде

$$H = B + A \log F, \quad (1.1)$$

где A и B - некоторые коэффициенты, зависящие от места (рисунок 1.10). Д.Кокс также отметил, что максимальные высоты слабых цунами связаны с частотой повторяемости степенной зависимостью.

Продолжая исследования Д.Кокса, группа Дж.Хьюстона (Houston et al, 1977) построила распределение этих коэффициентов для побережья главных гавайских островов (рисунки 1.11-1.13). По сути дела, для побережья главных Гавайских островов были построены достаточно детализованные карты цунамирайонирования. В работе Дж.Костелло (Costello, 1985) карты, построенные группой Дж.Хьюстона, приобрели уже удобную для использования форму (рисунок 1.14).

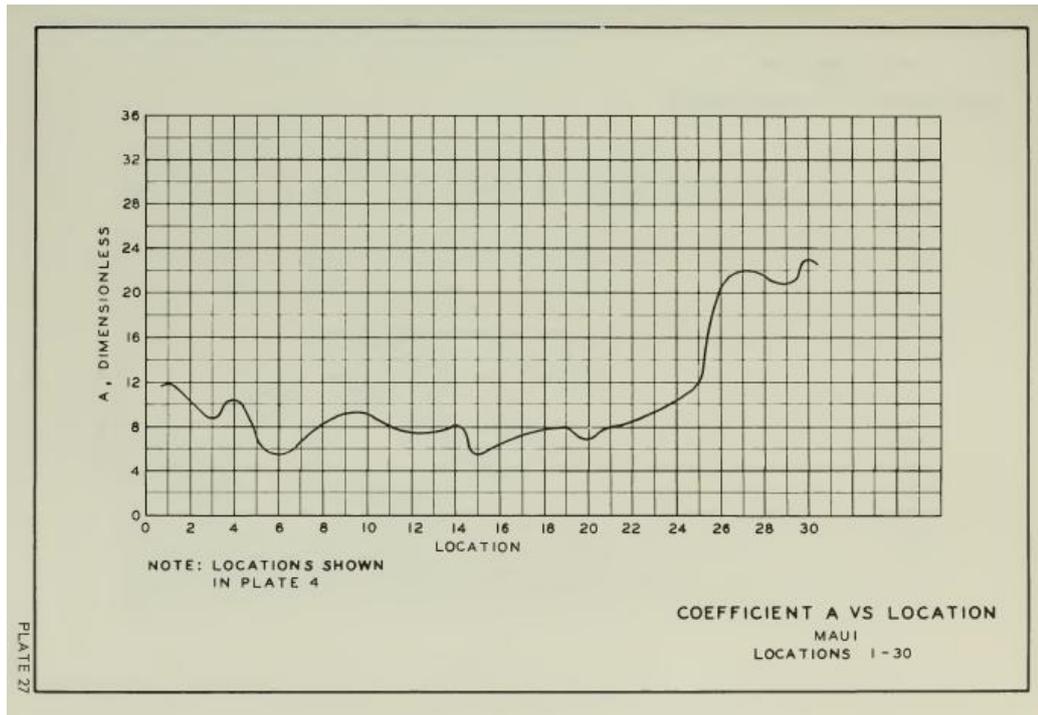


Рисунок 1.12 - Распределение коэффициента А вдоль побережья о.Мауи, Гавайские острова (Houston et al, 1977).

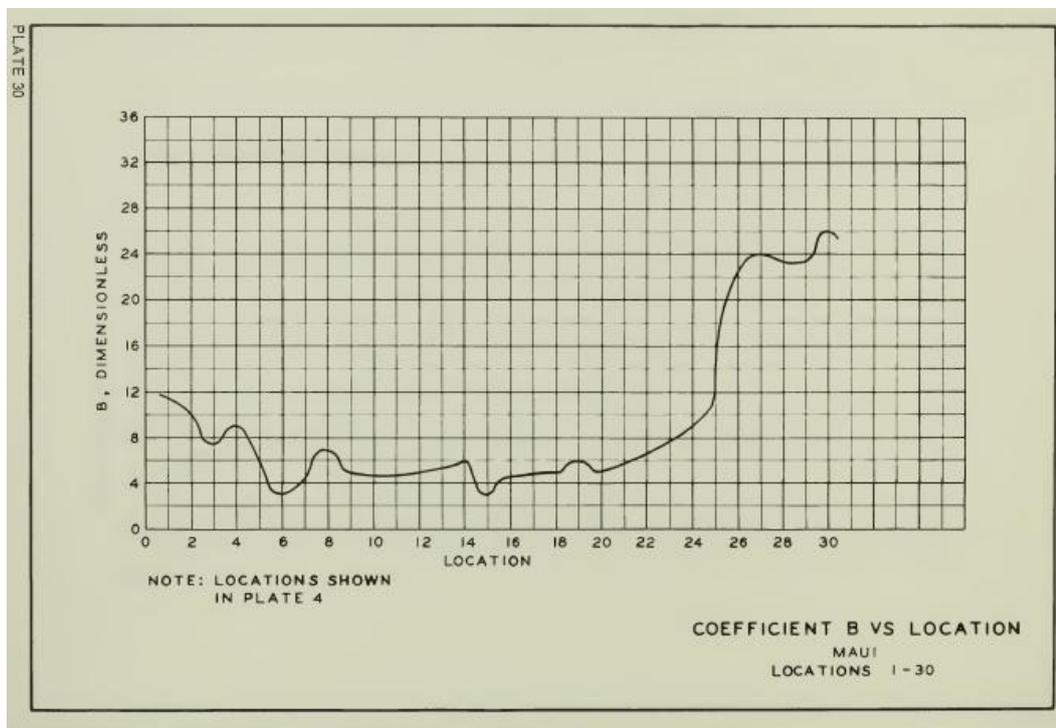


Рисунок 1.13 Распределение коэффициента В вдоль побережья о.Мауи, Гавайские острова (Houston et al, 1977).

направления постепенно сошли на нет. Как итог следует отметить, что Д.Кокс и Дж.Хьюстон обратили внимание на пропорциональность значений параметров A и B для побережья Гавайских островов (рисунки 1.12-1.13), но этот важный факт не был ими исследован и не получил объяснения. Достаточно простая статистическая модель О.Раскона и А.Вилларреала не содержала методов получения оценок погрешности для параметров модели.

Следует отметить также, что ряд исследователей (Wigen, 1983; Okada and Tada, 1983) оценивали цунамиопасность на основе степенной аппроксимации ФПЦ, верной на самом деле только для слабых цунами (рисунок 1.15). Привлечение степенной аппроксимации вполне объяснимо, поскольку сильные цунами редки и основная масса данных о заплесках цунами относится к слабым событиям. Однако использование степенной аппроксимации приводит к завышенным оценкам опасности для сильных редких событий.

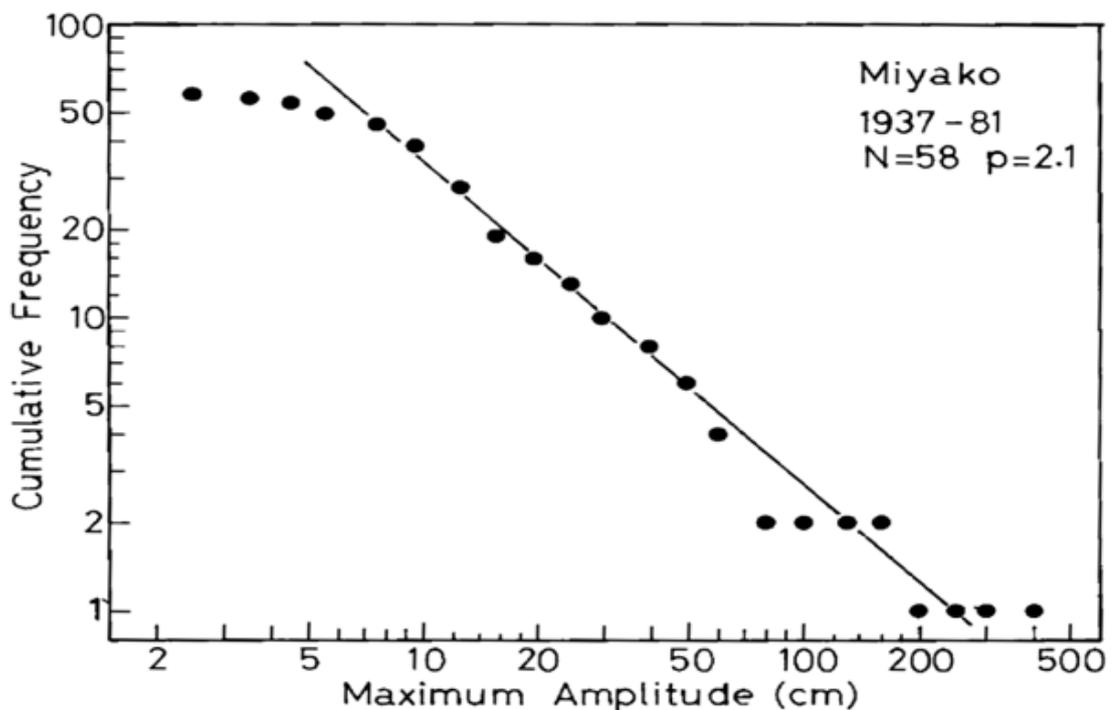


Рисунок 1.15 - Функция повторяемости максимальных выютов цунами для Мияко, Япония (Okada and Tada, 1983).

Начиная с 80-х годов подход, основанный на изучении функций повторяемости цунами, получил существенное развитие в работах сотрудников ИМГиГ ДВО РАН (Go et al, 1985; Количественная оценка цунамиопасности..., 1988; Kaistrenko, 1990; Chung et al., 1993; Храмушин и Шевченко, 1994; Kaistrenko et al, 2003; Цунамиопасность Северных Курил, 2009; Цунамиопасность Южных и Средних Курил, 2009; Shevchenko et al., 2013; Kaistrenko, 2011, 2014)

1.4. Схема цунамирайонирования Е.Пелиновского-Н.Плинка для Курило-Камчатского побережья

Стартом нового подхода к созданию карт цунамиопасности послужила работа Е.Н.Пелиновского и Н.Л.Плинка (1980). Расчеты цунами выполнялись в одномерном варианте от «генерализованного очага» шириной 90 км и высотой начального возмущения 2 м, протянувшегося вдоль западного склона Курильской впадины (рисунок 1.16). Несмотря на несовершенства, данная работа содержала новые подходы к проблеме и стимулировала развитие подобных исследований.

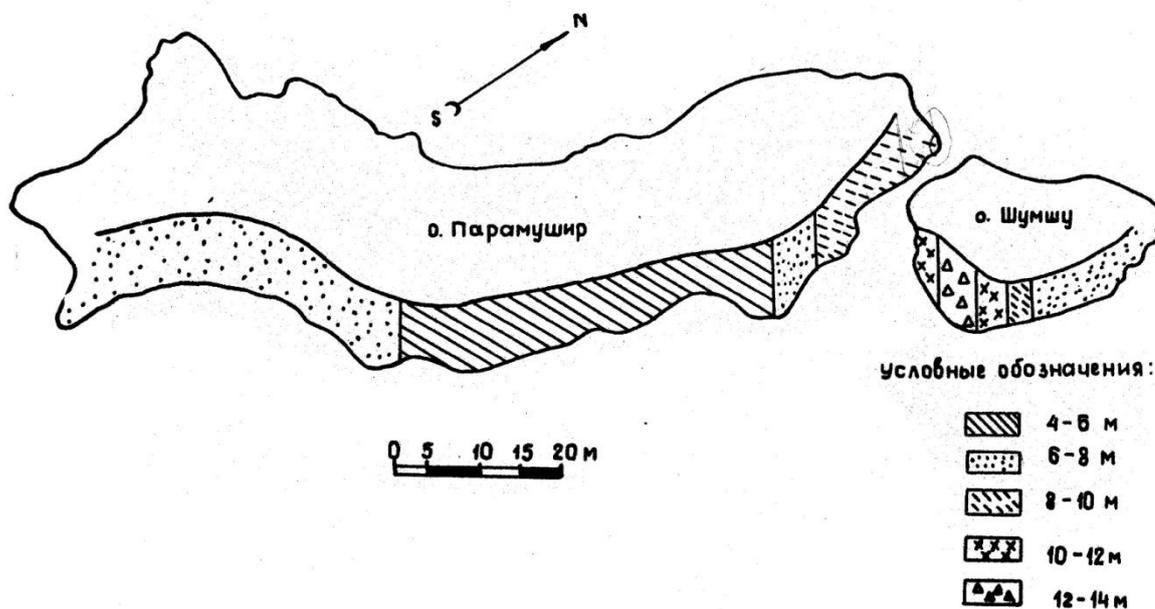


Рисунок 1.16 - Схема цунамирайонирования Тихоокеанского побережья островов Парамушир и Шумшу (Пелиновский и Плинка, 1980).

1.5. Подход И.Аида-Т.Хатори

Своеобразный и интересный подход к проблеме, отличный от всех других методов построения карт цунамиопасности, был предложен И.Аидой (Aida, 1988). Исследуемое побережье делилось на сегменты длиной 20-40 км. Для оценки цунамиопасности использовались средне-геометрические значения высоты каждого исторического цунами H на сегменте согласно формуле $\log H = (1/n) \sum \log h_i$, где h_i – значение замеренных высот этого цунами в пределах сегмента, а n – количество замеров. Затем квадраты этих величин суммировались $\sum H^2$ в пределах каждого сегмента по всем историческим цунами в рассматриваемом историческом периоде, что иллюстрирует рисунок 1.17. В предположении постоянства скорости аккумуляции величины H^2 и пуассоновского характера последовательности цунами, можно оценивать вероятность превышения / не превышения накопленной «энергии» $\sum H^2$ за заданный период времени T .

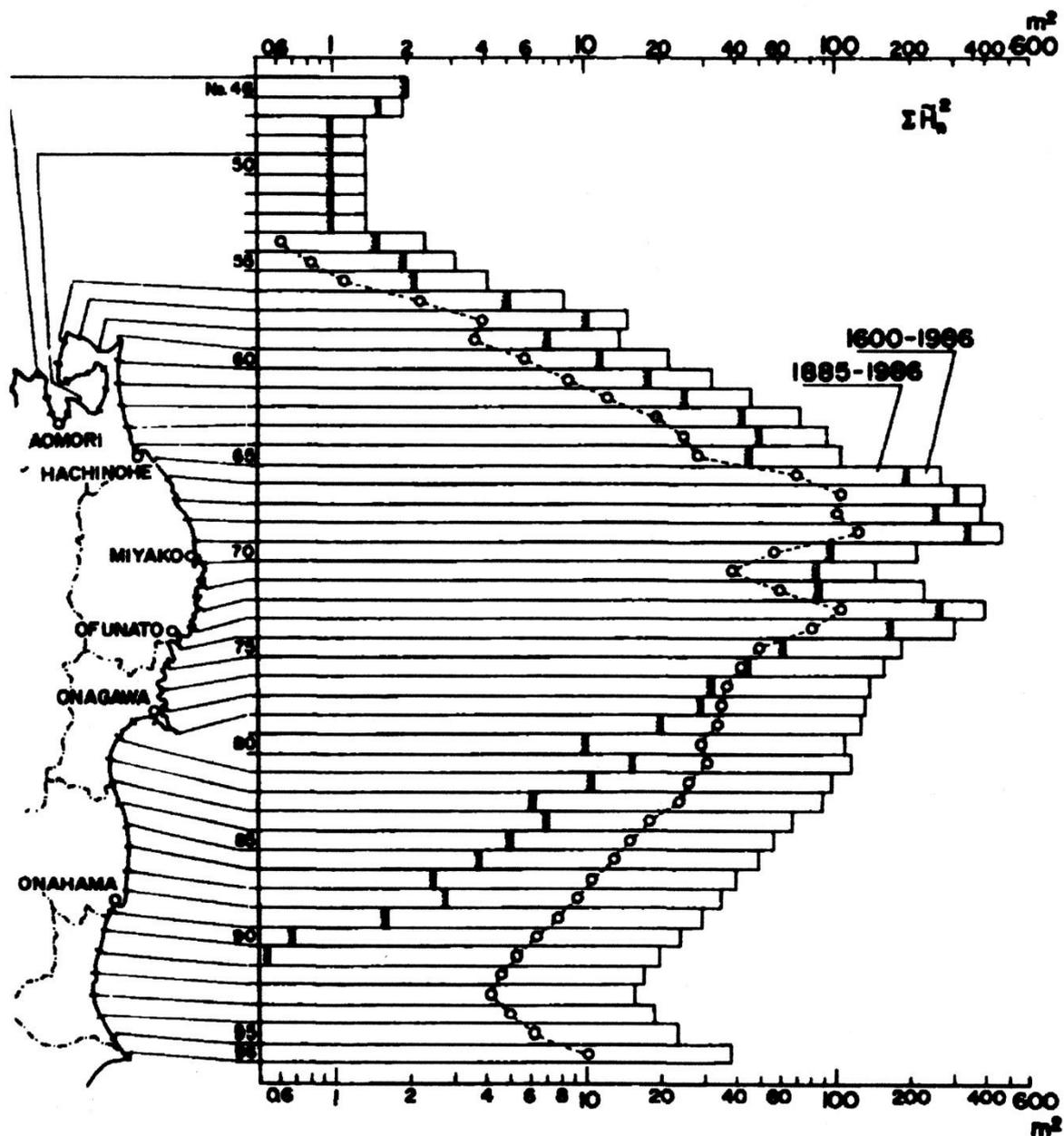


Рисунок 1.17 - Распределения кумулятивной «энергии» цунами $\sum H^2$ для нескольких сегментов Тихоокеанского побережья Японии, полученных для двух исторических периодов 1600-1886 гг и 1885-1986 гг, отмеченных белыми и заштрихованными колонками, соответственно. Полная высота колонок и жирная прерывистая линия соотносятся с полным периодом 1600-1986 гг и периодом 1885-1986 гг. Открытыми кружками и пунктирной линией отмечено возможное положение распределения кумулятивной «энергии» для исторического периода 1885-1986 гг в предположении средней за 387 лет (1600-1986 гг) аккумуляции «энергии» $\sum H^2$ (Aida, 1988).

Технология И.Аида впоследствии развивалась Т.Хатори (Hatori, 1989, 1993, 1995, 1999, 2002). Распределение кумулятивной «энергии» цунами для Восточного побережья Японского моря, построенное Т.Хатори, приведено на рисунке ниже.

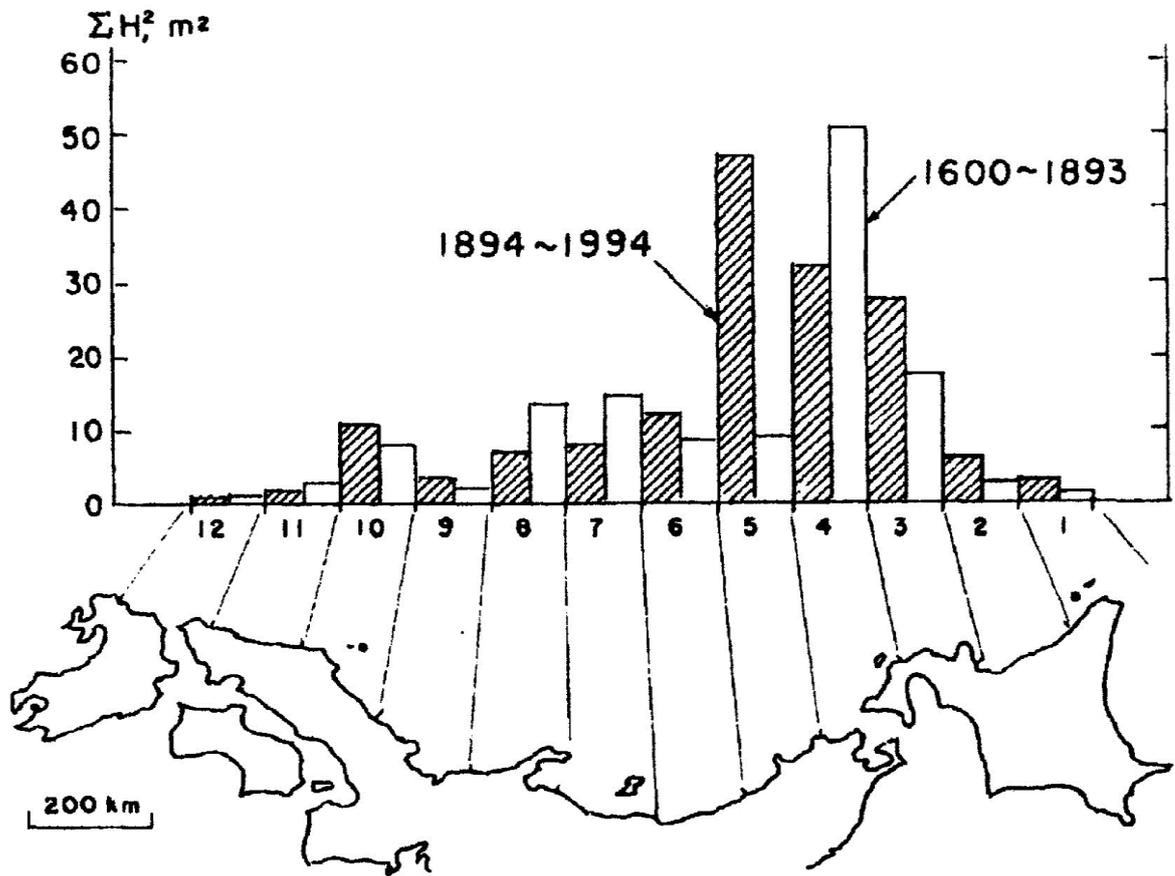


Рисунок 1.18 - Сравнение двух распределений кумулятивной «энергии» цунами $\sum H^2$ для Восточного побережья Японского моря, полученных для двух исторических периодов 1600-1893 гг и 1894-1994 гг, отмеченных белыми и заштрихованными колонками, соответственно (Hatori, 1995)

Несмотря на наглядность и понятность подхода Аида-Хатори, очевидны также некоторые недостатки метода. Первый – на базе этого подхода, существенно использующего вдольбереговое осреднение, невозможно получить достаточно детальные карты цунамирайонирования. Второй – формальный – квадрат максимальной высоты волны – не есть вполне адекватная характеристика энергии, хотя это энерго-подобная величина. Вполне возможно, что усредненная

накопленная за время T «энергия воздействия» $\sum H^2$ цунами на побережье (или «скорость аккумуляции энергии» $\sum H^2 / T$, имеющая физический смысл мощности), вполне адекватно характеризует цунамиопасность, но рисунок 1.17 показывает, что величины этой средней «мощности», вычисленные по данным за столетие (1885-1986 гг.) и за 387 лет (1600-1986 гг.), заметно различаются. Налицо общая проблема – для качественной оценки параметров цунамиопасности даже для такого активного района, как побережье Санрику в Японии, необходимы надежные ряды данных о цунами длиной в несколько столетий. Еще один недостаток связан с тем, что цунамиопасность для каждого сегмента определяется только одним параметром – величиной аккумуляции «энергии» $\sum H^2$. Поэтому в оценке накопленной величины $\sum H^2$ становятся неразличимыми ситуации с одним сильным и опасным цунами и несколькими слабыми событиями, каждое из которых может быть неопасным.

1.6. Использование экстремальной статистики для оценки цунамиопасности

В 1981 году было опубликовано исследование, использовавшее методы экстремальной статистики для прогнозирования цунамиопасности четырех пунктов Южных Курильских островов: Курильска, Буревестника, Южно-Курильска и Малокурильского (Соловьев и Тулупов, 1981). При этом интересный и мощный метод был применен, к сожалению, к достаточно коротким рядам данных, что делало статистические выводы не вполне надежными. В данном случае мы имеем ситуацию, когда необходимость локального прогноза для относительно небольшого участка побережья вступает в противоречие с требованием статистической обеспеченности получаемых оценок, и переход к региональным оценкам для некоторого достаточно протяженного участка побережья, как это сделано в работе Е.Куликова, А.Рабиновича и Р.Томсона (Куликов и др., 2005), позволяет применить методы экстремальной статистики к длинным рядам и получить вполне надежные статистические выводы. Но региональность также означает пространственную неопределенность (отсутствие

локальной конкретности), поскольку полученные оценки вероятного опасного цунами относятся к событию, которое **произойдет где-то** на изучаемом достаточно большом участке побережья.

Для исследования цунами на участке побережья Перу и северного Чили от 5° до 35° ю.ш. использовались базы данных NGDC и HTDB/WLD (<http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>, <http://tsun.sccc.ru/htdbpac/>), на основе которых были построены распределение зарегистрированных максимальных высот цунами, графики повторяемости и оценен риск (рисунки 1.19-1.21).

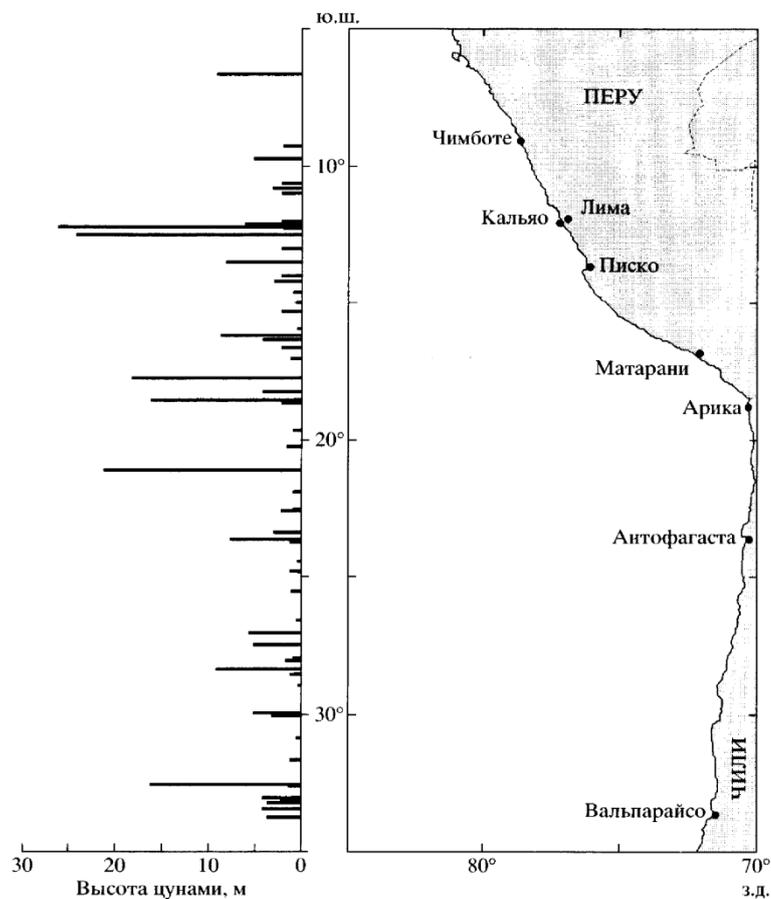


Рисунок 1.19 - Распределение зарегистрированных максимальных высот цунами на побережье Перу и Северного Чили с 1575 по 2001 гг по данным HTDB/WLD (Куликов и др., 2005).

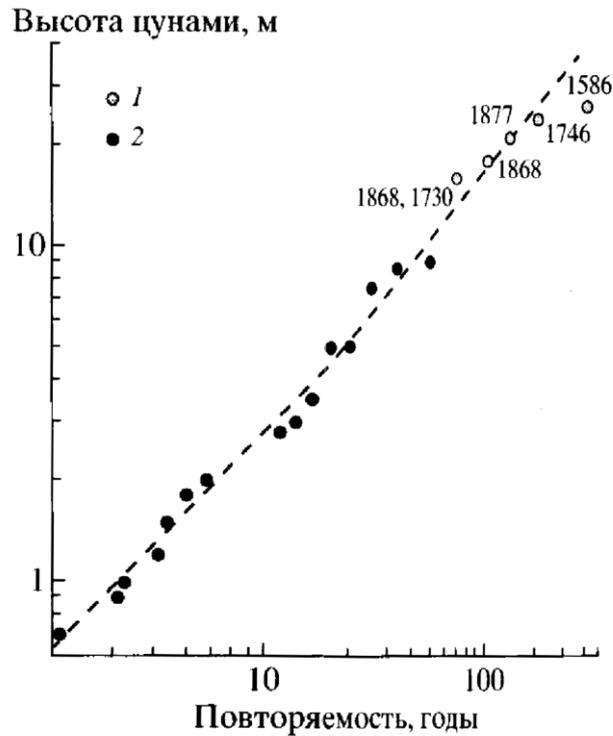


Рисунок 1.20 - Графики повторяемости максимальных высот цунами на побережье Перу и Северного Чили (1) 1901 – 2001 гг., (2) 1575 – 1900 гг.

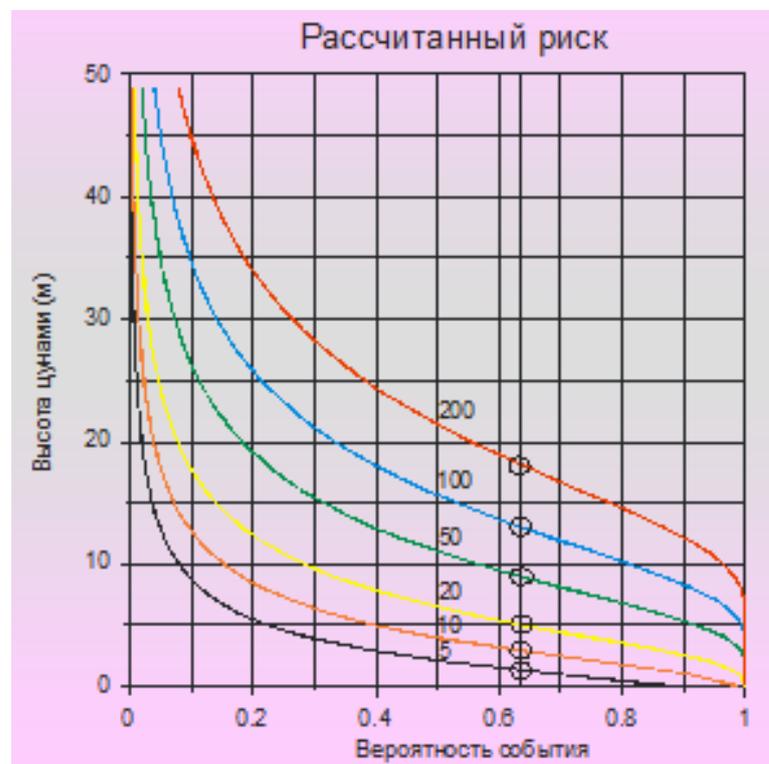


Рисунок 1.21 - Рассчитанный риск (Tsunami Hazard Function) для побережья Перу и Чили на основе статистики 1901-2003 гг. по данным HTDB/WLD.

Вероятность (риск), того что событие с периодом повторяемости $T(h)$ произойдет раньше, чем через $T_{\text{риск}}$, рассчитывалась по формуле

$$W(h, T_{\text{риск}}) = 1 - \exp\left(-\frac{T_{\text{риск}}}{T(h)}\right) \quad (1.2)$$

1.7. Примеры карт цунамирайонирования на базе сейсмической информации.

Нехватка надежной и полной информации о заплесках исторических цунами, характерная для большинства цунамиопасных побережий, заставляет развивать методы оценки цунамиопасности на статистике землетрясений (Estimates of Tsunami Risk Zones..., 2005; Geist and Parsons, 2006; Tsunami Hazard Evaluation ..., 2007; Probabilistic tsunami hazard..., 2009; Okal et al, 2011; Shevchenko et al, 2013; Гусяков и др., 2015; и др). Указанные статьи содержат обширную библиографию.

Следует заметить, что подходы авторов довольно различны, и предпочтительнее выглядят работы, основанные на предварительном создании разумного синтетического каталога цунамигенных землетрясений. В работе (Estimates of Tsunami Risk Zones..., 2005), посвященной зонированию риска цунами для побережья Японского моря, создан синтетический каталог из 37 землетрясений с сейсмическими моментами M_0 в диапазоне $0.34 \cdot 10^{27} \leq M_0 \leq 13.1 \cdot 10^{27}$ дин см. Причем этот каталог включает реальные цунамигенные события 2 августа 1940 г., 16 июня 1964 г., 26 мая 1983 г. и 12 июля 1993 г. Численное моделирование событий из синтетического каталога позволило прояснить ситуацию с распределением риска вдоль побережья Японского моря. Один из результатов приведен ниже.

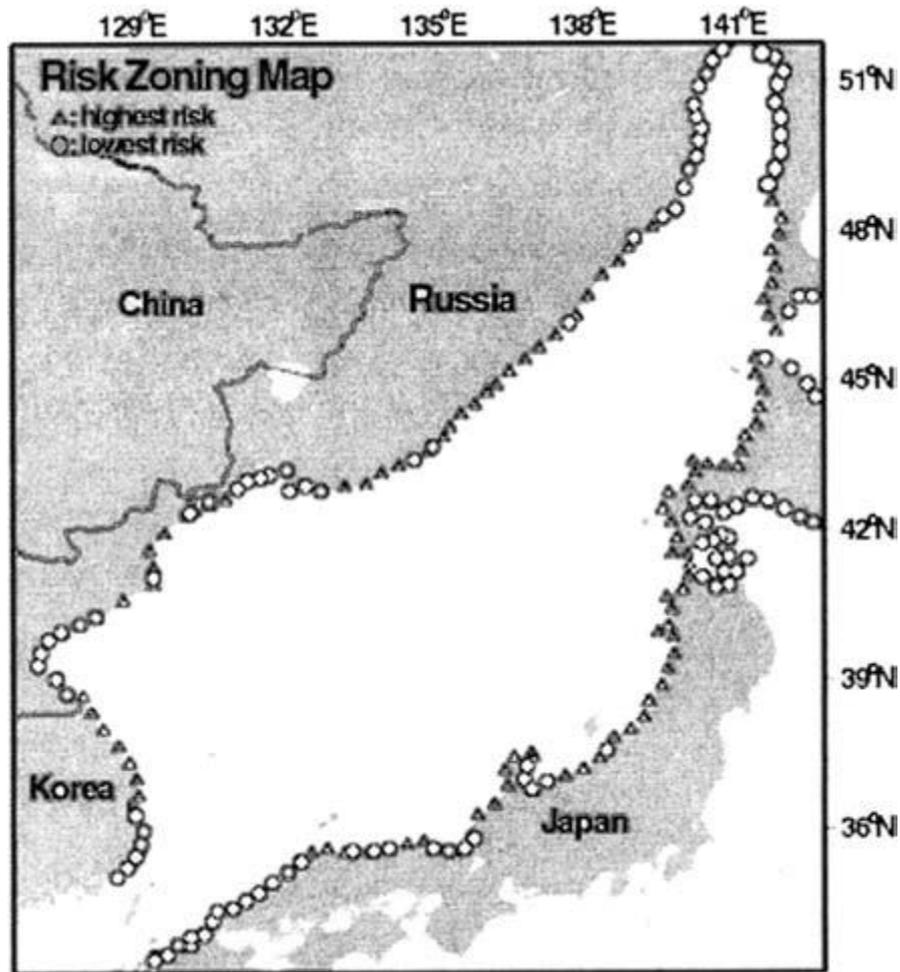


Рисунок 1.22 – Распределение зон с относительно низким и высоким риском цунами (Estimates of Tsunami Risk Zones..., 2005)

В работе (Гусяков и др., 2015) рассмотрена проблема цунамиопасности Охотского моря. Методами численного моделирования получены распределения максимальных положительных и отрицательных амплитуд волн цунами вдоль побережья Охотского моря от региональных и удаленных источников (рисунки 1.23 – 1.25).

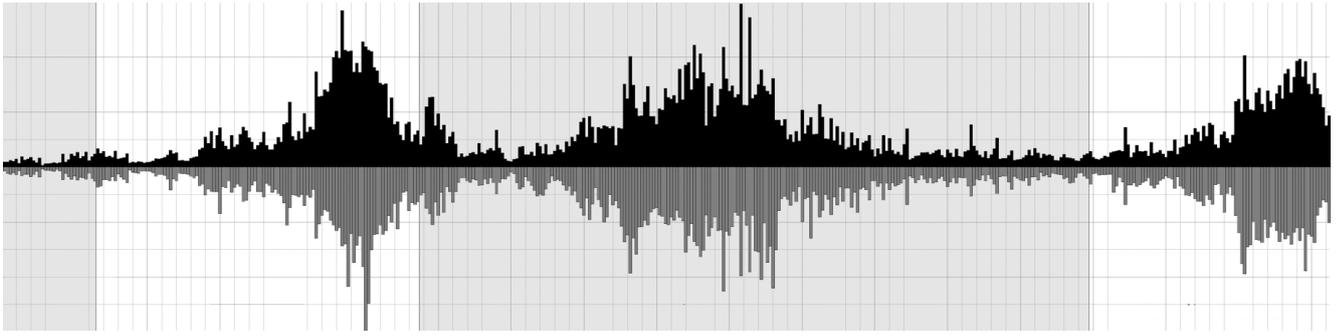


Рисунок 1.23 - Распределения максимальных положительных и отрицательных амплитуд волн (черные и серые столбцы соответственно), порожденные базовым модельным очагом (*c*) с магнитудой $M_w = 9.0$.

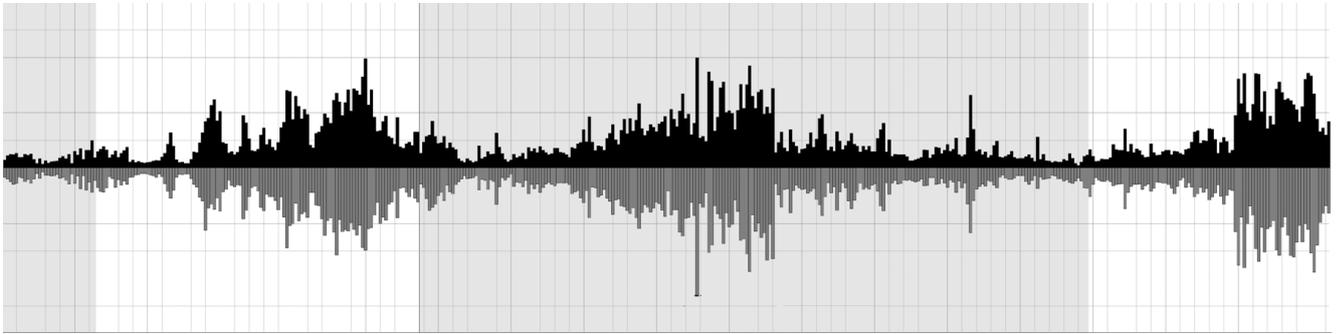


Рисунок 1.24 - Распределения максимальных положительных и отрицательных амплитуд волн вдоль охотоморского побережья (черные и серые столбцы соответственно), порожденных модельным очагом с $M_w = 9.0$ в районе южного Чили

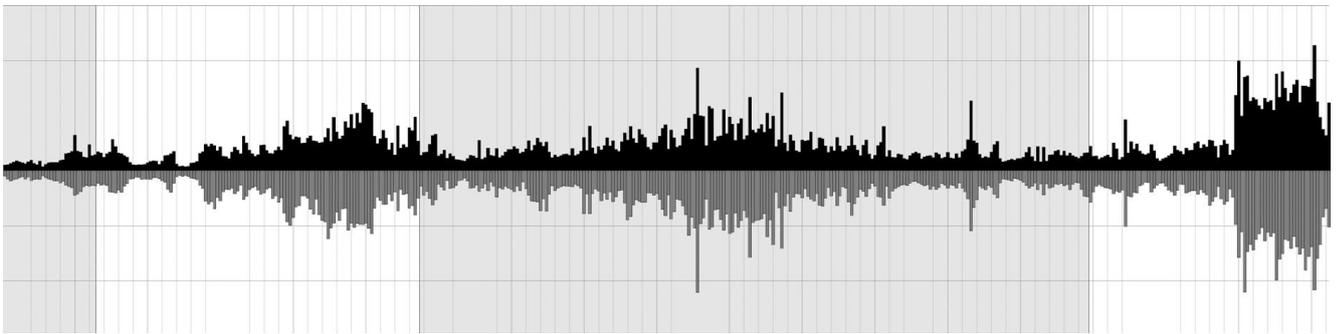


Рисунок 1.25 - Распределения максимальных положительных и отрицательных амплитуд волн вдоль охотоморского побережья (черные и серые столбцы соответственно), порожденных модельным очагом с $M_w = 9.0$ в районе Папуа_Новой Гвинеи.

Важно, что в результате выявлена устойчивость наиболее опасных зон с максимальными амплитудами.

Подход к проблеме цунамирайонирования на базе сейсмической информации несомненно перспективен, а для зон с недостаточной информацией об исторических событиях он является единственно возможным. Но пока он обладает одним существенным недостатком – отсутствуют методы корректной оценки погрешности.

1.8. Атомные электростанции и цунами

Корректная оценка цунамиопасности имеет исключительно важное значение при проектировании особых объектов, таких как атомных электростанций на побережье, подвергающемуся воздействию цунами. Атомные электростанции требуют большой объем водных резервуаров для охлаждения реактора, так что опасным является как непосредственное воздействие каких-либо явлений на зону реактора, так и возможное разрушение или осушение водозабора в результате таких явлений. Не удивительно поэтому то внимание, которое всегда уделялось цунамибезопасности АЭС в целом, а в последние годы также и анализу трагических последствий аварии АЭС «Фукусима» в результате атаки цунами 2011 года (Hulman, 1978; Cho et al, 2004; Evaluation of Tsunami, 2007; Noggerath et al, 2011; Seo et al, 2013).

Согласно нормативам для приемлемого уровня риска ядерной безопасности, принятым Международным агентством по атомной энергии (МАГАТЭ) в отношении вероятности повреждений активной зоны реактора, частота такого события не должна превышать 1/10 000 в год для существующих станций и 1/100 000 в год для будущих станций (Серия норм МАГАТЭ, www.iaea.org/ns/coordinet, www.un.org/ru/ga/iaea/). Также важным является международный контроль, осуществляемый МАГАТЭ.

ГЛАВА 2. СТРУКТУРА ФУНКЦИИ ПОВТОРЯЕМОСТИ ВЫСОТ ЦУНАМИ

2.1. Максимальные заплески цунами.

Характеристика используемого материала.

Данные о цунами, объединенные в первых каталогах (Iida et al., 1967; Соловьев и Го, 1974, 1975), были собраны из различных, достаточно разнородных источников, и, соответственно, эти данные не удалось вполне стандартизировать. По мере развития международной кооперации в исследованиях цунами вопрос о стандартизации сбора данных о цунами стал очень важным. В результате специального международного экспертного семинара в Эстес-Парке, США, участником которого был автор, появилось руководство по проведению обследования проявлений цунами, изданное позже под эгидой МОК ЮНЕСКО (Post-Tsunami Survey Field Guide, 1998).

Под (физической) высотой цунами S в данный момент времени в данном месте понимают максимальное превышение уровня, создаваемое цунами, относительно уровня прилива в этот же момент времени. Реально измерения проводятся спустя некоторое время, и измеренные данные нуждаются в коррекции (объяснение на рисунке 2.1).

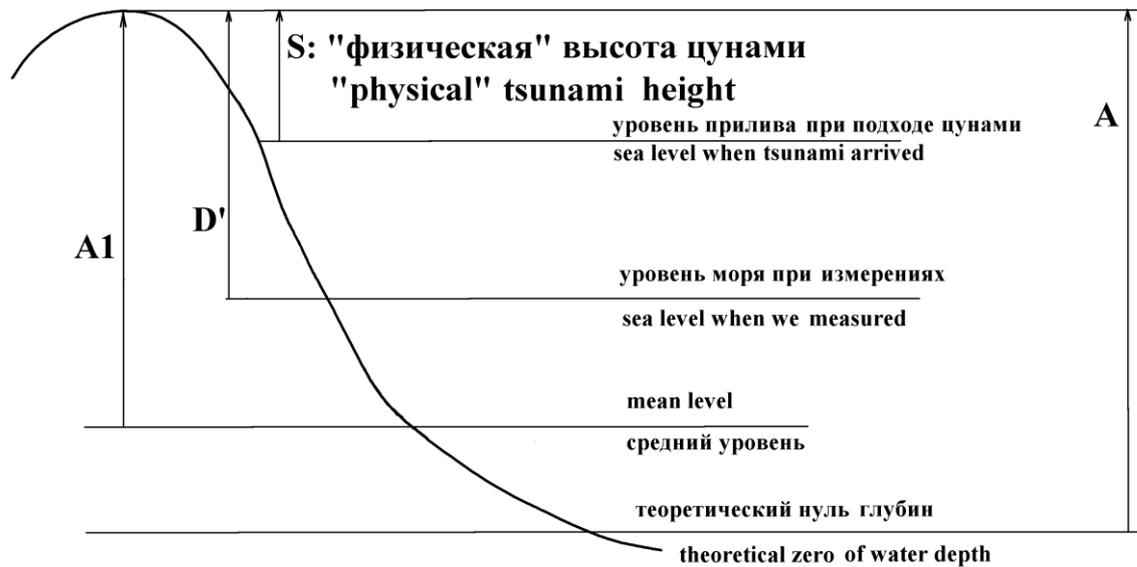


Рисунок 2.1 – Схема Н. Шуто, иллюстрирующая измерение высоты цунами относительно различных уровней.

При накате цунами на плоский однородный откос максимальные высоты - **заплески (run-up heights)** достигаются именно на откосе, и именно заплески чаще всего удастся измерять по различного типа следам, оставляемым цунами на побережье (рисунки 2.2 – 2.3), обычно намного выше и дальше зоны штормового воздействия, которое оставляет похожие следы в сравнительной близости к урезу.

Требования однородности материала по высотам цунами соблюсти полностью не удастся. Это относится в первую очередь к старым событиям. Поскольку для построения функции повторяемости высот цунами (ФПЦ) наиболее значимы большие и опасные высоты, в первую очередь используются **заплески**, измеренные нивелиром в заданном месте и по возможности скорректированные на прилив.



Рисунок 2.2 – Замеры максимальных высот цунами 4 октября 1994 года: слева – по черному следу, оставленному разливом дизтоплива в бухте Малокурильской (о. Шикотан, фото автора), справа – по следу в бухте Маячной (о. Шикотан, фото А. Харламова), образованному границей между зеленой травой и пожухлой вследствие воздействия морской воды.



Рисунок 2.3 – Завал плавучего материала в 170 м от океанского побережья бухты Осьма на высоте 4.4 м над уровнем океана, образованный цунами 15 октября 2006 года в долине ручья на безлесом юге острова Уруп (фото автора).

Высоты цунами порядка одного метра редко удается обнаружить по следам, поскольку следы цунами часто попадают в зону штормового воздействия и на фоне штормовых следов не выделяются. Основная часть исторических цунами с такими амплитудами зарегистрирована уровенными самописцами – мареографами. Поскольку главное назначение мареографов – регистрация приливов, то цунами регистрируются с искажениями, которые для волн цунами с амплитудами порядка одного метра и меньше обычно незначительны. В случае необходимости, истинные колебания уровня при цунами могут быть восстановлены по мареограмме (Braddock, 1980; Satake et al., 1988).

Кроме того, как видно из рисунка 4.11, разница между максимальной амплитудой в районе уреза, где обычно находится мареограф и максимальным заплеском тем меньше, чем меньше амплитуда цунами, и, за исключением сильных цунами с амплитудами в несколько метров, обычно эта разница мала. Поэтому для построения функций повторяемости высот цунами можно использовать данные заплесков цунами и высоту волны, полученную из мареограммы, как почти однородный материал.

2.2. Основные свойства функции повторяемости высот цунами

Функция повторяемости цунами (ФПЦ) – важнейшая характеристика цунамиактивности, и знание ФПЦ позволяет количественно оценивать цунамиопасность. В соответствии с определением, ФПЦ - это средняя частота событий в заданном месте x с высотой равной или превышающей h

$$\varphi(x; h) = \left\langle \frac{N(\geq h)}{T} \right\rangle, \quad (2.1)$$

где $N(\geq h)$ есть число таких событий, произошедших за период времени T . Эта функция положительная и убывающая. Одни из первых функций повторяемости цунами были построены в 60-80 годах прошлого столетия на основе рядов

наблюденных высот заплесков цунами (Cox, 1964, 1978; Wiegel, 1965; Магун и Арно, 1973, Houston et al, 1974; O.A.Rascon, A.G.Villarreal (1975); Wigen, 1983; Okada and Tada, 1983). Аналитическая форма функции повторяемости цунами неизвестна и серьезной проблемой является построение адекватной аналитической аппроксимации. Аналогичная проблема имеет место в сейсмологии при построении зависимости магнитуда-повторяемость землетрясения – так называемый закон Гутенберга-Рихтера, которому посвящена обширная литература (Gutenberg and Richter, 1954; Kagan, 1999, 2010).

Сама функции повторяемости цунами и ее основной аргумент h – физические величины, поэтому по основной теореме физической теории размерности - теореме Бэкингема, соотношение (2.1) должно иметь безразмерную форму (Седов, 1977). В общем случае для этого необходимы два масштабных параметра f и H^* частоты и высоты, соответственно. Тогда:

$$\varphi(x; h) = f(x) \cdot \Phi\left(\frac{h}{H^*(x)}\right) \quad (2.2)$$

Возможное наличие меньшего или большего количества параметров цунамиактивности рассмотрены ниже. Переменная x здесь рассматривается как индикатор места.

Физический смысл введенных параметров выясняется при рассмотрении распространения цунами из открытого океана к берегу (рисунок 2.4).

Характерная длина волны цунами в открытом океане составляет десятки – первые сотни километров, поэтому волновое поле в океане гладкое и существенно не изменяется на расстояниях порядка первых десятков километров, и, соответственно, высоты цунами в точках x' и x'_0 практически одни и те же, то есть x' – медленная переменная. Зато высоты цунами на побережье и в соответствующих близбереговых точках x и x_0 могут различаться существенно.

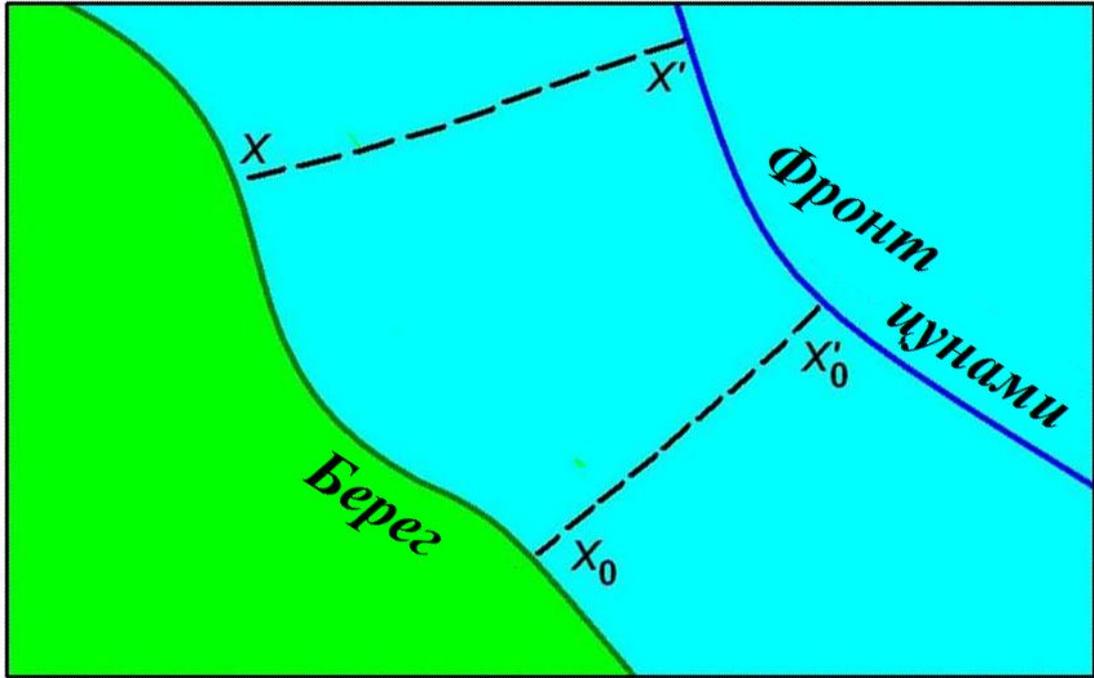


Рисунок 2.4 - Схема распространения цунами в регионе размером несколько десятков километров.

Каждое цунами, зарегистрированное в близбереговой точке x с максимальным заплеском h , имело в открытом океане высоту h' в точке x' . Введение среднего коэффициента трансформации (увеличения) высоты цунами $K(x', x) = \overline{k(x', x)}$ при его распространении от глубокой воды к берегу позволяет записать $h = K(x', x) \cdot h'$ и построить цепочку равенств:

$$\begin{aligned} \varphi(x, h) &= \varphi(x', h') = f(x') \cdot \Phi(x', \frac{h'}{H^*(x')}) = \left| \text{подстановка : } h = K(x', x) \cdot h' \right| = \\ &= f(x') \cdot \Phi(x', \frac{h}{K(x', x) \cdot H^*(x')}) \end{aligned} \quad (2.3)$$

Принимая во внимание, что максимальные высоты волн на урзе, даваемые линейной и нелинейной одномерной моделью волнового наката на плоский берег без разрушения волны, в точности совпадают (Pelinovsky and Mazova, 1992), мы используем линейную модель трансформации с коэффициентом K в двумерной модели с гладкой береговой линией.

Переменная x' в (2.3) медленная, поэтому зависимостью от нее можно пренебречь для районов размером в первые десятки километров и записать:

$$\varphi(x;h) = f \cdot \Phi\left(\frac{h}{H^*(x)}\right), \quad (2.4)$$

$$H^*(x) = K(x) \cdot H^*(x'). \quad (2.5)$$

Физический смысл параметра f – асимптотическая частота сильных цунами в регионе, которая медленно изменяется вдоль берега и может считаться региональной постоянной, поскольку масштаб проявлений сильных цунами – сотни километров. Параметр H^* – характеристическая высота цунами, пропорциональная среднему коэффициенту трансформации $K(x)$ высоты цунами при ее распространении из океана к берегу. Этот параметр существенно изменяется вдоль берега и в принципе может быть получен в рамках численного моделирования распространения цунами.

Физически, высоты цунами могут быть ограниченными сверху некоторой, пока неизвестной величиной $h_{\text{мп}}$ максимально возможного цунами. В этом случае функция повторяемости цунами равна нулю при $h > h_{\text{мп}}$.

2.3. Построение функция повторяемости цунами

В каталогах для многих пунктов Тихоокеанского побережья собраны данные о высотах цунами, которые можно рассматривать как случайный ряд и ранжировать в соответствии с величиной

$$h_1 > h_2 > h_3 > \dots \quad (2.6)$$

Поток цунами можно рассматривать как приближенно Пуассоновский, заметные отклонения от которого связаны с относительно частыми и слабыми событиями (Geist and Parsons, 2008), поэтому вероятность того, что за период времени T произойдет n цунами с максимальной высотой, равной или превосходящей пороговую высоту h дается формулой:

$$P_n(\geq h) = e^{-\varphi(h) \cdot T} \cdot \frac{[\varphi(h) \cdot T]^n}{n!} \quad (2.7)$$

Для построения линейной регрессионной модели в полулогарифмическом масштабе требуется найти средние логарифмы частот $\overline{\ln \varphi_k}$, соответствующие ранжированным высотам цунами. Использование обычного метода наименьших квадратов некорректно, поскольку дисперсии частот $\ln \varphi_k$ не равны друг другу, $D(\ln \varphi_k) \neq D(\ln \varphi_i)$ для $k \neq i$ и они не коррелированы (Химмельблау, 1973). Модель линейной регрессии имеет вид:

$$\overline{\ln \varphi_k} = a + b \cdot h_k + e_k, \quad (2.8)$$

где e_k – центрированные случайные отклонения. Естественно, $a = \ln f$ (точка пересечения ординаты) и $b = -1/H^*$ (наклон линии регрессии).

Очевидно, что в случайном ряду $h_1 > h_2 > h_3 > \dots$ распределение k -ой по величине высоты цунами h_k зависит от номера k , периода наблюдений T и от неизвестной функции повторяемости цунами $\varphi(h)$, однако плотность ρ_k распределения соответствующих частот $\varphi(h_k)$ в некотором смысле универсальна для любого потока событий, с вероятностями, произвольным образом зависящими от функции $\varphi(h)$ параметра h , но не от параметра h непосредственно. Схематически ситуацию демонстрирует рисунок 2.5.

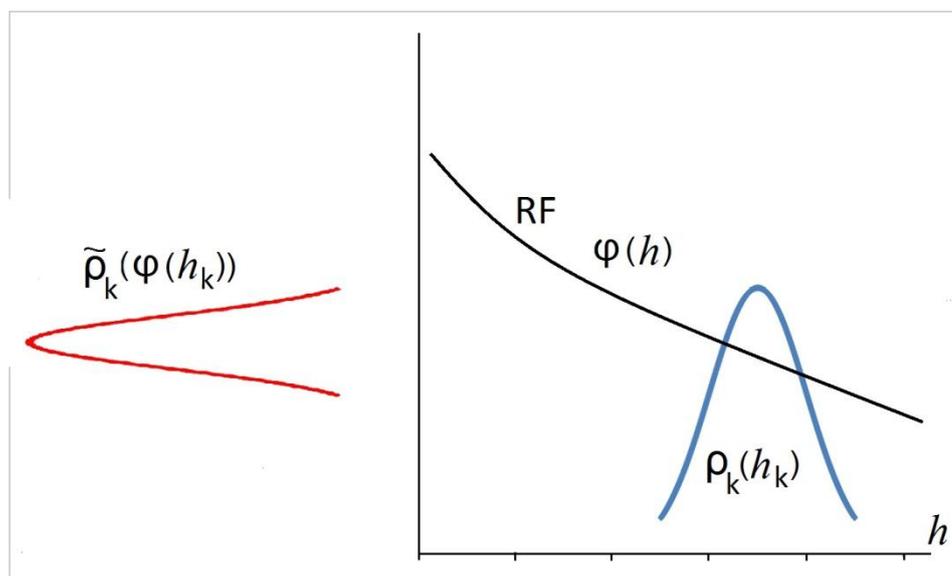


Рисунок 2.5 - Схематическое соотношение между плотностями распределений ранжированных высот цунами $\rho_k(h_k)$ и соответствующих частот $\tilde{\rho}_k(\varphi_k)$.

Рассмотрим кумулятивную функцию вероятности $P(k;h)$ для каждой ранжированной высоты цунами h_k . Ситуация $\{h_k \leq h\}$ реализуется, если число цунами с высотой, превышающей пороговое значение h будет меньше, чем $(k-1)$. Тогда искомая вероятность есть сумма:

$$P(k;h) = P(h_k \leq h) = \sum_{s=0}^{k-1} P_s(>h) = e^{-\varphi(h)T} \sum_{s=0}^{k-1} \frac{[\varphi(h) \cdot T]^s}{s!}. \quad (2.9)$$

Функцию $P(k;h)$ можно рассматривать в качестве кумулятивной функции распределения частоты $\varphi_k = \varphi(h_k)$, соответствующей замене переменной $h_k \rightarrow \varphi(h_k)$. Итоговая формула для статистических моментов такова:

$$\overline{\varphi(h_k)^m} = \int (\varphi(h_k))^m \cdot d(P(k;h_k)) = M_m(k,T), \quad (2.10)$$

с дифференциалом

$$d(P(k;h_k)) = -e^{-\varphi(h_k)T} \frac{[\varphi(h_k) \cdot T]^{k-1}}{(k-1)!} T \cdot d(\varphi(h_k)). \quad (2.11)$$

Независимость распределений $\tilde{\rho}_k(\varphi_k)$ частот и их статистических моментов от неизвестной функции $\varphi(h)$ связана со структурой формул (2.7) и (2.9): $P(k;h)$ зависит от $\varphi(h)$, но не зависит непосредственно от высоты цунами h . Поэтому неизвестную функцию $\varphi(h)$ можно использовать в (2.10) как параметр интегрирования.

Для реализации весового метода наименьших квадратов требуется вычислить средние величины частот φ_k и их дисперсии:

$$\begin{aligned} \overline{\varphi_k} &= \overline{\varphi(h_k)} = - \int \varphi(h_k) \cdot e^{-\varphi(h_k)T} \frac{[\varphi(h_k) \cdot T]^{k-1}}{(k-1)!} T \cdot d(\varphi(h_k)) = \\ &= \left| \text{подстановка : } y = \varphi(h_k), 0 < y < \infty \right| = \frac{T^k}{(k-1)!} \int_0^\infty y^k e^{-Ty} dy = \frac{k}{T} \end{aligned} \quad (2.12)$$

Из структуры дифференциала вероятности (2.11) видно, что частоты повторяемости ранжированных высот цунами $\varphi_k = \varphi(h_k)$ имеют гамма-распределение (Феллер, 1984).

Все интегралы с дифференциалом (2.11), представляющие средние величины частот φ_k , логарифмов частот $\ln(\varphi_k)$ и их дисперсии (2.12 – 2.15), являются трансформантами Лапласа элементарных функций и вычисляются аналитически (Бейтмен и Эрдейи, 1969).

$$D(\varphi_k) = \overline{(\varphi_k)^2} - (\overline{\varphi_k})^2 = \frac{k}{T^2}, \quad (2.13)$$

$$\overline{\ln \varphi(h_k)} = \sum_{s=1}^{k-1} \frac{1}{s} - 0.577\dots - \ln T, \quad (2.14)$$

$$D_k = D(\ln \varphi(h_k)) = \frac{\pi^2}{6} - \sum_{s=1}^{k-1} \frac{1}{s^2}. \quad (2.15)$$

Интересно, что дисперсии $D(\ln \varphi_k)$ логарифмов частот $\ln \varphi_k$ не зависят от временного интервала наблюдений T . Стандартное отклонение $\sigma(\ln \varphi_k)$ по смыслу похоже на дифференциал $\ln \varphi_k$ и может быть использовано в качестве априорной относительной ошибки для значений функции повторяемости $\sigma(\ln \varphi_k) \approx \sigma(\varphi_k) / \varphi_k$. При этом

$$\sigma(\ln \varphi(h_k)) = \sqrt{\frac{\pi^2}{6} - \sum_{s=1}^{k-1} \frac{1}{s^2}} \quad (2.16)$$

Следует отметить, что средние логарифмы частот $\overline{\ln \varphi(h_k)}$ монотонно и медленно возрастают, а дисперсии D_k монотонно и медленно убывают с ростом k .

Кроме того стандартные отклонения $\sigma(\ln \varphi_k)$ для частот с первыми порядковыми номерами велики, так $\sigma_1 = \sigma(\ln \varphi_1) = 1.28$ для частоты наибольшего события. Такие большие значения первых дисперсий D_1, D_2, \dots означают, что оценки логарифмов эмпирических частот, соответствующих максимальным событиям, неустойчивы, и соответствующие оценки периодов повторяемости максимальных событий не вполне корректны. Так, допустимый диапазон, соответствующий стандартному отклонению σ_1 , для периода повторяемости сильнейшего события оказывается чрезвычайно большим ($T/3.6 - 3.6 \cdot T$), где T реальный период наблюдений и $\exp(\sigma_1) \approx 3.6$. Это означает, например, что

максимальное значение высоты цунами, зарегистрированное в некотором месте в течение 30-летнего периода наблюдений, следует соотносить с широким диапазоном периодов повторяемости от 10 до 100 лет, в соответствии со значением стандартного отклонения $\sigma_1=1.28$. Развиваемая здесь технология является ответом на проблему априорных ошибок для значений функции повторяемости цунами, поставленную Ф.Камфилдом (Camfield, 1978).

Анализ данных показывает, что функции повторяемости цунами для больших высот цунами (цунами с малыми высотами не опасны) можно аппроксимировать экспонентой:

$$\varphi(x, h) = f \cdot e^{-\frac{h}{H^*(x)}}. \quad (2.17)$$

В случае $n=0$, формула (2.7) вместе с (2.17) для распределения вероятности максимального события P_0 :

$$P_0(> h) = e^{-f \cdot T \cdot e^{-\frac{h}{H^*(x)}}} \quad (2.18)$$

соответствует закону двойной отрицательной экспоненты для экстремальных величин (Гумбель, 1965; Галамбош, 1984)). Пример функции повторяемости цунами для Южно-Курильска приведен на рисунке 2.6

Величина стандартного отклонения $\sigma(\ln f)$ асимптотической частоты сильных цунами f существенно зависит от количества наблюдаемых высот цунами. Ниже для ряда пунктов района Южных Курильских островов (рисунок 2.7) рассчитаны значения стандартного отклонения $\sigma(\ln f)$ в зависимости от количества наблюдаемых высот цунами n , начиная с наибольшей (рисунок 2.8)

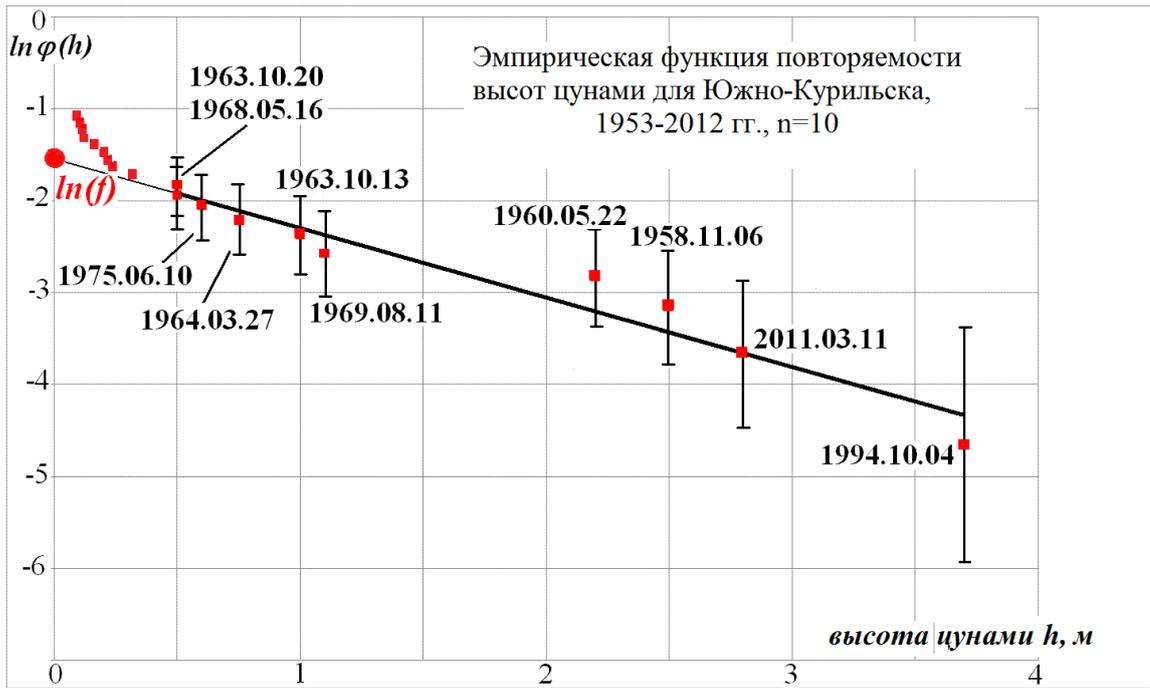


Рисунок 2.6 - Эмпирическая функция повторяемости для Южно-Курильска, построенная по высотам исторических цунами с $h \geq 0.5$ м за период времени 1953-2012 гг. Все величины $\overline{\ln \varphi(h_k)}$ снабжены соответствующими стандартными отклонениями. Асимптотическая частота больших цунами для Южно-Курильска $f = 0.16 \pm 0.24$ 1/год отмечена кружком на оси ординат. Характеристическая высота цунами в Южно-Курильске равна $H^*=1.5$ м и $1/H^*=0.7 \pm 0.2$ 1/м.

Параметры функции повторяемости f и H^* могут быть определены с помощью взвешенного метода наименьших квадратов (Химмельблау, 1973; Айвазян и др., 1983), либо методом максимального правдоподобия (Крамер, 1975).



Рисунок 2.7 - Район Южных Курильских островов

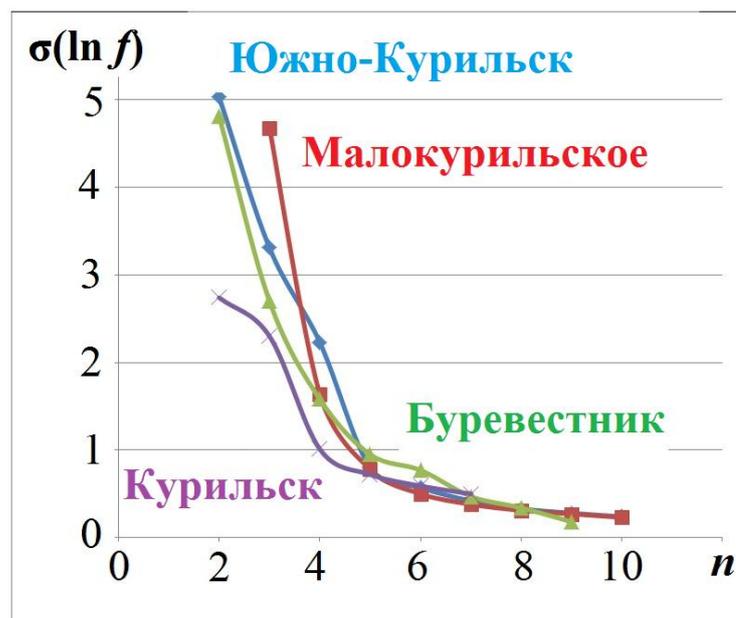


Рисунок 2.8 - Значения стандартного отклонения $\sigma(\ln f)$ в зависимости от количества наблюдаемых высот цунами n

Оценку величины частоты сильных цунами f с относительной ошибкой $\sigma(\ln f)$ больше, чем 1 ($>100\%$), следует считать неприемлемой, а это значит, что для получения корректного значения величины частоты сильных цунами по ряду данных о сильных цунами, наблюдаемых в некотором пункте, количество данных должно быть не менее 4 - 5.

Реальный размер региона, в котором можно считать постоянной асимптотическую частоту больших цунами, значительно больше теоретически ожидаемого (первые десятки километров). В таблице 2.1 приведены параметры цунамиактивности для четырех пунктов в регионе Южных Курильских островов (рисунок 2.9).

Таблица 2.1 - Параметры цунамиактивности f и H^* и их стандартные отклонения для четырех пунктов в регионе Южных Курильских островов

Место	$\ln f$	f , 1/year	$\sigma(\ln(f))$	$1/H^*$, m^{-1}	$\sigma(1/H^*)$	H^* , m	$\delta H^*/H^*$
Буревестник	-1.7	0.14	0.3	0.6	0.19	1.6	0.3
Курильск	-1.4	0.24	1.4	3.3	2	0.3	0.6
Мало- курильское	-1.6	0.15	0.2	0.5	0.15	2.0	0.3
Южно- Курильск	-1.6	0.16	0.2	0.7	0.2	1.5	0.3

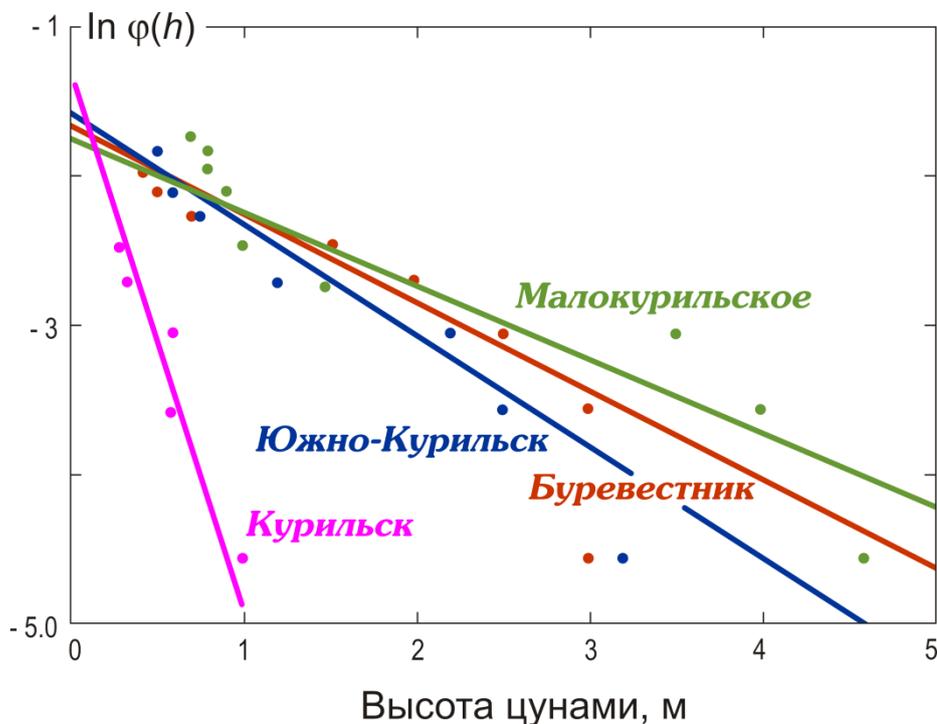


Рисунок 2.9 - Примеры эмпирических функций повторяемости высот цунами для региона Южных Курильских островов, согласно данным, приведенным в таблице 2.1.

Видно, что частоты сильных цунами, с учетом погрешности, одни и те же при размере региона около 250 км. Таким образом, реальный размер региона, в котором можно считать постоянной асимптотическую частоту больших цунами, измеряется сотнями километров.

Произведение $\sigma(1/H^*) \cdot H^*$ может быть использовано в качестве оценки относительной погрешности $\delta H^*/H^*$ характеристической высоты цунами H^* .

2.4. Средние частоты повторяемости и их дисперсии для слабых цунами

Слабые цунами не являются опасными, но данные о них представляют собой ценную информацию. Слабым цунами соответствуют большие значения рангов k в ряду $h_1 > h_2 > h_3 > \dots$, и для логарифмов средней частоты повторяемости и соответствующей дисперсии вместо формул (2.14) – (2.15) разумно перейти к асимптотикам, лучше проявляющим аналитическую структуру зависимости этих величин от рангов k .

Обе суммы, присутствующие в указанных формулах, являются частичными суммами рядов, представляющих ζ -функцию Эйлера-Римана при $z=1$ и $z=2$ (Лаврентьев и Шабат, 1987):

$$\zeta(z) = \sum_{s=1}^{\infty} \frac{1}{s^z} \quad (2.19)$$

Асимптотики частичных сумм расходящегося гармонического ряда (Зорич, 2012) и медленно сходящегося ряда обратных квадратов (Федорюк, 1987; Де Брёйн, 1961) хорошо известны:

$$\sum_{s=1}^k \frac{1}{s} \approx \ln k + \gamma + \frac{1}{2k} + O\left(\frac{1}{k^2}\right), \quad (2.20)$$

где константа Эйлера-Маскерони $\gamma \approx 0.577\ 215\dots$, и

$$\sum_{s=1}^k \frac{1}{s^z} \approx \zeta(z) + \frac{k^{1-z}}{1-z} + \frac{k^{-z}}{2} + O(k^{-1-z}), \quad z > 1 \quad (2.21)$$

Тогда

$$\overline{\ln \varphi(h_k)} \approx \ln \frac{k}{T} - \frac{1}{2k} + O\left(\frac{1}{k^2}\right), \quad (2.22)$$

$$D_k = D(\ln \varphi(h_k)) \approx \frac{1}{k} + \frac{1}{2k^2} + O\left(\frac{1}{k^3}\right), \quad (2.23)$$

Сравнение формул (2.12) и (2.22) показывает, что средний логарифм частоты повторяемости для слабых цунами почти совпадает с логарифмом средней частоты (2.12) (для сильных цунами различие значительное). В последней формуле учтено, что $\zeta(2) = \pi^2/6$ (Лаврентьев и Шабат, 1987). Из последней формулы вытекает также, что априорное стандартное отклонение $\sigma(\ln \varphi_k) \approx k^{-1/2}$, то есть медленно убывает с ростом k .

Интересно, что ряды обратных степеней стали объектами изучения математиками примерно с XIV века, однако их исследование продолжается и в наше время, например, в обзоре (Кохась, 2004).

2.5. Общая проблема параметризации функции повторяемости цунами

А. Гарсия и Дж. Хьюстон (Garcia and Houston, 1976), рассматривая статистический прогноз высот цунами для побережья Южной Калифорнии, США, разбивали всю цунамигенную зону S на n частей и использовали представление в виде суммы для вероятности $P_S(z)$ того, что высота цунами в некотором пункте побережья превысит заданную пороговую величину z :

$$P_S(z) = \sum_{k=1}^n P_{S_k}(z), \quad (2.24)$$

где $P_{S_k}(z)$ – такая же вероятность для цунами с очагами только из k -ой части цунамигенной зоны S_k . Прежде всего, соотношению (2.24) можно придать точный смысл, если с каждым очагом цунами связывать эпицентр цунамигенного землетрясения – точку, где начался процесс землетрясения, породивший данное цунами. При этом каждый эпицентр будет попадать только в одну такую часть

цунамигенной зоны S_k , хотя различные части очага цунами, естественно, могут оказаться в различных подзонах.

Можно вполне строго показать, что любая параметризация функции повторяемости высот цунами будет иметь вид, аналогичный (2.24), если исходить из разумного предположения, что все физические процессы в очагах цунами подобны, и повторяемость цунами в заданной точке описывается одной и той же универсальной функцией с различными наборами параметров и для разных очаговых зон S_k и для всей зоны S . Подобного типа универсальность в сейсмологии подробно рассматривалась Я.Каганом (Kagan, 1999) и ранее высказывалась Л.Эстевой (1981).

В общем случае функция повторяемости цунами φ для фиксированного места может также зависеть от целого ряда параметров c_1, \dots, c_n ,

$$\varphi = \varphi(h; c_1, \dots, c_n). \quad (2.25)$$

Пусть некоторая цунамигенная зона S является суммой двух зон A и B . Тогда частные функции повторяемости будут универсальными функциями общего вида, зависящими от соответствующих наборов параметров (a_1, \dots, a_n) и (b_1, \dots, b_n) , относящихся к зонам A и B . В то же время полная функция повторяемости есть сумма двух функций повторяемости (Kaistrenko, 2014), и, кроме того, она есть такая же универсальная функция, зависящая от своего набора параметров c_1, \dots, c_n

$$\varphi(h; c_1, \dots, c_n) = \varphi(h; a_1, \dots, a_n) + \varphi(h; b_1, \dots, b_n). \quad (2.26)$$

Это значит, что все параметры c_k являются функциями параметров $a_1, \dots, a_n; b_1, \dots, b_n$.

$$c_k = c_k(a_1, \dots, a_n; b_1, \dots, b_n). \quad (2.27)$$

Математически последнее соотношение задает коммутативную полугруппу (Общая алгебра, 1991):

$$c = a \circ b, \quad (2.28)$$

единичный элемент $i = (i_1, \dots, i_n)$ (или элементы) которой соответствует возможной нецунамигенной зоне, такой что $\varphi(h, i) = 0$ и $c(a; i) = a$. Мы можем предположить,

что функция $c(a;b)$ гладкая, тогда ее производная по a (матрица Якоби) при $b = i$ будет единичной $c'_a(a;i)=I$.

Дифференцирование (2.26) по a и b дает

$$\begin{aligned}\varphi'_c(h;c) \cdot c'_a(a;b) &= \overset{\text{def}}{\varphi'_a(h;a)} = z(h;a), \\ \varphi'_c(h;c) \cdot c'_b(a;b) &= \overset{\text{def}}{\varphi'_b(h;b)} = z(h;b).\end{aligned}\tag{2.29}$$

Матрица Якоби $c'_a(a;b)$ имеет обратную в некоторой окрестности $b=i$, что позволяет получить соотношение

$$z(h;b) = z(h;a) \cdot \{[c'_a(a;b)]^{-1} \cdot c'_b(a;b)\}.\tag{2.30}$$

Функция в левой части (2.30) не зависит от параметра a , поэтому его можно зафиксировать (можно вообще положить $a=i$, при этом $c'_b(i;b)=I$). Тогда видно, что $z(h;b)$ есть линейная комбинация функций, зависящих только от h с коэффициентами, зависящими только от b . Такова же будет структура функции повторяемости цунами общего вида:

$$\varphi(h;c) = \sum_{k=1}^m f_k(c) \varphi_k(h)\tag{2.31}$$

В последней формуле все коэффициенты f_k ($m \leq n$) – частоты, и это наиболее адекватный набор параметров вместо параметров (c_1, \dots, c_n) .

Несмотря на то, что точная размерность множества функций $\varphi_k(h)$ может быть равна m , их существенная размерность для различных интервалов значений высоты цунами h может быть значительно ниже $m^* \leq m$ из-за похожести их поведения в этих интервалах:

Безразмерная форма функции повторяемости высот цунами имеет вид:

$$\varphi(h) = \sum_{k=1}^m f_k \Phi_k \left(\frac{h}{H_k^*} \right)\tag{2.32}$$

Кроме всего прочего, все Φ_k должны быть одной и той же универсальной функцией Φ , так что итоговая форма функции повторяемости высот цунами будет (Kaistrenko, 2014)

$$\varphi(h) = \sum_{k=1}^m f_k \Phi\left(\frac{h}{H_k^*}\right). \quad (2.33)$$

Последняя формула может быть интерпретирована как сумма вкладов отдельных частей цунамигенной зоны.

2.6. Функция повторяемости цунами для малых и умеренных значений высот. Связь с параметрами вдольберегового распределения высот цунами

В 1965 году Ван Дорн (Van Dorn, 1965) отметил как эмпирический факт, что вдольбереговое распределение амплитуд цунами является логнормальным.

$$\rho(h) = \frac{1}{\sigma h \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\ln^2(\frac{h}{h_0})}{2\sigma^2}} \quad (2.34)$$

Позже исследование этого факта было продолжено рядом исследователей (Kajiura, 1983; Го, 1987, 1997; Пелиновский и Рябов, 2000; Distribution Functions..., 2002; Choi et al., 2006; Comparable analysis..., 2012). Пример эмпирической гистограммы приведен на рисунке 2.10.

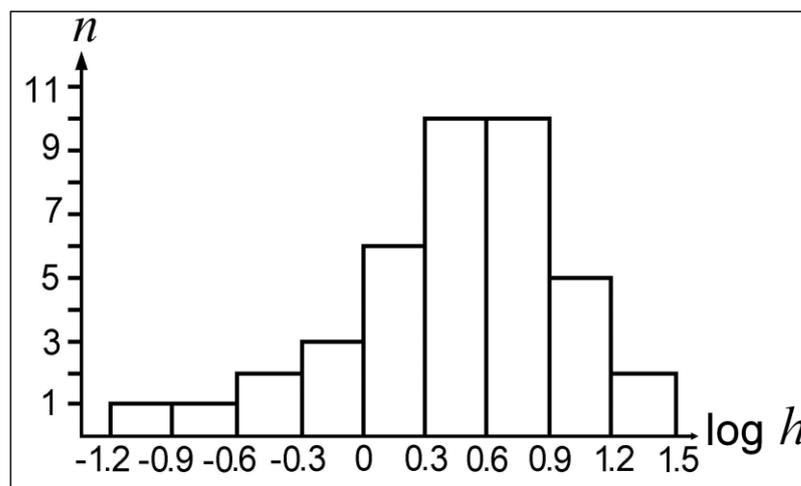


Рисунок 2.10 - Распределение максимальных высот заплесков цунами Санрику 2 марта 1933 г. на С-В побережье Хонсю (Го, 1997).

Логнормальное распределение хорошо известно в линейной теории для волн, распространяющихся в случайной среде по случайным трассам (Состояние теории..., 1970). Логнормальным является также распределение обломков (Бадюков и Дудоров, 2013), и поэтому оно часто используется в геологии. Это распределение также встречается при описании социальных процессов (Бартоломью, 1985).

Применение логнормального распределения к описанию экстремумов реальных данных может сопровождаться серьезным ограничением - мы не можем утверждать, что хвост реального распределения описывается вышеприведенной формулой. Часто некоторая изучаемая величина имеет распределение, близкое к нормальному, если она есть сумма малых слабо зависимых одинаково распределённых случайных вкладов, причем центральная предельная теорема (Феллер, 1984) утверждает только поточечную сходимость именно к нормальной функции распределения, а не ее плотности. Хвосты нормальной функции распределения асимптотически приближаются к 0 и 1, и поэтому поточечная сходимость функции распределения суммы к нормальной функции распределения автоматически означает асимптотическое приближение хвостов к 0 и 1 – и все ! Вывод: можно говорить об аналитическом соответствии плотности реального распределения соотношению (2.34) только для его «содержательной» средней части в окрестности «колокола».

В случае цунами хвост закономерно убывает для больших значений высот, но может оказаться как более «тяжелым», так и более «легким» по сравнению с логнормальным (2.34). По этой причине результаты, приведенные ниже, касаются волн цунами только малой и умеренной амплитуд, которые встречаются наиболее часто и соответствуют «содержательной» средней части распределения.

Поскольку на глубокой воде волновое поле цунами гладкое, то вдольбереговой «разброс» заплесков определяется главным образом «разбросом» коэффициентов трансформации. На основании вышесказанного мы можем

считать, что коэффициенты трансформации амплитуд цунами от глубокой воды к конкретной точке побережья x также должны быть распределены логнормально:

$$\rho(k) = \frac{1}{\sigma k \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\ln^2(\frac{k}{\lambda})}{2\sigma^2}} \quad (2.35)$$

где λ – средне-геометрическое значение коэффициента трансформации амплитуды цунами. Тогда функции повторяемости на глубокой воде и у берега оказываются связанными:

$$\varphi(x, h) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_0^{\infty} \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln h - \ln \lambda h'}{\sigma}\right)^2\right] \varphi(x', h') \frac{dh'}{h'}. \quad (2.36)$$

Далее, используя представление (2.4) для $\varphi(x, h)$ и $\varphi(x', h')$, получим

$$\Phi\left(\frac{h}{H^*(x)}\right) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_0^{\infty} \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln h - \ln \lambda h'}{\sigma}\right)^2\right] \Phi\left(\frac{h'}{H^*(x')}\right) \frac{dh'}{h'}, \quad (2.37)$$

и замена переменных $Z = h/H^*(x)$ $z = h'/H^*(x')$ приводит к формуле

$$\Phi(Z) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_0^{\infty} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma^2} \left(\ln \frac{H^*}{\lambda \cdot H_0^*} \frac{Z}{z}\right)^2\right] \cdot \Phi(z) \frac{dz}{z} \quad (2.38)$$

Таким образом, имеем (Kaistrenko, 2011):

Вывод 1:

Функция повторяемости высот цунами (распределение в точке для разных цунами в течение длительного периода) и вдольбереговое распределение высот каждого конкретного цунами в окрестности рассматриваемой точки формируются одним и тем же процессом – распространением волн в близбереговой акватории с нерегулярной батиметрией. Эти функции связаны интегральным соотношением, а именно - функция повторяемости является собственной функцией интегрального

оператора с собственным числом, равным 1, и ядром которого служит функция, описывающая вдольбереговое распределение высот цунами, с модифицированными коэффициентами.

Собственные функции такого оператора с ядром, зависящим от отношения аргументов Z/z хорошо известны – это степенные функции с произвольным показателем α : $\Phi(z) = C \cdot z^\alpha$ (Полянин и Манжиров, 2003). При этом условие равенства единице собственного числа дает выражение для эффективного коэффициента трансформации $K = \lambda \cdot \exp(-\alpha\sigma^2/2)$, который является (арифметическим) средним и отличен от средне-геометрического коэффициента трансформации λ .

Вывод 2:

Степенной характер функции повторяемости для малых и умеренных высот цунами является внутренним свойством трансформации цунами в близбереговой акватории с нерегулярной батиметрией. Процессы в очаговой зоне цунами могут влиять только на величины параметров C и α .

Соответственно, аналитическое представление степенной функции повторяемости высот цунами будет

$$\varphi(h) = c \cdot h^\alpha \quad c = f \cdot C \cdot (H^*)^{-\alpha} \quad (2.39)$$

Анализ натурного материала показывает, что величина α близка к -1 для всех регионов (Okada and Tada, 1983; Wigen, 1983; Burroughs and Tebbens, 2005). Этот параметр следует считать универсальным и равным $\alpha=-1$. При этом параметр c имеет физическую размерность скорости, и его значения, отличающиеся на побережьях различных регионов, имеют порядок нескольких сантиметров в год. Следует отметить, что никаким другим значениям параметра α в окрестности $\alpha=-1$ не отвечают разумные физические размерности параметра c . Поскольку высоты цунами на глубокой воде примерно на порядок меньше, чем у берега, величина параметра c для глубокой воды составляет несколько миллиметров в год – таков же порядок средних величин деформации земной коры в тектонически активных

зонах. Обнаруженное совпадение навряд ли случайно, поскольку именно такие зоны являются очаговыми зонами цунами.

Учитывая, что функция повторяемости для слабых и умеренных высот цунами должна иметь степенной характер повсеместно, можно сделать еще один

Вывод 3:

Цунамиактивность в диапазоне малых и умеренных цунами определяется вдольбереговым распределением единственного параметра c , зависящего от взаимной геометрии исследуемого побережья и очаговой зоны цунами.

Следует также отметить, что хвостовая часть функции повторяемости для максимальных наблюдаемых высот цунами должна отличаться от вида $c \cdot h^{-1}$. Поверхностная плотность потенциальной энергии цунами равна $\varepsilon(h) = \rho g h^2 / 2$, где h – высота волны. При этом средняя плотность потенциальной энергии цунами за достаточно длительный период может быть оценена интегралом

$$\bar{E} = \int_0^{\infty} \varepsilon(h) \cdot d\varphi(h) < \infty, \quad (2.40)$$

который должен быть ограничен, но расходится в области больших значений высот цунами, если $\varphi(h) \sim h^{-1}$. В целом энергетические ограничения приводят к условию для показателя степени $\alpha < -2$.

Поскольку функция повторяемости для малых и умеренных значений высот цунами - степенная функция $\varphi(h) = c h^{-1}$, имеющая один размерный параметр c , то формула (2.33) становится тривиальной:

$$\varphi(h) = \sum_{k=1}^m c_k \cdot h^{-1} = \left(\sum_{k=1}^m c_k \right) \cdot h^{-1} = c \cdot h^{-1} \quad (2.41)$$

Интересно, что для степенных функций повторяемости высот слабых и умеренных цунами относительный вклад разных частей цунамигенной зоны **не зависит от пороговой высоты волны h :**

$$\psi_{12}(h) = \frac{f_1 \Phi\left(\frac{h}{H_1^*}\right)}{f_2 \Phi\left(\frac{h}{H_2^*}\right)} = \frac{c_1}{c_2} = const \quad (2.42)$$

Следует заметить, что для двух частичных функций повторяемости высот, отличных от степенных, их отношение не будет постоянным.

Обозначая $z = h/H_2^*$ и $\mu = H_2^*/H_1^*$, преобразуем последнюю формулу к виду:

$$\frac{\Phi(\mu z)}{\Phi(z)} = const \quad (2.43)$$

Можно показать, что верно и обратное: любая положительная гладкая функция $\Phi(z)$, $0 < z < \infty$, удовлетворяющая соотношению (2.43) при всех μ из некоторой как угодно малой окрестности некоторого μ_0 , является степенной.

Прежде всего, из гладкости функции $\Phi(z)$ следует гладкая зависимость $const(\mu)$ в рассматриваемой окрестности значений μ . Далее следует цепочка заключений:

$$\begin{aligned} \Phi(z) > 0 &\rightarrow \Phi(\mu z) = const(\mu) \cdot \Phi(z) \rightarrow \\ &\rightarrow [\mu \Phi'(\mu z) = const(\mu) \cdot \Phi'(z) \text{ и } z \Phi'(\mu z) = const'(\mu) \cdot \Phi(z)] \rightarrow \\ &\rightarrow \mu \cdot const'(\mu) \cdot \Phi(z) = z \cdot const(\mu) \cdot \Phi'(z). \end{aligned} \quad (2.44)$$

Решением последнего дифференциального уравнения является степенная функция $\Phi(z)$. Очевидно, что при $\mu=1$ (2.43) является тождеством.

Нам понадобится еще одно свойство функций $\Phi(z)$, задаваемое отношением $\Phi(\mu z)$ к $\Phi(z)$.

Если непрерывная положительная функция $\Phi(z)$, $0 < z < \infty$, такова, что

$$\lim_{z \rightarrow \infty} \frac{\Phi(\mu z)}{\Phi(z)} = 0 \quad (2.45)$$

при некотором $\mu > 1$, то при произвольном действительном β

$$\lim_{z \rightarrow \infty} \Phi(z) \cdot z^\beta = 0 \quad (2.46)$$

то есть $\Phi(z)$ стремится к нулю на бесконечности быстрее любой степени.

Схема доказательства:

Из определения предела (2.45) следует что по ε ($0 < \varepsilon < 1$) найдется z_0 такое, что $\Phi(\mu z)/\Phi(z) < \varepsilon$ при $z \geq z_0$, и, соответственно,

$$\Phi(\mu^k z) < \varepsilon^k \Phi(z) \text{ при } k=1, 2, 3, \dots \text{ при } z \geq z_0 \quad (2.47)$$

Мы можем разбить полуось $[z_0, \infty)$ на непересекающиеся полуинтервалы $[z_0, \mu z_0)$ $[\mu z_0, \mu^2 z_0)$ $[\mu^2 z_0, \mu^3 z_0)$ Введем обозначение для этих полуинтервалов $A_k = [\mu^k z_0, \mu^{k+1} z_0)$. Непрерывная функция будет ограниченной $\Phi(z) < M$ на отрезке $[z_0, \mu z_0]$ и, соответственно, $\Phi(z)|_{A_k} < \varepsilon^k M$. Последовательность $\varepsilon^k M$, мажорирующая $\Phi(z)$ на последовательности полуинтервалов, монотонно убывающая, поэтому по $\delta > 0$ найдется полуинтервал A_k такой, что $\Phi(z)|_{A_k} < \delta$. Это же неравенство будет иметь место при любом $z > \mu^k z_0$.

Иными словами, $\lim_{z \rightarrow \infty} \Phi(z) = 0$. Поскольку положительная непрерывная функция $\Phi(z) \cdot z^\beta$ автоматически удовлетворяет условию (2.45), то (2.46) доказано.

2.7. Функция повторяемости цунами для больших и катастрофических значений высот цунами

Поскольку из энергетических соображений степенная форма функции повторяемости $\sim ch^{-1}$, верная для малых и умеренных высот цунами, для больших высот цунами должна замениться другой, и непостоянство функции $\psi_{12}(h)$ в формуле (2.42) можно использовать в качестве индикатора «схода» со степенной зависимости. Так как функция Φ убывающая, то отличие $\psi_{12}(h)$ от постоянной будет тем отчетливее, чем больше разнятся значения характеристических высот, пусть для определенности $H_1^* < H_2^*$. Поведение функции $\psi_{12}(h)$ зависит, очевидно, от отношения $\mu = H_2^*/H_1^*$, и изучено на наиболее полном японском материале об исторических цунами на побережье Санрику, С-В Хонсю, включающем катастрофические события 1896, 1933 и 2011 годов. Однако даже для этого региона достаточно длинные ряды, включающие данные как сильных, так и слабых цунами, нашлись только для шести пунктов (рисунок 2.11).

Для каждого исследуемого пункта на этом побережье всю цунамигенную зону мы поделим на две части – удаленную (расстояние $L \geq 600$ км до эпицентра

цунамигенного землетрясения) с меньшим значением H_1^* и ближнюю ($L < 600$ км) с большим значением H_2^* . Граничное значение $L=600$ км выбрано так, чтобы количества цунами, генерированных в дальней и ближней зонах, примерно совпадали. В качестве приближенного значения параметра μ взято отношение максимальных наблюдавшихся высот цунами с очагами в этих подзонах (таб. 2.2 и рисунок 2.12).

Таблица 2.2 - Распределение числа цунами с высотами, попадающими в заданные интервалы значений для дальней и ближней очаговых зон для исследуемых пунктов побережья Санрику, С-В Хонсю, Япония

Пункты и максимальные наблюденные высоты цунами от очагов в ближней / дальней зонах	Номер интервала s и количества цунами $n_k^{(1)}$ и $n_k^{(2)}$ с высотами, попадающими в заданные интервалы значений, для дальней / ближней очаговых зон						
	$s = 7$	$s = 6$	$s = 5$	$s = 4$	$s = 3$	$s = 2$	$s = 1$
	5-10 см	11-20 см	21-50 см	51-100 см	1-5 м	5-10 м	> 10 м
Хатинохе $9\text{м} / 3.8\text{м} = 2.4$	10/13	10/11	8/11	4/2	2/4	0/1	0/0
Мияко $12\text{м} / 0.9\text{м} = 13$	16/12	12/4	5/8	2/2	0/5	0/1	0/1
Офунато $24\text{м} / 4.9\text{м} = 4.9$	8/8	10/4	5/5	1/2	2/3	0/0	0/1
Аюкава $7.6\text{м} / 3.1\text{м} = 2.5$	13/13	13/9	12/13	2/3	1/4	0/1	0/0
Онахама $8\text{м} / 1.7\text{м} = 4.7$	14/9	18/4	3/7	1/2	1/0	0/2	0/0
Тёси $3\text{м} / 1.5\text{м} = 2$	6/7	4/4	6/3	0/0	1/2	0/0	0/0

Эмпирическая ступенчатая функция отношения кумулятивных частот повторяемости высот цунами $\psi_{12}(h)$ строится на основе натуральных данных, собранных в таблице 2.2, следующим образом:

$$\psi_{12}(\text{интервал} \cdot s) = \frac{\sum_{k=1}^s n_k^{(1)}}{\sum_{k=1}^s n_k^{(2)}} \quad (2.48)$$

Поведение этой функции показано на рисунке (2.12) для шести пунктов на побережье Санрику, С-В Хонсю, Япония.

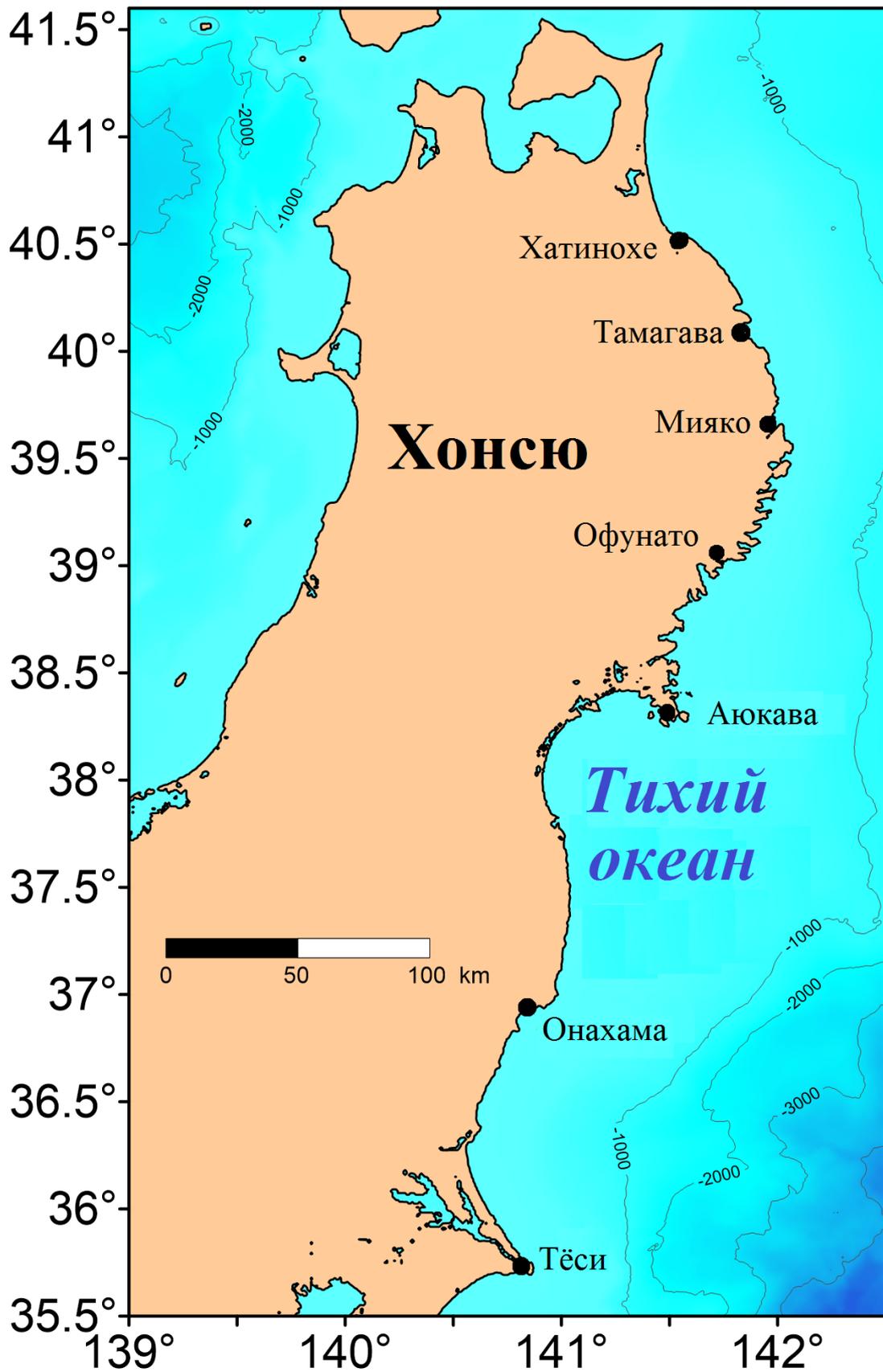


Рисунок 2.11 - Побережье Санрику, Япония.

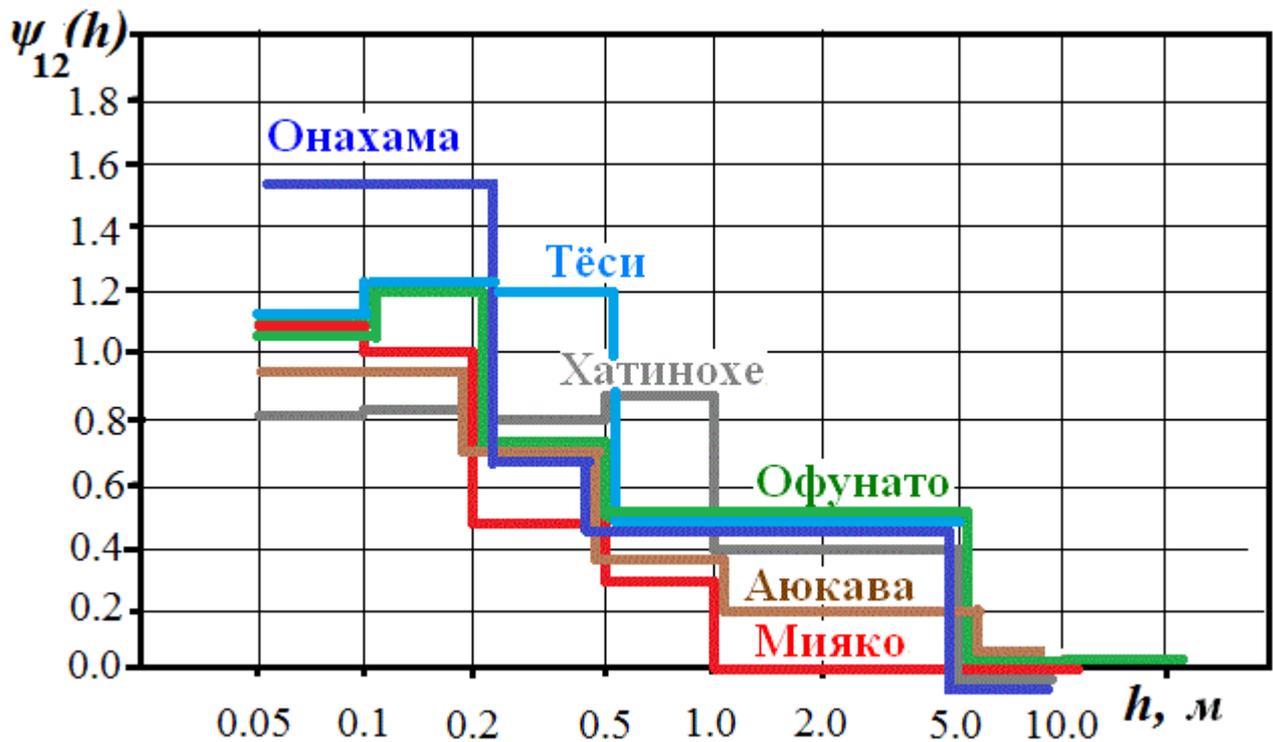


Рисунок 2.12 - Функции $\psi_{12}(h)$, построенные для нескольких пунктов побережья Санрику, С-В Хонсю.

Все построенные функции имеют в разной степени выраженное «плато» в области малых высот цунами, затем быстро убывают и равны нулю при $h \geq 5$ м.

Области «плато» (2.43) соответствует степенной вид функции повторяемости высот цунами, характерный для слабых и умеренных волн. Величины области «плато» для Хатинохе (примерно до 1 м) и Тёси (примерно до 0.5 м) – самые значительные, и это коррелирует с невысокими значениями параметра $\mu \approx 2.4$ и 2, соответственно. Наименьшие величины «плато» всего до 20 см характерны для Мияко ($\mu \approx 13$), Онахама ($\mu \approx 4.7$) и Офунато ($\mu \approx 4.9$). Большое значение оценки $\mu \approx 13$ для Мияко показывает, что характерные высоты цунами в этом пункте от близких очагов на порядок превышают таковые от удаленных источников.

Для всех рассматриваемых пунктов эмпирическая функция $\psi_{12}(h)=0$ при $h \geq 5$ м, то есть за рассматриваемый почти вековой исторический период

величины заплесков цунами в этих пунктах от удаленных источников ни разу не превосходили 5 м.

Боле того, в длительном историческом опыте Японии **все катастрофические цунами на этом побережье, начиная с IX века, были связаны только с «близкими» очагами**, поэтому можно считать, что вероятность катастрофы от очага, удаленного от побережья Санрику, стремится к нулю, и относительный вклад удаленных источников $\psi_{12}(h) \rightarrow 0$ при увеличении пороговой высоты цунами h . Поскольку структура функции $\psi_{12}(h)$ по определению (2.42) есть отношение, подобное (2.45), то согласно (2.46) $\Phi(z) \rightarrow 0$ и функция $\Phi(z) \cdot z^\beta \rightarrow 0$ с произвольной β при увеличении пороговой высоты цунами h . Поэтому функция повторяемости цунами для больших высот цунами убывает быстрее любой степени, что делает приемлемой ее экспоненциальную аппроксимацию (2.17) (Kaistrenko, 2014), согласующуюся с данными об исторических цунами на побережье Японии за более чем тысячелетний период. Понятно, что такой вывод не является строгим математическим доказательством, поскольку используемая в доказательстве (2.46) непрерывность функции повторяемости – это вполне логичное и естественное **физическое** предположение, к тому же мы реально не оперируем со сколь угодно большими высотами цунами (что нужно для предельного перехода).

Убывание функции $\Psi_{12}(h) \rightarrow 0$ при $\mu > 1$ для больших значений высот цунами означает, что всеми членами в сумме (2.33) можно пренебречь, за исключением одного или нескольких членов с общим максимальным значением (частной) характеристической высоты H^* . Пусть величина H_1^* в (2.33) – наибольшая, тогда эта формула упрощается при $h \rightarrow \infty$.

$$\begin{aligned} \varphi(h) &= \sum_{k=1}^m f_k \Phi\left(\frac{h}{H_k^*}\right) = \\ &= f_1 \Phi\left(\frac{h}{H_1^*}\right) \cdot \left[1 + \sum_{k=2}^m \frac{f_k \Phi\left(\frac{h}{H_k^*}\right)}{f_1 \Phi\left(\frac{h}{H_1^*}\right)}\right] \rightarrow f_1 \Phi\left(\frac{h}{H_1^*}\right) \end{aligned} \quad (2.49)$$

Из (2.48) следует важный вывод о том, что «пиковая» цунамиопасность для заданного пункта побережья будет определяться практически исключительно параметрами f_1 и H_1^* , соответствующими «наиболее опасной» части цунамигенной зоны. Для побережья Санрику это – «ближняя» зона, что вполне естественно.

С этой точки зрения несколько необычно выглядит побережье Гавайских островов. В целом менее сильным цунамигенным землетрясениям ближней зоны соответствуют на побережье островов заплески примерно той же величины, как заплески сильнейших цунами с очагами на периферии Тихого океана: 5.5 м при цунами Мэйдзи Санрику в 1896 г., 15.7 м при Гавайском цунами 1903 г., 16.8 м при Аляскинском цунами 1946 г., 9.0 м при Камчатском цунами 1952 г., 9.0 м при Чилийском цунами 1960 г. Поэтому «пиковую» цунамиопасность для Гавайских островов представляет почти вся Тихоокеанская цунамигенная зона (Kaistrenko, 2014).

ГЛАВА 3. ПАЛЕОЦУНАМИ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ОЦЕНОК ЦУНАМИОПАСНОСТИ

3.1. Цунами и берега

Цунами – грозное природное явление, характерное для Дальневосточного побережья России. Редкость разрушительных цунами - благо для людей, проживающих на этих берегах, имеет и обратную сторону - нехватку натуральных данных о физике цунами, частоте и особенностях их проявлений на разных типах побережий. Эта нехватка данных в каталогах исторических цунами не позволяет количественно оценить цунамиопасность для ряда побережий с приемлемой точностью. Требуемая продолжительность времени регистрации сильных и катастрофических цунами – несколько столетий. Реально такая длительность наблюдений с перерывами имеется лишь для нескольких пунктов на Тихоокеанском побережье Японии и Южной Америки.

Первые исследования геологических следов сильных цунами начались независимо в разных странах (Каплин, Ионин, 1961; Kastens, Cita, 1981; Moore, Moore, 1984, 1986; Dawson et al, 1988; Бобыкина, 1990; Paskoff, 1991; Atwater, Moore, 1992).

Однако «прорыв» в эту область исследований произошел после пионерских работ К.Миноура (Minoura and Nakaya, 1991; Minoura and Nakata, 1994). Было обнаружено, что сильное цунами 1983 г. Японском море перенесло пляжный песок далеко вглубь берега, а также в прибрежные озера. Исследование озерных осадочных колонок выявило, наряду с песчаным прослоем 1983 г, песчаные следы от прежних цунами, и, что важно – все эти отложения оказались вполне идентичными.

Стало ясно, что все сильные цунами являются геологическим фактором в динамике прибрежной зоны, цунами оставляют следы на побережьях, временами сильно изменяя сам вид побережья, и перспектива получить необходимую информацию с помощью изучения следов доисторических событий заставила

изучать палеоцунами, постепенно развивая технологию таких работ, включающую методику поиска отложений, их идентификацию, временную привязку, а также методы их статистического анализа. Пример разреза прибрежного торфяника с прослоями цунамигенных песков приведен на рисунке 3.1.

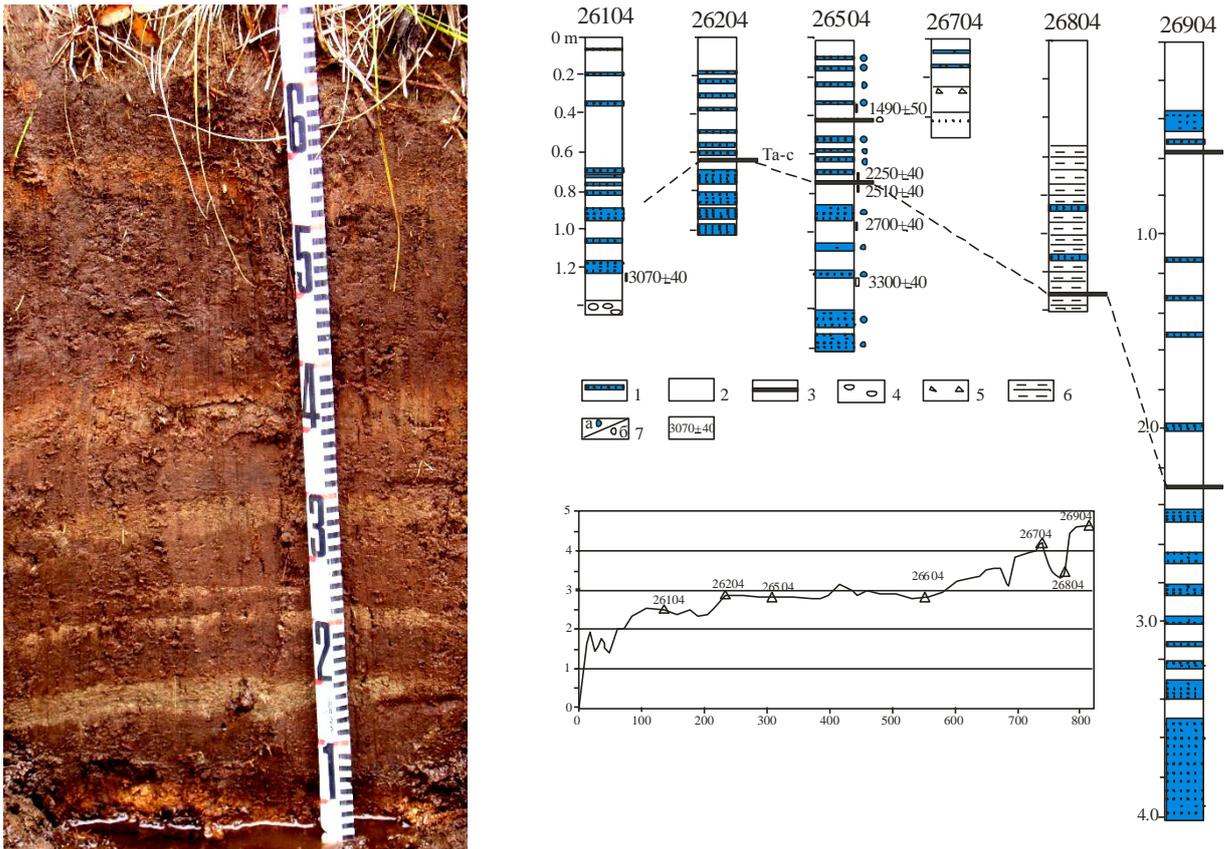


Рисунок 3.1 - Разрез торфяника с прослоями цунамигенных песков и схемы разрезов в южной части долины бух. Димитрова, о. Шикотан (1 – осадки цунами, 2 – торф, 3 – вулканический пепел, 4 – галька, 5 – дресва, 6 – глина, 7 – пробы с морскими диатомеями (а), без морских диатомей (б), 8 – радиоуглеродные даты) (Разжигаева и др., 2008).

Цунами – один из факторов, влияющих на развитие геосистем океанического побережья, которые при катастрофическом развитии событий могут привести к большому человеческим потерям и нанести существенный материальный ущерб.

Крупные цунами не только оставляют геологические следы на берегах, подобные приведенным на рисунке 3.1 (аккумуляция материала), но временами стирают такие следы вместе с частями берега (эрозия). Так, следствием цунами 15 ноября 2006 года явилась масштабная эрозия некоторых участков побережья острова Матуа (Tsunami geomorphology, 2009). Катастрофические цунами последних лет, вызванные сильными землетрясениями ($M_w \geq 9.0$) – Индонезийское 26 декабря 2004 г., Японское 11 марта 2011 г., имевшими трагические последствия, ставят вопрос, насколько часто происходят подобные события и каков может быть их масштаб на разных побережьях Мирового океана.

Одним из наиболее цунамиактивных регионов северо-западной части Тихого океана являются Курильские острова. Последнее крупное цунами здесь произошло в результате Симуширского землетрясения 15 ноября 2006 г. ($M_w=8.3$). Максимальные заплески (до 20 м при глубине проникновения волн до 0.7 км) зафиксированы на Центральных Курильских островах (о-ва Матуа, Расшуа, северо-восток о. Симушир) (Левин и др., 2008; Field survey..., 2009). Летопись исторических цунами для Курильских островов включает отдельные крупные события с конца XVIII века, инструментальные записи с измерением характеристик цунами проводились лишь со второй половины XX века (HTDB/WLD, <http://tsun.sccc.ru/htdbpac/>; NGDC, <http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>).

Первые данные по изучению осадков цунами на Курильских островах были получены сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН и ГИН РАН (Исследование следов..., 1995; Иванов, 1997). Наиболее подробно исследовано побережье Камчатки и Южных Курильских островов (Кунашир, Шикотан, Малая Курильская гряда, рисунок 3.2), работы по поиску следов палеоцунами проводились также на островах Шумшу, Парамушир, Онекотан, Кетой, Симушир, Уруп, Итуруп, на Сахалине и в Приморье. Целями исследований являлись: поиск и идентификация осадков цунами в голоценовых разрезах и анализ их состава, восстановление параметров заплеска, определение возраста и повторяемости

крупных событий, а также корреляция с данными, полученными по сопредельным территориям.

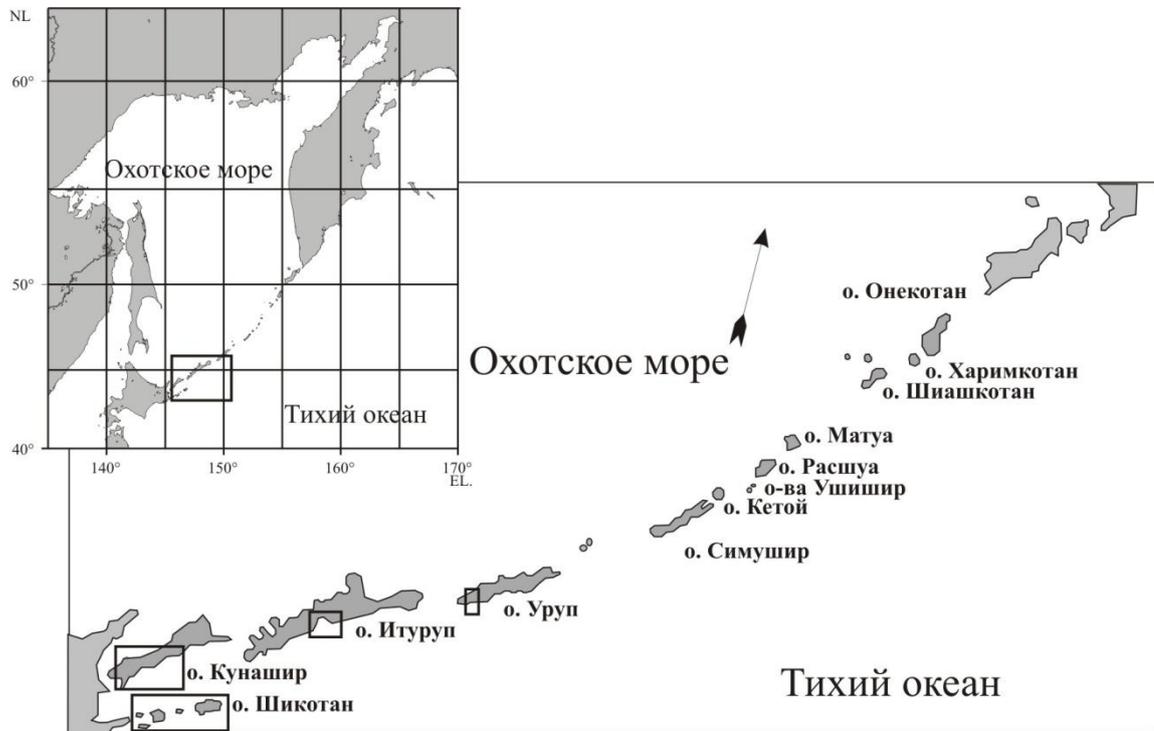


Рисунок 3.2 – Курильские острова. Квадратиками отмечены районы исследований палеоцунами на Южных Курильских островах.

3.2. Осадки современных цунами и их особенности

При интерпретации данных по отложениям палеоцунами большое значение имеют результаты изучения особенностей осадконакопления во время прохождения современных крупных цунами. Анализ осадков Индонезийского цунами 2004 г. (о-ва Симелу, Суматра), Шикотанского цунами 1994 г. (о-ва Шикотан, Юрий, Кунашир) и Симуширского цунами 2006 г. (о-ва Симушир, Матуа, Расшуа, Рыпонкича) позволили выявить ряд закономерностей (Проявление палеоцунами на о. Зеленый..., 2006; Особенности осадконакопления..., 2006; Осадки цунами..., 2007; Геологическая летопись..., 2008; Палеоцунами..., 2011, Проявление палеоцунами на Малой Курильской гряде..., 2012; Coastal Sedimentation..., 2013; The Tohoku Tsunami..., 2014).

Во время прохождения цунами осадконакопление на разных участках побережья имеет существенные различия, обусловленные особенностями трансформации волны на берегах разной конфигурации, геолого-геоморфологическим строением подводного берегового склона и зоны затопления. Одним из факторов, влияющих на осадконакопление, являются разнонаправленные косейсмические движения – поднятие и опускание территории в какой-то мере изменяет ход эрозионно-аккумулятивных процессов во время прохождения волн цунами.

Даже на небольшой территории одно и то же цунами приводит к накоплению осадков разнообразного состава. Зона осадконакопления, как правило, не достигает линии максимального заплеска (рис.3.3).

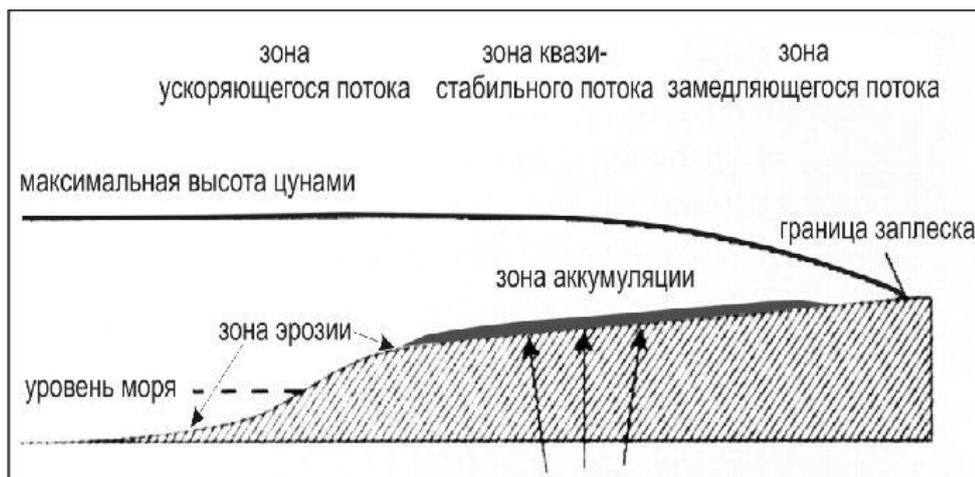


Рисунок 3.3 – Схематическое положение зон эрозии и аккумуляции материала в зоне воздействия прямого потока цунами (Jaffe, Gelfenbaum, 2007).

Данный рисунок показывает, что цунами откладывает материал в «средней трети» зоны затопления: вблизи берега материал слабо осаждается из высокоскоростного потока, а в зоне максимального заплеска материала в потоке уже почти не остается.

Отложения цунами в зоне аккумуляции, особенно на крутых склонах, со временем могут быть смыты атмосферными осадками, но в условиях торфяника,

где уклоны очень малы, эти осадки закрепляются растениями и могут затем сохраняться столетиями и тысячелетиями.

Осадки имеют покровное залегание, мощность слоя зависит от интенсивности волны и объема эродированного материала, который затем переотлагается. Ведущая роль в осадконакоплении принадлежит прямому потоку, а от хода обратного потока зависит сохранность осадка. Изучение последствий Индонезийского цунами показало, что протяженные покровы осадков (мощностью до 24 см) образуются при заплесках цунами более 8 м (Особенности осадконакопления..., 2006). При заплесках волн до 3-5 м материал накапливается полосами и пятнами, заполняя небольшие неровности микрорельефа.

Активному осаждению материала из придонного слоя способствуют преграды даже небольшого размера. Как правило, зона максимального накопления осадков находится на некотором удалении от береговой линии. Гранулометрический состав осадков довольно разнообразен даже в пределах одного острова и зависит не только от особенностей прохождения цунами, но во многом унаследован от источников питания (рисунок 3.4).

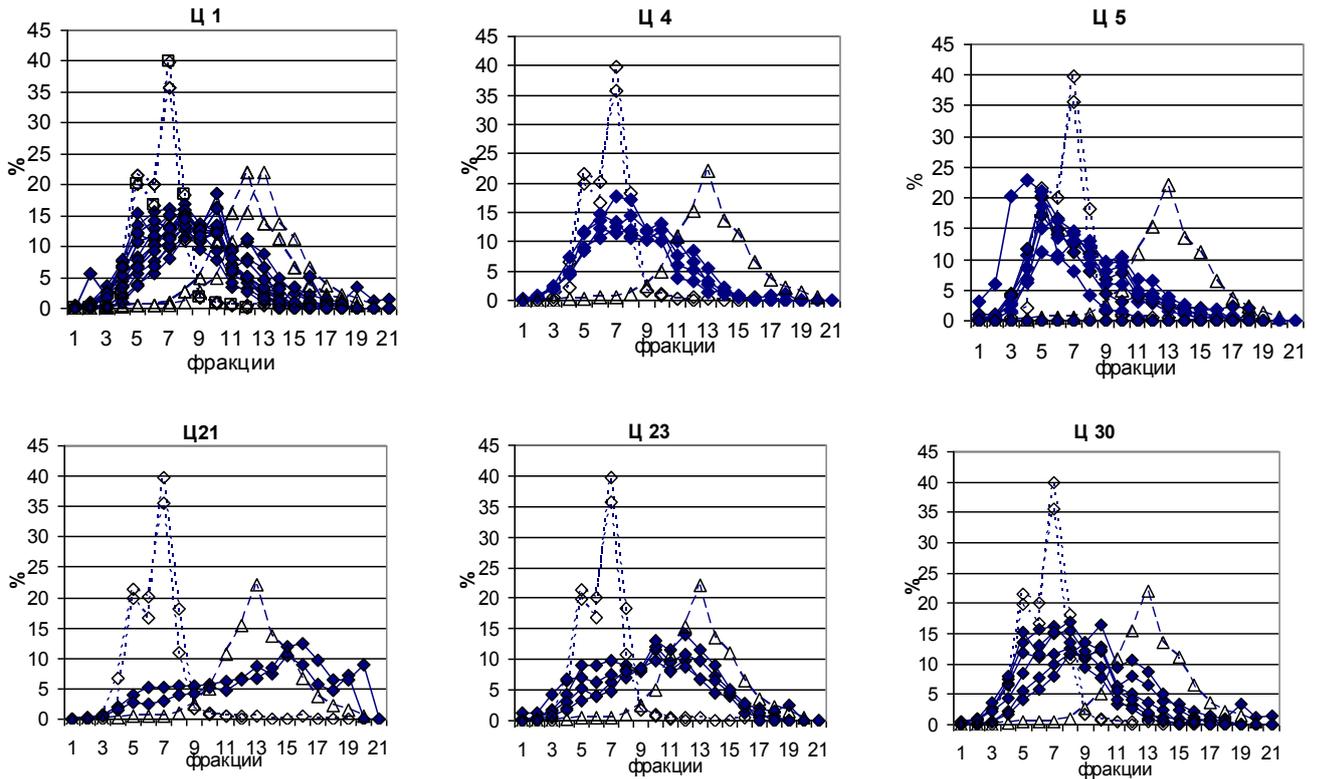


Рисунок 3.4 - Примеры типов гранулометрических кривых распределения для отдельных прослоев цунамигенных осадков бух. Аэродромной, о. Шикотан. Фракции: 1 < 0.05; 2 – 0.05-0.063; 3 – 0.063-0.08; 4 – 0.08-0.1; 5 – 0.1-0.125; 6 – 0.125-0.16; 7 – 0.16-0.2; 8 – 0.2-0.25; 9 – 0.25-0.315; 10 – 0.315-0.4; 11 – 0.4-0.5; 12 – 0.5-0.63; 13 – 0.63-0.8; 14 – 0.8-1; 15 – 1-1.25; 16 – 1.25-1.6; 17 – 1.6-2; 18 – 2-3; 19 – 3-4; 20 – 4-5; 21 > 5 мм (Геологическая летопись..., 2008).

Цунами захватывает материал из различных источников, и образующийся осадок представляет собой своеобразную смесь разного материала, перенесенного волной. Минералогический состав осадков цунами также подтверждает разные источники материала. В целом, осадки цунами менее сортированы, чем пески пляжа и морских террас. При удалении от уреза воды осадок становится тоньше, существенно сокращается примесь грубых фракций, и в зоне максимального заплеска увеличивается примесь алеврита. Иногда отложения цунами отчетливо структурированы (рис. 3.5).



Рисунок 3.5 – Структурированные отложения Индонезийского цунами 2004 года с переслаиванием светлых цунамигенных песков и темных алевроитов, отражающие прохождение нескольких волн. Пос. Бусунг, о. Симелу, Индонезия (Особенности осадконакопления..., 2006).

В осадках современных цунами обнаруживаются солоновато-водные и морские сублиторальные, неритические и океанические диатомеи – микроскопические водоросли, имеющие прочный ажурный скелет, основу которого составляет кремнезем. В отложениях палеоцунами, соответственно, присутствуют скелеты диатомовых водорослей различной сохранности. Обилие диатомей, обитающих в прибрежной зоне моря, свидетельствует о том, что волна, в основном, захватывает материал с мелководья. В осадках сильнейших цунами встречаются глубоководные формы.

При изучении палеоцунами одной из актуальных задач является выявление отличий осадков цунами от осадков сильных штормов, сопровождавшихся

нагонами. Изучение осадков экстремальных штормов, связанных с прохождением глубоких циклонов в районе Малых Курил в 2006-2007 гг., показало, что характер штормового осадконакопления существенным образом отличается от осадконакопления во время прохождения цунами, в первую очередь, из-за разных соотношений длины и высоты волн (Экстремальные шторма..., 2010). Поэтому зона аккумуляции осадков цунами намного превышает зону действия экстремальных штормов и может протягиваться на несколько сотен метров вглубь суши. Например, после цунами 1994 г. на о. Шикотан, пески были встречены на расстоянии до 470 м от береговой линии (Иванов, 1997). Мощность покрова штормовых осадков значительно больше (0.5-0.7 м), чем осадков цунами, поскольку часть материала, принесенного цунами, может уноситься обратным потоком. Сравнение гранулометрических характеристик штормовых осадков и осадков цунами на о. Шикотан показало, что штормовые осадки существенно грубее, часто содержат примесь гравия (до 66%), практически не включают алеврита, присутствующего в осадках цунами (до 33%). Как правило, сортировка материала штормов лучше, чем осадков цунами. Осадки штормов и цунами наиболее сильно различаются в бухтах, где идет подача грубого материала с бортов, здесь осадки штормов хуже сортированы по сравнению с цунамигенными песками (бух. Димитрова). В целом, осадки штормов и цунами имеют одни и те же источники поступления материала, но их вклад в формирование осадков существенно отличается: цунами в отличие от штормов захватывает больше материала с подводного берегового склона.

3.3. Палеоцунами в Южно-Курильском регионе в голоцене

Основными объектами для реконструкции палеоцунами являлись разрезы голоценовых торфяников и озерных отложений на побережье островов, включающих прослой морских песков, простирающихся далеко за пределы зоны воздействия сильных штормов. Идентификация отложений палеоцунами основана на методических приемах, разработанных для Курило-Камчатского района

(Проявление палеоцунами на о. Зеленый..., 2006; Геологическая летопись..., 2008; A millennial-scale record..., 2003; Field survey..., 2009; Tsunami geomorphology..., 2009) и Японских островов (Unusually large earthquakes..., 2003). Разрезы (шурфы и материалы ручного бурения) изучались по профилям от линии уреза вглубь суши с проведением нивелирования. Для определения происхождения осадков использовался диатомовый анализ, возрастная привязка и корреляции событий основана на данных тефростратиграфии и радиоуглеродного датирования вмещающих отложений (ГИН РАН и СПбГУ). Обследовались бухты, отличающиеся конфигурацией береговой линии, геоморфологическим строением и по-разному ориентированные к фронту цунами. Основное внимание уделялось тихоокеанскому побережью островов (рисунок 3.6). Ниже приводятся данные по летописям событий палеоцунами для отдельных островов.

Остров Кунашир. Здесь масштабы цунами не столь значительны, поскольку он защищен от прямого воздействия цунами Малой Курильской Грядой и Южно-Курильским проливом. Осадки палеоцунами, как правило, имеют незначительную мощность и хуже выражены, чем на других островах. В разрезах торфяников тихоокеанского побережья о. Кунашир установлены следы 17 событий за последние 7 тысяч лет, представленные тонкими прослоями песка (до 3 см), рисунок 3.7.

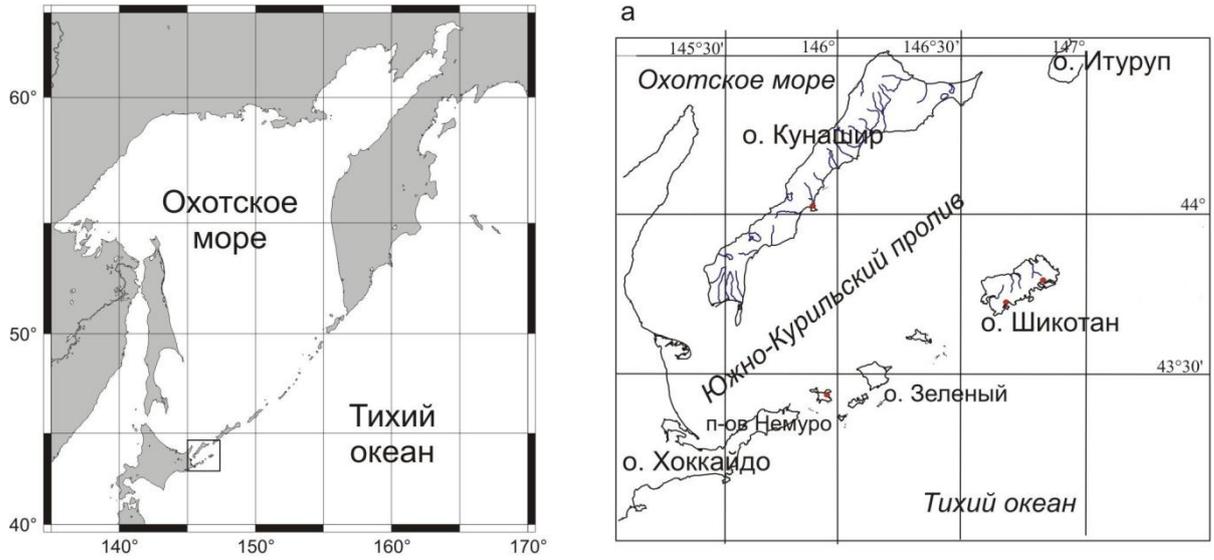


Рисунок 3.6 – Район исследований.



Рисунок 3.7 – Общий вид разреза торфяника с прослоями отложений разной природы. Долина ручья Добрый Ключ, о. Кунашир (фото автора).

Проникновение наиболее крупных цунами вглубь острова превышало 2.5 км, высота заплеска была более 5-7 м (Holocene Tsunami..., 2005). Большинство доисторических цунами хорошо сопоставляется с данными по Восточному Хоккайдо [Unusually large earthquakes..., 2003; Geological Study..., 2011]. Возраст наиболее крупных событий на о. Кунашир оценивается около 470 ± 60 , 740 ± 60 , 1100 ± 50 , 1400 ± 140 , 1800 ± 230 , 2500 ± 100 , 2850 ± 100 , 3340 ± 240 , 3650 ± 170 л.н. (Holocene Tsunami..., 2005). Среди исторических случаев наиболее интенсивным было цунами XVII века.

Следы трех исторических сильных цунами, оставивших осадки в 1170 м от берега (на высоте 3.2 м), обнаружены на Серноводском перешейке, под нижним слоем песка получена ^{14}C дата 830 ± 50 л.н., ГИН-12698, ниже по разрезу выходит прослой вулканического пепла Ma-b (1 тыс. л.н.).

Наиболее выраженные слои цунамигенных песков (мощностью до 7 см) обнаружены в разрезе торфяника на побережье бух. Южно-Курильской. Они являются свидетельством прохождения четырех сильных среднеголоценовых цунами (^{14}C даты 2920 ± 60 л.н., ГИН-12684; 3160 ± 50 л.н., ГИН-12685, 3660 ± 40 л.н., ГИН-12686; 4160 ± 40 л.н., ГИН-12687).

Остров Шикотан. Малая Курильская гряда представляет большой интерес для реконструкции проявления палеоцунами, поскольку она максимально приближена к склону Курило-Камчатского желоба, где расположено большинство эпицентров землетрясений, вызывающих цунами (рисунок 3.8). По сравнению с другими Южно-Курильскими островами на о. Шикотан обнаружено наибольшее количество слоев цунамигенных песков, которые хорошо прослеживаются по простиранию (Геологическая летопись..., 2008).

Наиболее перспективным для поисков следов палеоцунами является тихоокеанское побережье острова, хотя и на побережье со стороны Южно-Курильского пролива обнаружены осадки наиболее крупных событий. Максимальное количество прослоев цунамигенных песков найдено на побережье бух. Димитрова в отложениях барьерных палеоозер и длительно существующих

болотных массивов. В разрезах фиксируются следы наиболее сильных цунами (с высотой заплеска более 5 м). Обнаружено до 22 прослоев, оставленных цунами в позднем голоцене и до 18 в среднем голоцене. Частота проявления палеоцунами за последние 6 тыс. лет была неравномерной, высокая повторяемость событий отмечена для временного интервала 500-1500 л.н.

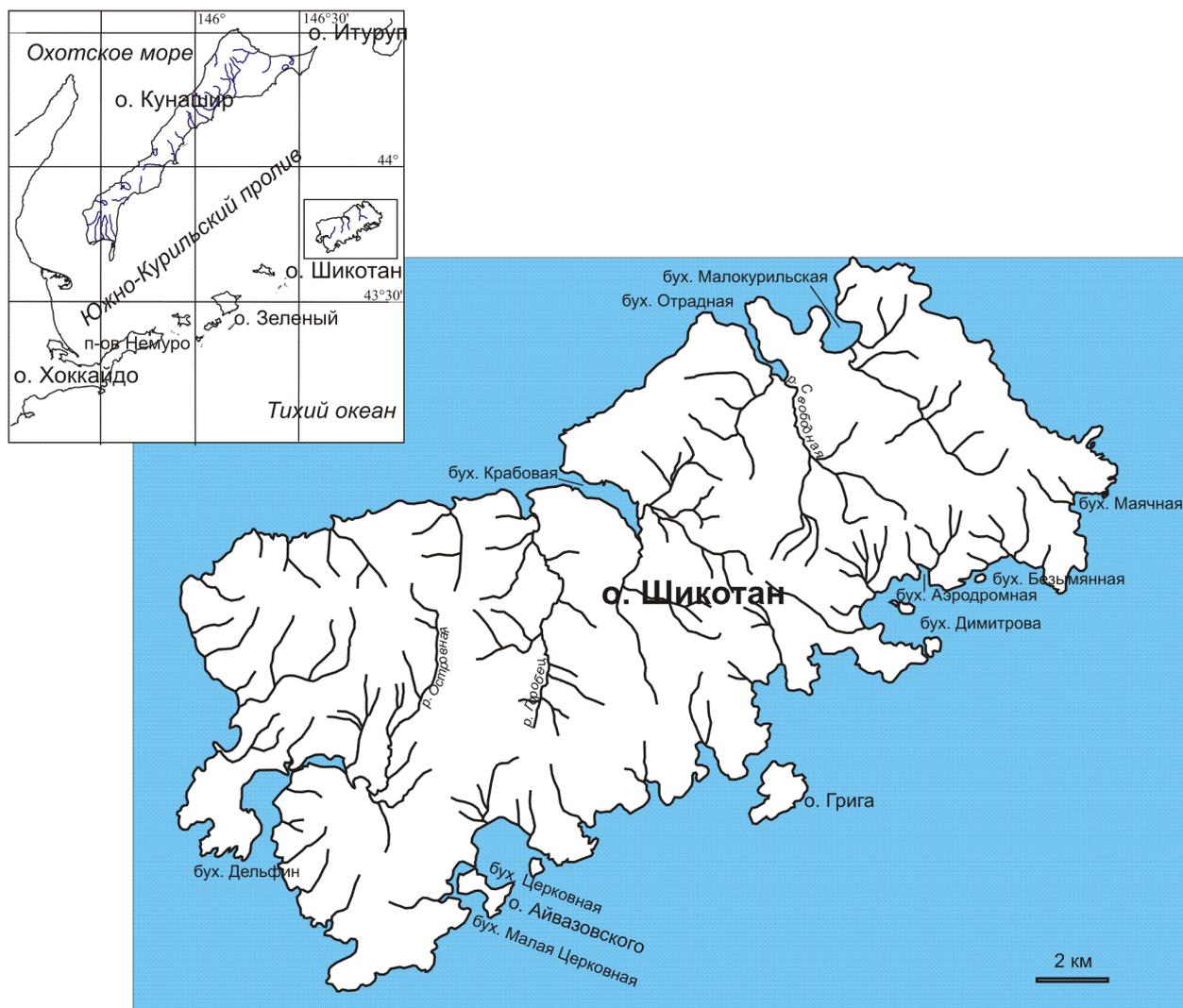


Рисунок 3.8 – Остров Шикотан.

Осадки наиболее сильных цунами обнаружены на расстоянии до 0.7 км от берега, на высоте до 9 м. Точную оценку высоты заплесков палеоцунами установить затруднительно из-за сильных косейсмических движений, характерных для этого острова.

Следы исторических цунами зафиксированы в разрезах торфяников на побережье бух. Малая Церковная, закрытой от прямого воздействия океана о. Айвазовского. Здесь обнаружено 4-5 прослоев морского песка, залегающих выше прослоев вулканических пеплов Ко-с2 (1694 г.) влк. Комагатаке и Та-а (1739 г.) влк. Тарумаи, расположенных на о. Хоккайдо. Возрастную привязку цунамигенных песков можно сделать предположительно. В кровле разрезов залегают песок Шикотанского цунами 1994 г., ниже, вероятно, выходят осадки наиболее сильных цунами, произошедших за последние 300-400 лет. В XX веке на Шикотане наиболее ярко (высота заплеска ≥ 5 м) проявились цунами 1958, 1960, 1975, 1994 г. гг. В XIX веке в районе Восточного Хоккайдо было несколько сильных землетрясений, сопровождавшихся цунами – в 1843 г. (цунами Tokachi-oki, M 8.2), 1893 и 1896 гг. (Geological Study..., 2011). Осадки цунами Tokachi-oki, вероятно, найдены на побережье бух. Аэродромной, где в разрезе торфяника в 570 м от уреза на высоте около 4 м обнаружен прослой морского песка между линзами вулканических пеплов Ко-с2 (1694 г.), Ко-с1 (1856 г.). Вероятно, в разрезах фиксируются и следы двух цунами XVII века, найденные на Восточном Хоккайдо, одно из которых было катастрофическим (Geological Study..., 2011). На о. Шикотан из торфа, залегающего под прослоями цунамигенных песков, получены ^{14}C даты: 400 ± 60 л.н., 440 ± 80 кал. л.н., ЛУ-6321; 280 ± 40 л.н., 370 ± 60 кал. л.н., ЛУ-6322; 260 ± 80 л.н., 300 ± 140 кал. л.н., ЛУ-6116; 290 ± 80 л.н., 330 ± 130 кал. л.н., ЛУ-5764. Зона затопления была не менее 0.7 км при высоте заплеска более 5 м.

Из других наиболее сильных событий за последние 2.5 тыс. лет можно выделить цунами, произошедшие около 700 л.н. (^{14}C даты: 670 ± 70 л.н., 640 ± 60 кал. л.н., ЛУ-5932; 790 ± 60 л.н., 740 ± 50 кал. л.н., ЛУ-6143), около 1 тыс. л.н. (^{14}C даты: 1060 ± 50 л.н., 1000 ± 50 кал. л.н., ЛУ-5762; 1000 ± 80 л.н., 920 ± 90 кал. л.н., ЛУ-5761; 870 ± 90 л.н., 820 ± 90 кал. л.н., ЛУ-5755; 970 ± 90 л.н., 890 ± 90 кал. л.н., ЛУ-5922; 1120 ± 80 л.н., 1070 ± 90 кал. л.н., ЛУ-5766; 1030 ± 80 л.н., 950 ± 100 кал. л.н., ЛУ-6578), около 1.5 тыс. л.н. (1490 ± 50 л.н., ГИН-13026; 1440 ± 130 л.н., 1370 ± 130 кал. л.н., ЛУ-6114), около 2 тыс. л.н. (2100 ± 80 л.н., 2110 ± 120 кал. л.н., ЛУ-5923) и

около 2.2 тыс. л.н. (2240 ± 80 л.н., 2240 ± 90 кал. л.н., ЛУ-6142). Осадки этих цунами залегают выше прослоя вулканического пепла Та-с влк. Тарумаи (2.3 кал. тыс. л.н.). Следы близких по возрасту палеоцунами также были обнаружены на Восточном Хоккайдо (Geological Study..., 2011).

Ниже приведены схемы разрезов, фиксирующих отложения известных исторических цунами а также палеособытий в наиболее информативном торфянике острова - в долине, примыкающей к одному из отрогов бухты Димитрова (местное название - бухта Аэродромная, рисунок 3.9).

Поверхность торфяника в местах заложения разрезов 14305-14705 расположена за 3-метровым береговым валом, поэтому в этих разрезах отмечены цунами, высота которых превышает 3-метровую отметку. Соответственно, в разрезе 16005 отмечены палеоцунами с высотой заплеска более 7 м.

Из 15 цунами Ц1-Ц15 за период 1230 ± 100 лет, выявленных по отложениям в разрезах 14305-14705 только одно цунами «отметилось» на высоте более 7 м (более старые события скорее всего связаны с иной высотной привязкой относительно уровня океана). Всего же в разрезах этого торфяника были обнаружены отложения 38 событий (см. рисунок 3.9).

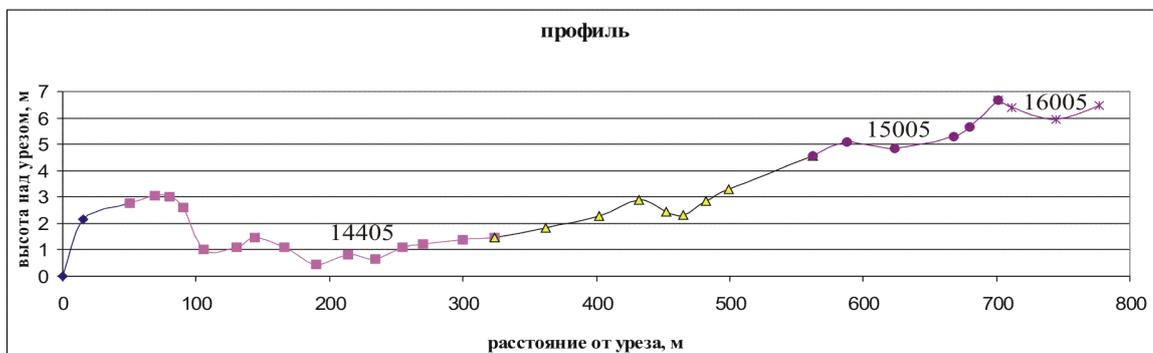
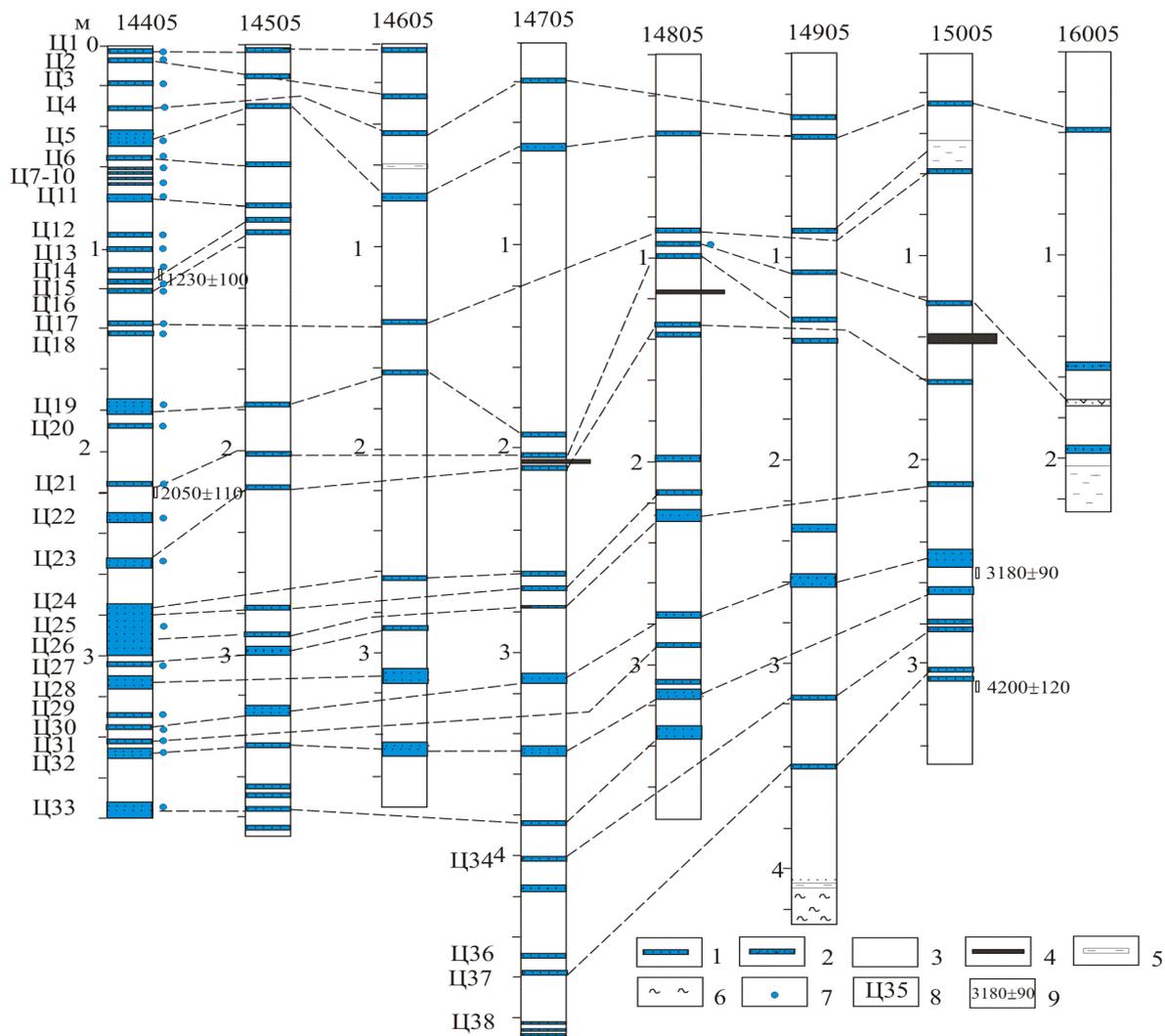


Рисунок 3.9 - Разрезы голоценовых отложений с прослоями цунамигенных песков и геоморфологический профиль, бух. Аэродромная, о. Шикотан (1 – осадки цунами, 2 – цунамигенный песок с вулканическим стеклом, 3 – торф и сапропель, 4 – вулканический пепел, 5 – алеврит, 6 – суглинок, 7 – находки морских диатомей, 8 – индекс цунами, 9 – радиоуглеродные даты), (Геологическая летопись..., 2008).

3.4. Некоторые выводы о проявлениях доисторических цунами на Южных Курильских островах

Изучение следов палеоцунами в разрезах голоценовых отложений Южных Курильских островов показало, что проявление этих событий в недавнем геологическом прошлом имело больший масштаб, чем в XX веке. Из осадков многочисленных цунами, зарегистрированных в XX веке, обнаружены следы не более 2-3 событий. Наиболее распространены осадки Шикотанского цунами 1994 г. Ниже фрагментарно вскрываются осадки более сильных событий, произошедших за последние 300-400 лет. Отсутствие песков цунами может объясняться тем, что большинство из этих событий имело высоту заплеска менее 5 м, а наблюдения за проявлением современных цунами показало, что такие цунами не сопровождаются интенсивной эрозией и не оставляют протяженных осадочных покровов. Часть осадков предыдущих событий могла быть уничтожена последующими цунами, если они проходили через незначительные интервалы времени. Из цунами XIX века на о-вах Зеленый и Юрий предположительно обнаружены пески цунами 1894 г., а на о. Шикотан обнаружены осадки цунами Tokachi-oki 1843 г.

Из исторических событий наиболее сильно проявилось цунами XVII века, вероятно, 1611 г. Из более ранних стоит отметить палеоцунами около 700 и 1000 лет назад. Осадки этих трех событий широко распространены на Восточном Хоккайдо [Unusually large earthquakes..., 2003; Geological Study..., 2011]. В целом, во второй половине среднего-позднем голоцене, включая историческое время, средний период повторяемости сильнейших палеоцунами был около 300-400 лет, что хорошо согласуется с данными по полуострову Немуро – 200-379 лет (Geological Study..., 2011). Наиболее подробная летопись для региона получена для о. Шикотан, где на побережье закрытых бухт обнаружены следы разных по интенсивности событий (рисунок 3.10), но вглубь суши прослеживаются только следы наиболее сильных цунами (Осадки цунами..., 2007).

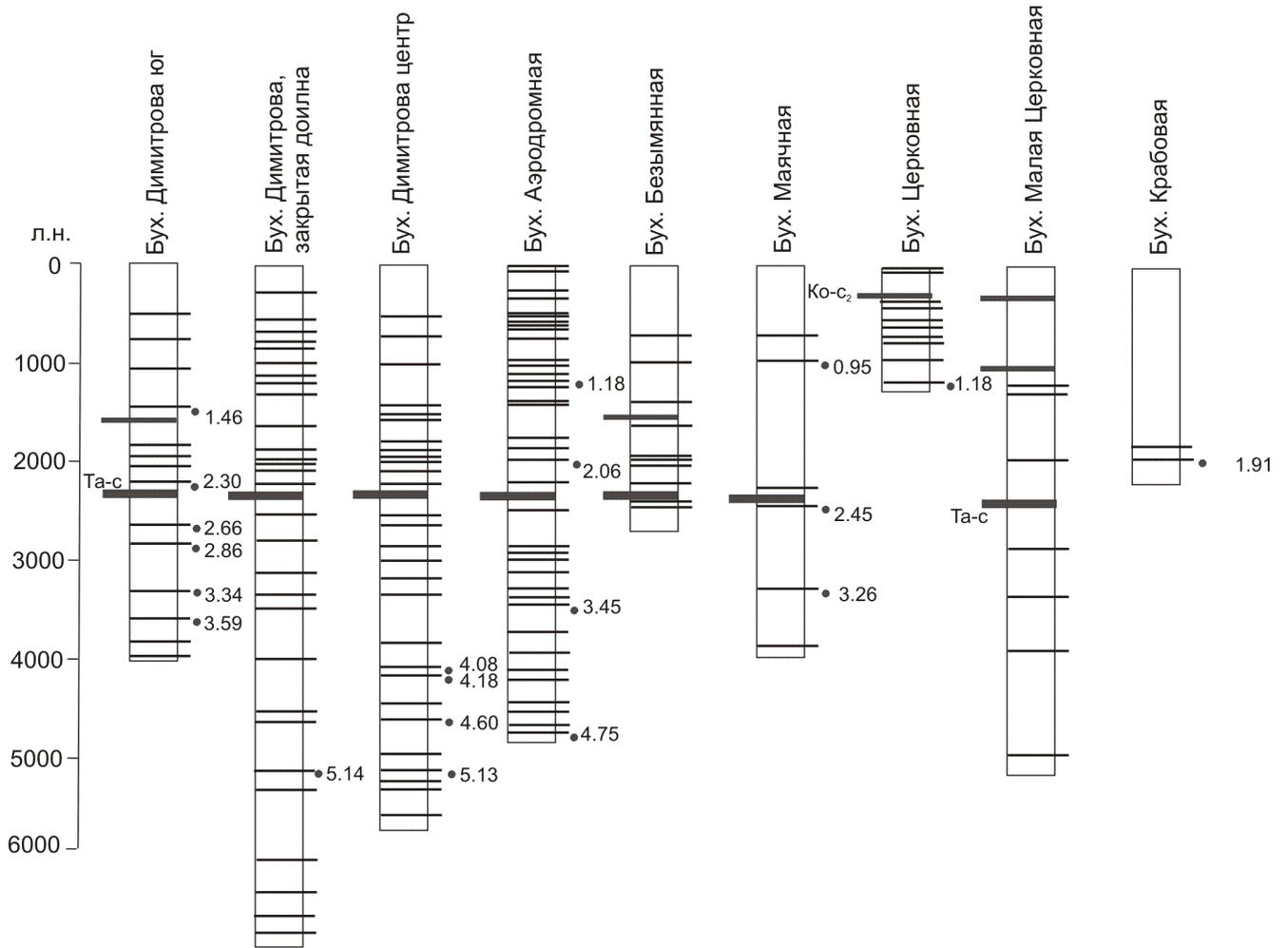


Рисунок 3.10 - Сводные колонки с возрастными палеоцунами для различных участков побережья о. Шикотан (Геологическая летопись..., 2008).

Один из наиболее интересных фактов, связанных с цунамиопасностью, состоит в том, что наиболее высокий уровень цунамиактивности в районе Южных Курильских островов приходился на период около 1 тысячи лет назад (рисунок 3.11)

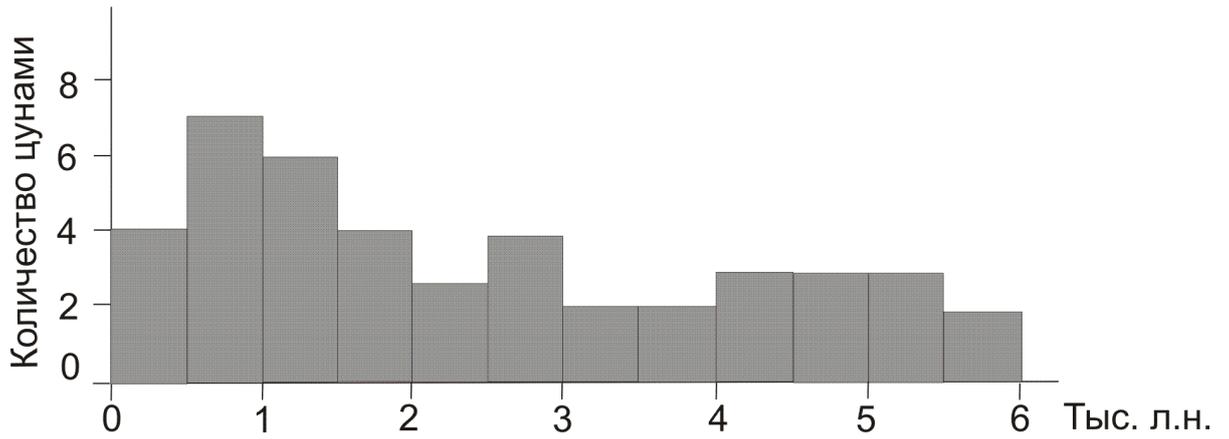


Рисунок 3.11 - Частота проявления палеоцунами на о. Шикотан за последние 6000 лет (Геологическая летопись..., 2008).

Другой важный факт касается малых островов Малой Курильской гряды, с максимальными отметками порядка 10 м выше уровня океана (рисунок 3.12).

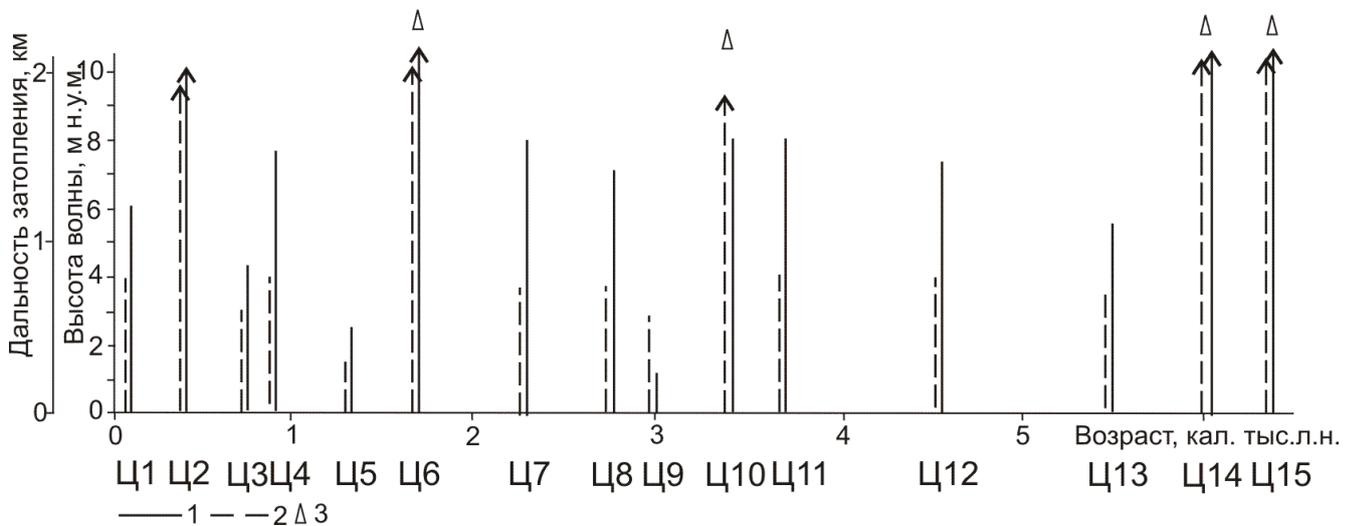


Рисунок 3.12 - Отложения палеоцунами и вулканических пеплов в голоцене на о. Зеленом с указанием высотной отметки и дальности от уреза воды (1 – высота отложения цунами над уровнем моря; 2 – дальность затопления суши; 3 – вулканическая активность) (Проявление палеоцунами на о. Зеленый..., 2006).

Рисунок показывает, что в течение 6 тысяч лет цунами 5 раз «перехлестывало» остров Зеленый, причем в четырех случаях из них, катастрофическое цунами сопровождалось пеплопадами (можно сказать, что

события были практически одновременными в геологическом временном масштабе). Иными словами, катастрофические цунами в этом регионе явно коррелируют с возрастанием вулканической активности.

Несмотря на хорошую общую корреляцию, некоторые события, установленные на Тихоокеанском побережье островов Кунашир (Holocene Tsunami..., 2005) и Итуруп (Исследование следов палеоцунами..., 1995), не выделены на Восточном Хоккайдо (Evaluation of frequency..., 2000) и наоборот – аналоги некоторых событий, зафиксированных на Хоккайдо, не обнаружены на юге Курильских островов (рисунок ниже).

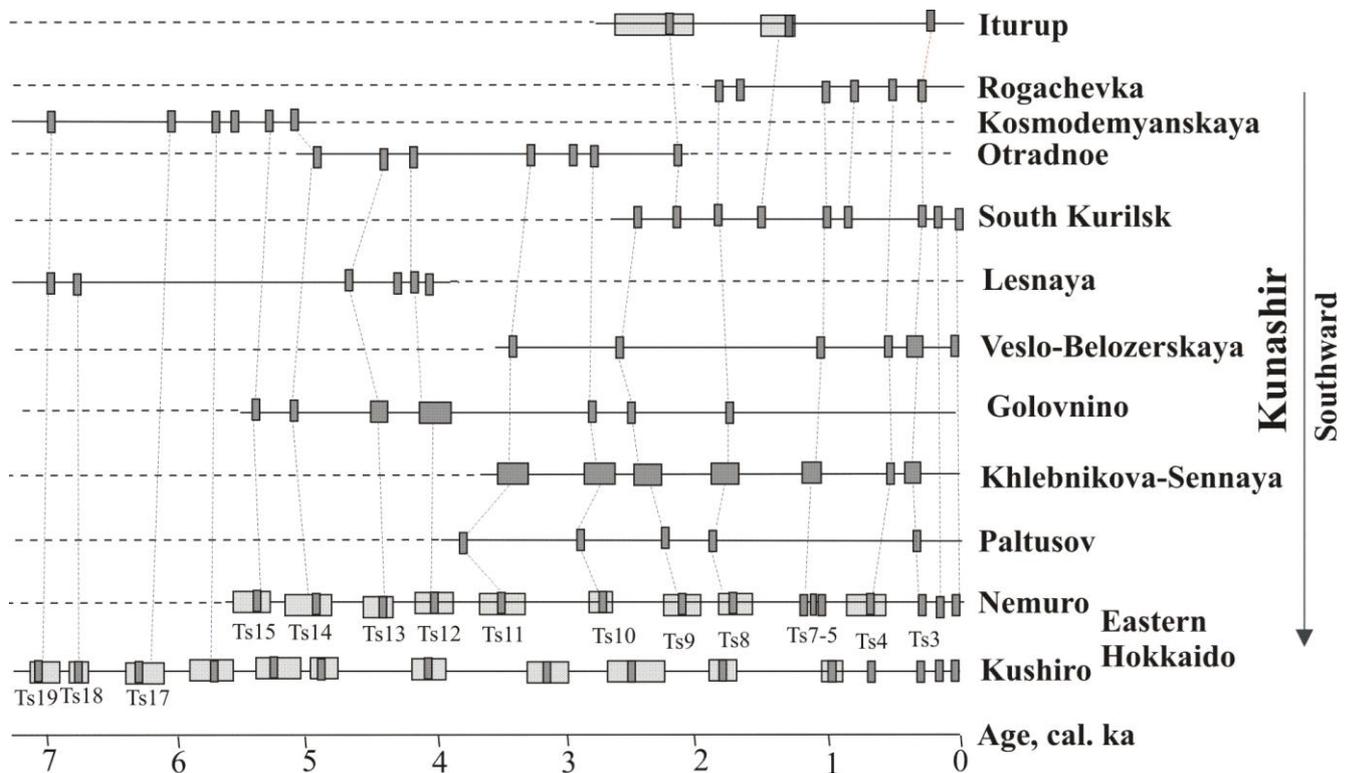


Рисунок 3.13 - Корреляция отложений палеоцунами на Тихоокеанском побережье островов Кунашир и Итуруп и Восточном Хоккайдо (Holocene Tsunami..., 2005).

В целом реконструкция палеоцунами сделана для последних 6-7 тыс. л.н. Осадки более ранних событий не удается обнаружить, поскольку в позднем

плейстоцене Южные Курилы – о-ва Кунашир и Малая Курильская гряда были объединены с Хоккайдо сухопутным мостом при уровне моря ниже современного на 100-120 м, распад этого моста завершился во время голоценовой трансгрессии около 8 тыс. л.н. Во время существования сухопутного моста береговая линия имела другие очертания и находилась далеко от современного положения, поэтому поиск даже раннеголоценовых цунами в разрезах, находящихся в настоящее время ниже уровня моря, проблематичен.

3.5 Особенности статистического учета данных о палеоцунами

В течение длительного времени основным видом натуральных материалов, с которыми работали специалисты по проблеме цунами, были данные о максимальных заплесках цунами, собранные в каталогах. Главная особенность такого материала – это данные о высотах, которые были достигнуты при цунами. Наличие же отложений палеоцунами, обнаруженных на некотором уровне над океаном, свидетельствует о том, что данный уровень был превышен при цунами. Каков же при этом был максимальный заплеск – неизвестно. Несомненно, что очень перспективные, хотя и достаточно проблемные данные о палеоцунами, и традиционные данные о заплесках цунами – это два разных типа данных, которые надо научиться использовать совместно.

Один из путей решения этой проблемы – разработка методик получения оценок заплесков на основе совокупности параметров отложений цунами. Три последних катастрофических цунами – Индонезийское 2004 года, Симуширское 2006 года и Тохоку 2011 года предоставили полигоны для выявления закономерностей в отложениях цунами. Это вызвало появление ряда работ, посвященных поиску зависимостей между характеристиками исходной волны цунами, такими, как глубина и скорость потока, максимальная протяженность зоны затопления, величина вертикального заплеска, и параметрами отложений цунами, такими как протяжённость песчаного покрова, появившегося в результате

цунами, и его гранулометрическими, геохимическими и диатомовыми характеристиками (Abe et al, 2012; Cheng and Weiss, 2013; Insights from geochemistry..., 2014; Soulsby et al, 2007; Srisutam and Wagner, 2010; Reconstructing..., 2012). Найденные в настоящее время закономерности позволяют получать только достаточно грубые оценки вертикальных заплесков для выявленных палеоцунами.

На самом деле и данные о заплесках цунами, и данные о палеоцунами, собранные в каком-либо месте, могут совместно и вполне корректно использоваться для построения функции повторяемости высот цунами для данного места. Суть такого прямого метода состоит в следующем.

Пусть в некотором прибрежном торфянике обнаружены отложения цунами (рисунок 3.14).

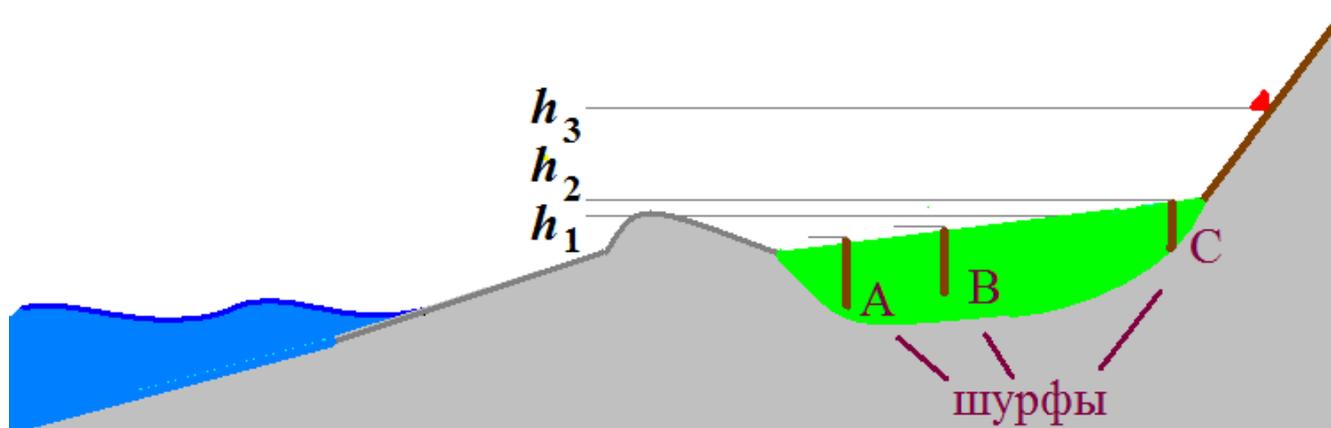


Рисунок 3.14 - Схема прибрежной зоны с отложениями цунами

Свежие следы максимальных заплесков (h_3 на рисунке) чаще всего обнаруживаются на склонах, и в течение нескольких месяцев они смываются атмосферными осадками. Отложения цунами обнаруживаются в разрезах торфяников, характеризующихся малыми уклонами. Позиции шурфов А и В разновысотны, однако с отложениями цунами в них ассоциируется высота берегового вала h_1 , поскольку цунами достигло их, преодолев береговой вал. С отложениями цунами в шурфе С ассоциируется высота h_2 над уровнем моря.

Пусть в результате исследований в некотором пункте у побережья в одном, или нескольких шурфах выявлены отложения n палеоцунами, и с этими отложениями ассоциирована высота $h_{(n)}$ над уровнем океана. Этой ситуации отвечает вероятность (2.7)

$$P_{(n)} = e^{-\varphi(h_{(n)})T} \cdot \frac{[\varphi(h_{(n)}) \cdot T]^n}{n!} \quad (3.1)$$

с неизвестной функцией $\varphi(h)$, при этом вероятность $P_{(n)}$ принимает наибольшее значение при $\varphi(h_{(n)}) = n / T$. Это – максимально правдоподобное (Крамер, 1975) значение функции повторяемости высот цунами, соответствующее отложениям n палеоцунами, с которыми ассоциирована высота $h_{(n)}$ над уровнем океана. Следует отметить, что максимальное значение вероятности при этом достаточно мало, и зависит только от числа отложений цунами n . Подставляя максимально правдоподобное значение функции повторяемости высот цунами в формулу (3.1), получим

$$\max P_{(n)} = e^{-n} \cdot \frac{n^n}{n!} \quad (3.2)$$

При $n = 1$ $\max P(n) = e^{-1}$. Используя формулу Стирлинга для факториала (Лаврентьев и Шабат, 1975), получим асимптотику искомого значения для больших значений n

$$\max P_{(n)} \approx \frac{1}{\sqrt{2\pi n}} \left(1 - \frac{1}{12n} + O\left(\frac{1}{n^2}\right)\right) \quad (3.3)$$

Из формулы (3.3) видно, что ситуации с находками большого количества отложений цунами, относящихся к какому-либо уровню, весьма редки априори.

Для использования данных палеоцунами при построении функции повторяемости при $n \geq 3$ с использованием весового метода наименьших

квадратов (Химмельблау, 1973) можно воспользоваться медленной монотонной изменчивостью средних логарифмов частот $\overline{\ln \varphi(h_n)}$ и дисперсий D_n при изменении n (формулы (2.14-2.16 и 2.22-2.23). Наличие n отложений палеоцунами, ассоциированных с высотой $h_{(n)}$ над уровнем океана, означает, что $h_{(n)}$ находится между (неизвестными) заплесками h_{n+1} и h_n в ряду $h_1 > h_2 > h_3 > \dots$ (2.6):

$$h_{n+1} < h_{(n)} < h_n \quad (3.4)$$

и поэтому:

$$\overline{\ln \varphi(h_n)} < \overline{\ln \varphi(h_{(n)})} < \overline{\ln \varphi(h_{n+1})} \quad (3.5)$$

$$D_{n+1} < D_{(n)} < D_n \quad (3.6)$$

3.6 Построение функции повторяемости цунами на базе данных об исторических событиях и палеоцунами

Рассмотрим на реальном примере исследования палеоцунами в районе Халактырки, на Тихоокеанском побережье Камчатки (Отложения цунами..., 2002; Kaistrenko et al, 2003, рисунок 3.14).

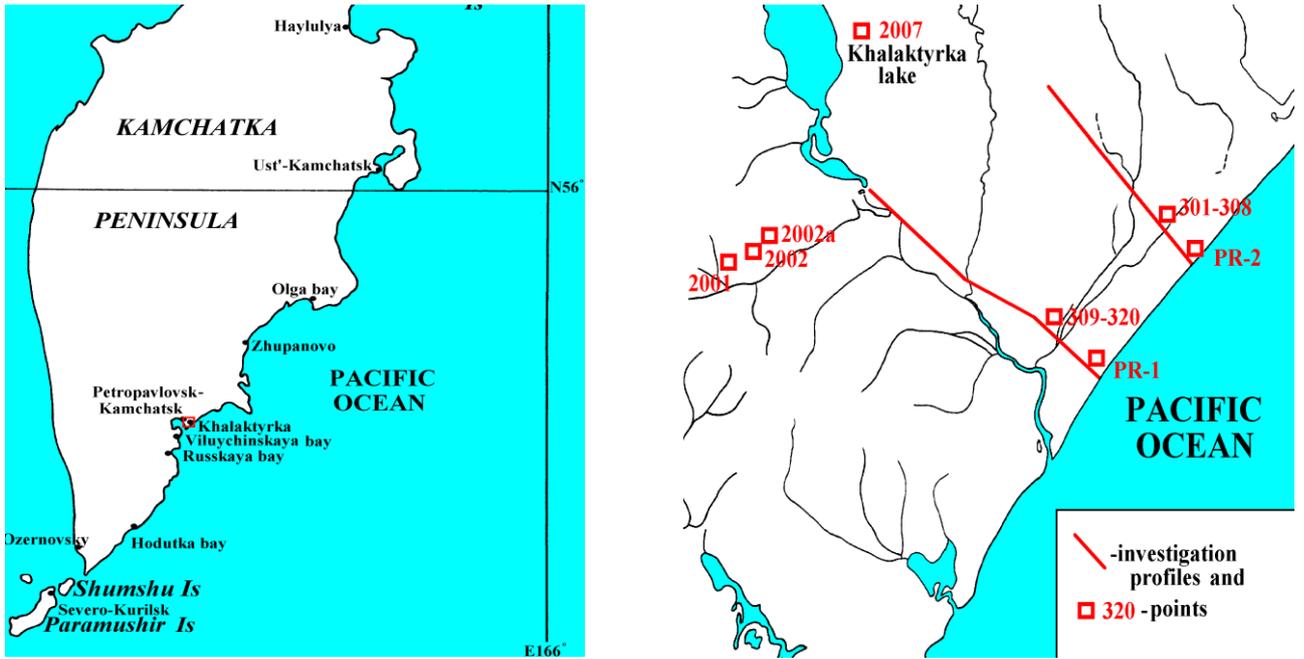


Рисунок 3.14 – Район исследований на Тихоокеанском побережье Камчатки и местоположение профилей и шурфов (Kaistrenko et al, 2003)

Ниже на рисунке приведен профиль 2 и схемы разрезов.

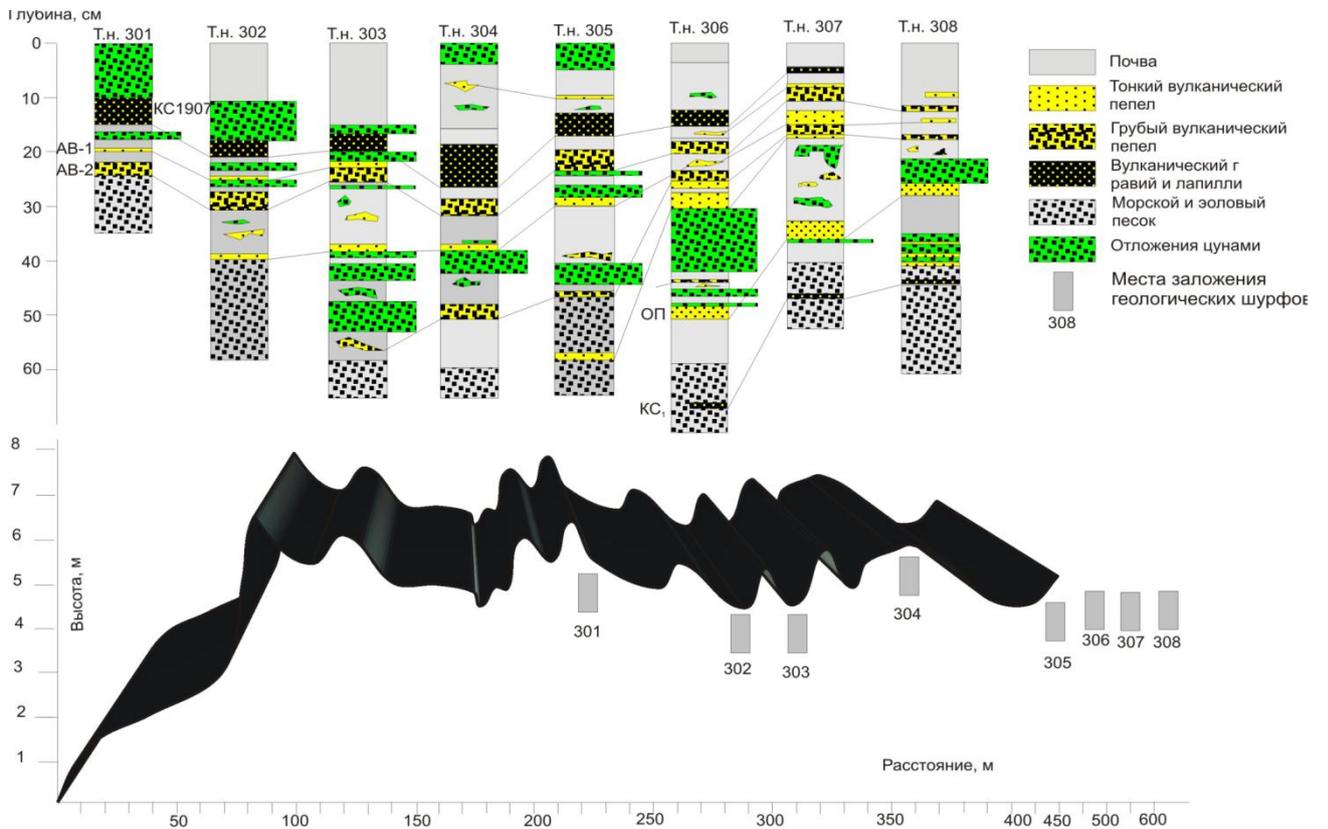


Рисунок 3.15 – Геоморфологический профиль 2 и схемы разрезов.

Последний рисунок демонстрирует типичные черты отложений цунами. Пятнистость отложений цунами при их формировании приводит к тому, что каждый разрез содержит свой набор отложений, с частичным перекрытием наборов из соседних разрезов. Отложения вулканических пеплов, как видно из рисунка, прослеживаются вдоль профиля гораздо отчетливее, и, соответственно, при корреляции и датировке отложений палеоцунами широко использовался метод тэфростратиграфии и тэфрохронологии, позволяющий определять стратиграфическое положение, относительный и абсолютный возраст цунамигенных горизонтов в геологических разрезах, опираясь на изученные ранее состав и возраст голоценовых маркирующих горизонтов вулканических пеплов для Камчатки (Holocene Key-Marker Tephra..., 1997).

В исследуемом районе на побережье Халактырского пляжа было выделено 13 цунамигенных горизонтов (Ц1-Ц13). Отложения цунами представлены, как правило, тонкими (от 0.5 см до 20 см) прослоями темно-серых, за счет примеси в них большого количества темноцветных минералов, морских песков, иногда с галькой (до нескольких см) и включениями древесины. Некоторые цунамигенные прослои в разрезах хорошо сортированы. Их мощность, начиная с определенного расстояния от берега, постепенно убывает, также уменьшается и крупность отложений. Так, например, отложения цунами 1952 г. имеют наибольшую мощность (8 см) на расстоянии 300-350 м от побережья, где они представлены крупно- и среднезернистым морским песком. В 600 метрах от побережья этот слой практически выклинивается, а отложения представлены мелкой и тонкозернистой фракциями песка.

Слои Ц1-Ц2 залегают выше маркирующего горизонта извержения вулкана Ксудач 1907 г. Отложения представлены 2-10-сантиметровыми слоями темно-серых, не слоистых морских песков и галькой, по своему облику схожих с пляжевыми. Крупность песков изменяется от крупно- и грубозернистой до мелко- и среднезернистой. Максимальная высота берегового вала, за которым обнаружены эти горизонты - 8 метров, максимальное расстояние заплесков вглубь берега Ц1 - 250 м, Ц2 - 600 м. По положению, занимаемому в разрезах (профиль 1,

разрезы 309-315, профиль 2, 301-306), определено, что это следы исторических цунами 1959 (1960?) и 1952 гг.

Слой Ц3 залегает между маркирующим горизонтом пепла Ксудача 1907 г. и пеплом АВ-1 от извержения вулкана Авачинского 1855 г. Мощность отложений цунами от 1 до 5 см (профиль 2, разрезы 301-303), максимальный заплеск 320 м. По положению в разрезах слой Ц3 отнесен к историческому цунами 1904 г.

Слои Ц4-Ц5 залегают между пеплами АВ-1 и АВ-2 от извержений вулкана Авачинского 1855 г и 1779г. Мощность отложений до 4-5 см. (профиль 2, разрез 302; профиль 1, разрез 313). Максимальный заплеск цунами Ц-4 около 300 м. Цунами Ц-5 отнесено к вероятному событию т.к. в разрезе 313 отсутствует верхний маркер АВ-1. Из данных каталога исторических цунами на Камчатке, цунами Ц4-Ц5 могут быть отнесены к событиям 1841 и 1792 (1827?) гг.

Слои Ц6-Ц8 залегают между пеплами АВ-2 и ОП- от извержения вулкана Опала 606 г. (профиль 1, разрезы 309-313). Мощность отложений до 5-6 см. Максимальный заплеск на побережье- 450 м. Верхнее событие Ц-6, по-видимому, можно отнести к историческому цунами 1737 г., нижние слои Ц7-Ц8 относятся к доисторическим событиям.

Слои Ц9-Ц11 залегают между пеплами ОП и КС₁- от извержения вулкана Ксудач 236 г. (профиль 2, разрез 308; профиль 1, разрезы 313-316). Мощность отложений менее 5 см. Максимальный заплеск- 700-750 м. от современной береговой линии.

Слои Ц 12-13 залегают между пеплами КС₁ и АВ-12 – от извержения вулкана Авачинского около 1500 лет до н.э. (профиль 1, разрезы 313, 315-318-а). Мощность отложений до 10 см., максимальный заплеск – около 900 м. от современной береговой линии. На момент цунами береговая линия находилась на несколько сотен метров ближе в сторону суши относительно современной.

Слои Ц1-Ц11 относятся к 11 событиям за период времени с 236 г. по настоящее время, и два события (Ц12-Ц13) – к периоду с примерно 1500 года до н.э. по 236 г.н.э. Для учета палеоцунами при построении функции повторяемости предпочтительнее использовать более однородный материал по первым 11

событиям. Уровень, с которым ассоциируются отложения этих цунами – 8-метровая высота берегового вала (рисунок 3.15), то есть $h_{(11)} = 8$ м. Ситуация «отложения 11 палеоцунами в течение периода с 236 г. по настоящее время» означает, что заплеск 11-го по рангу цунами превосходил 8 м, а заплеск 12-го по рангу цунами был менее 8 м, соответственно:

$$h_{12} < 8 \text{ м} < h_{11} \quad (3.7)$$

и поэтому:

$$-5.07 = \overline{\ln \varphi(h_{11})} < \overline{\ln \varphi(8 \text{ м})} < \overline{\ln \varphi(h_{12})} = -4.98 \quad (3.8)$$

$$0.085 = D_{12} < D_{(11)} < D_{11} = 0.093 \quad (3.9)$$

$$0.29 = \sigma_{12} < \sigma_{(11)} < \sigma_{11} = 0.31 \quad (3.10)$$

Ниже на рисунке 3.16 приведена функция повторяемости высот цунами для Халактырки, построенная по историческим (цунами 1841, 1952 и 1960 гг.) и палеоданным ($\overline{\ln \varphi(h_{(11)})} = -5.03$, $\sigma_{(11)} = 0.3$). Эта функция – часть общей для Южной Камчатки вероятностной модели цунамиактивности (раздел 5.5).

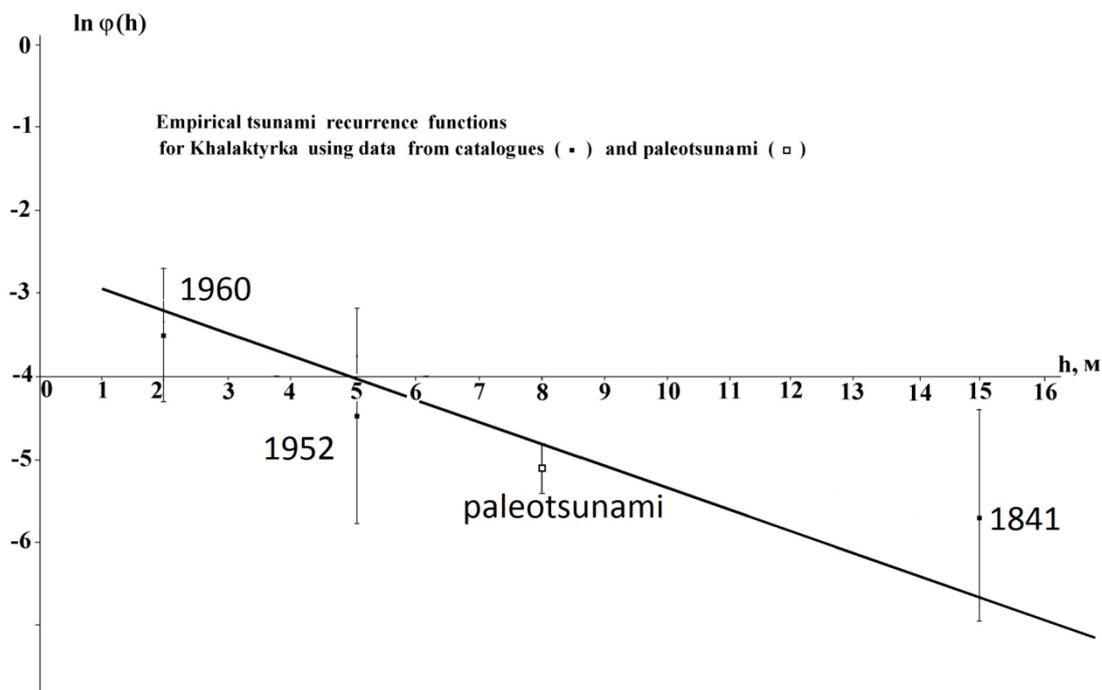


Рисунок 3.16 – Эмпирическая функция повторяемости высот цунами для Халактырки (Kaistrenko et al., 2003).

Рисунок выше демонстрирует значимость данных палеоцунами – именно многочисленным данным палеоцунами соответствует минимальное значение дисперсии.

Аналогичная работа по совместному использованию исторических и палеоданных о цунами была проведена на материалах, относящихся к району Жупаново, Камчатка (Доисторические цунами, 2000).

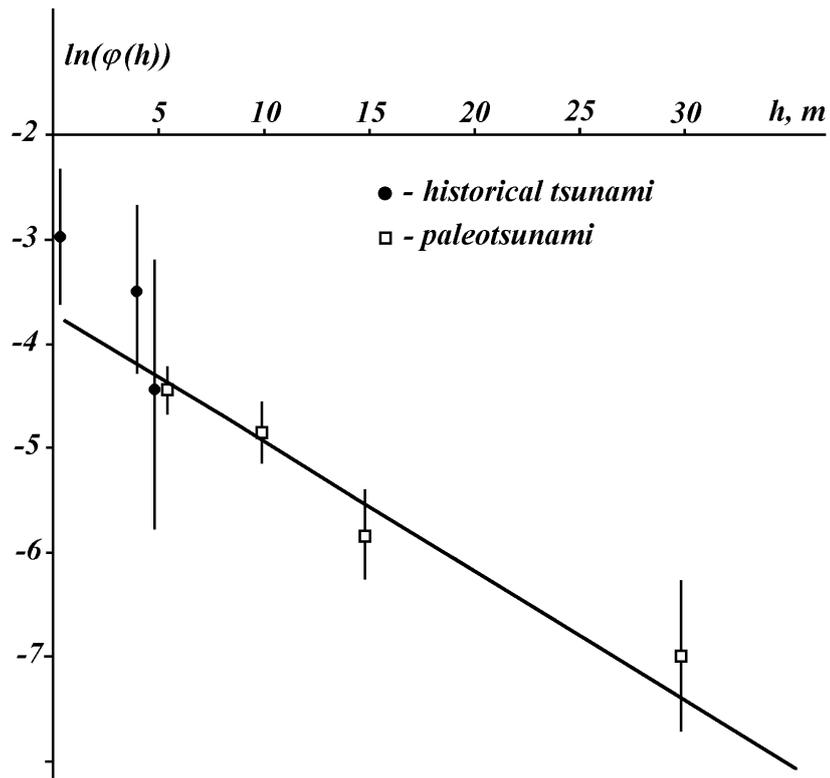


Рисунок 3.17 – Эмпирическая функция повторяемости высот цунами для Жупаново (Kaistrenko and Pinegina, 2001).

ГЛАВА 4. ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЦУНАМИ ВБЛИЗИ БЕРЕГА

4.1. Эмуляция плоского наката. Примеры

В прибрежных районах с гладкой береговой линией происходит существенная рефракция длинных волн, в результате чего волновой фронт ориентируется параллельно берегу, реализуя тем самым практически «одномерный» накат. Пусть ось X направлена горизонтально в сторону моря и глубина растет по линейному закону $h(x) = k \cdot x$. При этом линейное уравнение мелкой воды имеет вид (Стокер, 1959):

$$(gkx \cdot \eta_x)_x = \eta_{tt} \quad (4.1)$$

где: g - ускорение силы тяжести, η - смещение уровня относительно равновесного. Приведенное выше уравнение вырождается у берега, при этом на мелководье вблизи побережья нарушаются аппроксимационные критерии, поскольку размер длины волны цунами становится близким размеру пространственного шага численной схемы, но именно этот участок моря наиболее важен для практики. Обычно этот мелководный участок «обрезают» на глубине порядка 10 м, ставя там искусственную стенку (рисунок 4.1).

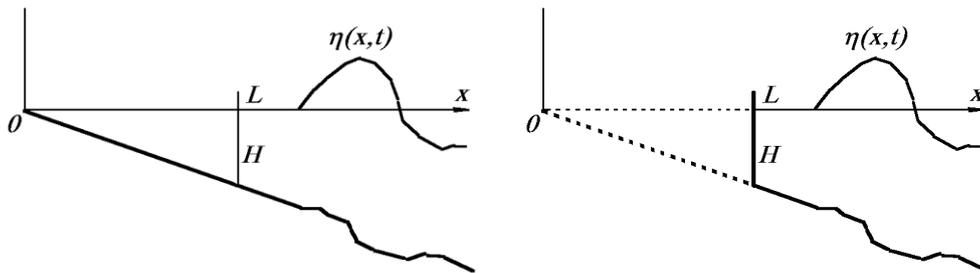


Рисунок 4.1 - Две модели распространения цунами в прибрежной зоне: реалистичная (слева) и с искусственной стенкой (справа)

Для «переноса» максимальной амплитуды от «стенки» к урезу часто используется приближенная формула (Shuto, 1972):

$$R/A = \frac{2}{\left[J_0^2(2kL) + J_1^2(2kL) \right]^2}, \quad (4.2)$$

где R максимальный заплеск на берегу, A амплитуда падающей волны, L – ширина шельфа, k – волновое число, J_0 и J_1 – функции Бесселя (Справочник по специальным функциям, 1979).

Рассматривая физику процесса, можно получить более адекватное интегральное преобразование «мареограммы» $\eta(L, t)$, полученной на «стенке» в запись колебаний уровня $\eta_1(t)$ на урезе. Общее решение уравнения (4.1) имеет следующее представление через интеграл Фурье:

$$\eta(x, t) = \frac{1}{2 \cdot \pi} \int_{-\infty}^{\infty} \left[a(\omega) \cdot H_0^{(1)} \left(2 \cdot \omega \sqrt{\frac{x}{k \cdot g}} \right) + b(\omega) \cdot H_0^{(2)} \left(2 \cdot \omega \sqrt{\frac{x}{k \cdot g}} \right) \right] \cdot e^{-i \cdot \omega t} d\omega, \quad (4.3)$$

где: $\tilde{\eta}(x, \omega) = a(\omega) \cdot H_0^{(1)}(Z) + b(\omega) \cdot H_0^{(2)}(Z)$ - трансформанта Фурье функции $\eta(x, t)$, и

$$Z = 2 \cdot \omega \sqrt{\frac{x}{k \cdot g}}. \quad (4.4)$$

При этом из асимптотики функции Ханкеля: $H_\lambda^{(1,2)}(Z) \approx \sqrt{\frac{2}{\pi \cdot Z}} e^{\pm i \left(Z - \frac{1}{2} \lambda - \frac{\pi}{4} \right)}$ (Лаврентьев, Б. В. Шабат, 1987), следует, что первое слагаемое описывает отраженную волну, а второе - падающую; $a(\omega)/b(\omega)$ - коэффициент отражения. Численное решение на области с “обрезанной” прибрежной частью до расстояния L реализует обычное на этой границе условие непротекания:

$$\left. \frac{d\eta}{dx} \right|_L = 0 \Rightarrow a(\omega) H_0^{(1)} \left(2 \cdot \omega \sqrt{\frac{L}{k \cdot g}} \right) + b(\omega) H_0^{(2)} \left(2 \cdot \omega \sqrt{\frac{L}{k \cdot g}} \right) = 0, \quad (4.5)$$

что позволяет, учитывая представление для $\tilde{\eta}(x, \omega)$, выразить $b(\omega)$ через трансформанту Фурье численной мареогаммы в точке $x = L$:

$$b(\omega) = -\frac{\pi \cdot Z_0 H_1^{(1)}(Z_0)}{4 \cdot i} \cdot \tilde{\eta} \Big|_L, \quad Z_0 = 2 \cdot \omega \sqrt{\frac{L}{k \cdot g}}. \quad (4.6)$$

Поскольку падающая волна задается источником, она не зависит от того, где и какое граничное условие поставлено, поэтому ее нужно теперь “дovести” до берега.

В новой модели без искусственной стенки при $x = L$ волновое поле имеет аналогичное представление, вообще говоря, с другими $a_1(\omega)$ и $b_1(\omega)$. Однако, поскольку мы проводим падающую волну до берега, то $b_1(\omega) = b(\omega)$. Так как на урезе особенности отсутствуют, то $a_1(\omega) = b_1(\omega)$ - (полное отражение) и решение представляется через функции Бесселя:

$$\tilde{\eta}_1(x, \omega) = 2 \cdot a_1(\omega) \cdot J_0 \cdot \left(2 \cdot \omega \sqrt{\frac{x}{k \cdot g}} \right); \quad (4.7)$$

при этом трансформанта Фурье береговой мареогаммы есть:

$$\tilde{\eta}_1(0, \omega) = 2 \cdot a_1(\omega) = \frac{\pi \cdot Z_0 H_1^{(1)}(Z_0)}{2 \cdot i} \cdot \frac{\tilde{\eta}(\omega)}{L}, \quad (4.8)$$

или, иначе:
$$\tilde{\eta}_1(0, \omega) = -\frac{\pi}{2} \cdot \left(2 \sqrt{\frac{L}{kg}} \right) \cdot H_1^{(1)} \left(2 \cdot \omega \sqrt{\frac{x}{kg}} \right) \cdot [-i \cdot \omega \cdot \tilde{\eta}(L, \omega)]. \quad (4.9)$$

Сделав обратное преобразование Фурье, получим требуемое представление в виде свертки:

$$\eta_1(t) \Big|_0 = \int_0^{T-t} \frac{t - \tau}{\sqrt{(t - \tau)^2 - T^2}} \eta'(\tau) \Big|_L d\tau, \quad (4.10)$$

и, проинтегрировав по частям, получим:

$$\eta_1(t)|_0 = \int_0^{t-T} \sqrt{(t-\tau)^2 - T^2} \eta''(\tau)|_L d\tau, \quad (4.11)$$

где единственный параметр $T = 2\sqrt{\frac{L}{kg}} = \frac{2 \cdot L}{g \cdot H}$ есть время задержки распространения волны от точки $x = L$ до берега, $t > T$.

Данное преобразование можно использовать для эмуляции прибрежной части акватории, обычно «отбрасываемой» в расчетах сеточными методами. Примеры преобразования на рисунке 4.2 демонстрируют существенное изменение формы и максимальной амплитуды колебаний уровня на уресе η_1 по сравнению с исходной «мареограммой» $\eta|_L$ на искусственной стенке.

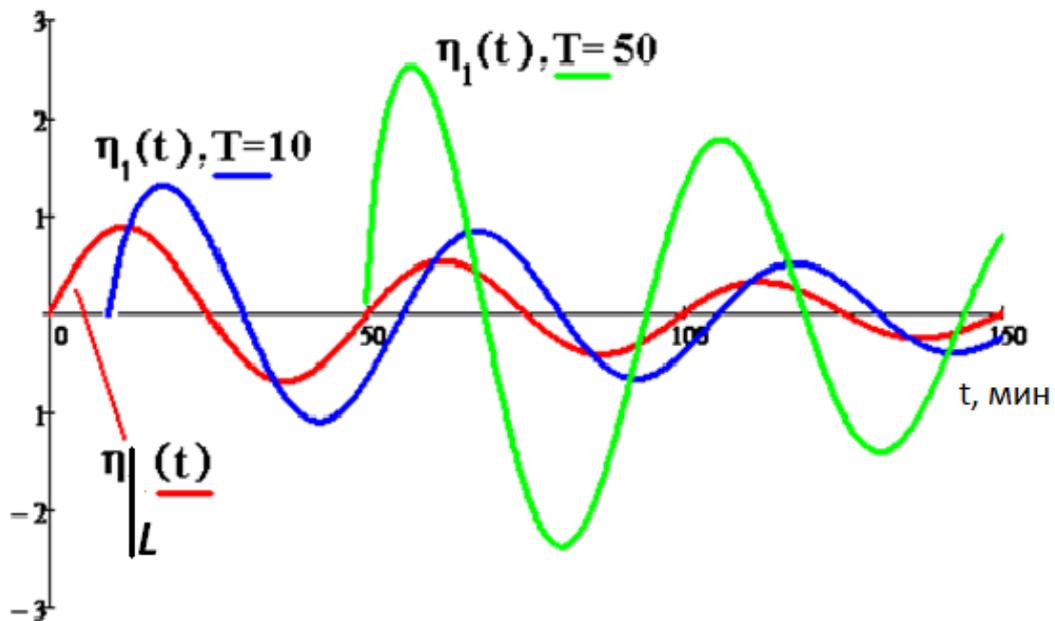


Рисунок 4.2. - Примеры преобразования исходной «мареограммы» $\eta|_L$ на искусственной стенке (красная линия) в колебания уровня на уресе η_1 при различных временах задержки T , соответствующих различной относительной удаленности искусственной стенки от берега.

На примере Окусирского цунами 1993 года в Японском море проведено исследование адекватности численного моделирования распределения амплитуд цунами распределению реальных заплесков этого исторического цунами на побережье Кореи (рисунки 4.3-4.5), с использованием формул (4.10) и (4.11) (Rapid forecasting, 2011).

Для решения данной задачи была проведено численное моделирование распространения цунами 12 июля 1993 года в Японском море с параметрами, отображенными на рисунке 4.2 и в таблице 4.1.

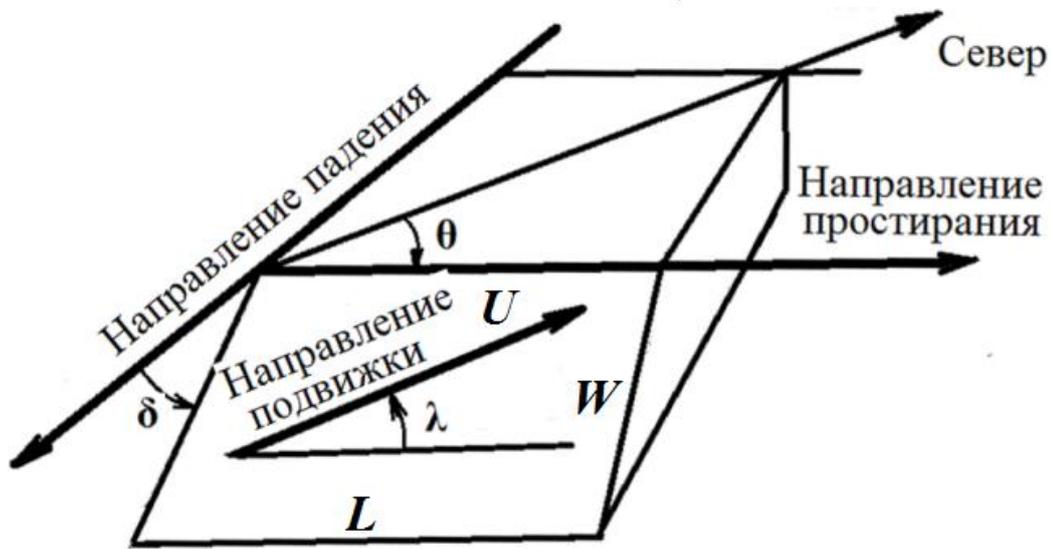


Рисунок 4.3 - Параметры, характеризующие ориентацию плоскости разрыва (Воронина, 2004): L – длина разлома, W – его ширина, U - смещение на разрыве, h_f is – фокальная глубина, θ – угол простираения (strike angle), δ – угол падения (dip angle) и λ – угол подвижки (slip angle)

Таблица 4.1 – Параметры очага цунамигенного Окусирского землетрясения 12 июля 1993 г.

$N, ^\circ$	$E, ^\circ$	$h_f, \text{ км}$	$\theta, ^\circ$	$\delta, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$L, \text{ км}$	$W, \text{ км}$	$U, \text{ м}$
43.13	139.40	10	188	35	80	90	25	5.71

Моделирование распространения цунами проводилось на 1-минутной цифровой батиметрии для района ($\sim 117^\circ\text{E}$ - $\sim 143^\circ\text{E}$, $\sim 24^\circ\text{N}$ - $\sim 52^\circ\text{N}$) с детализацией западнее долготы 135°E , вплоть до 1-секундной сетки у побережья Кореи (рисунок 4.4).

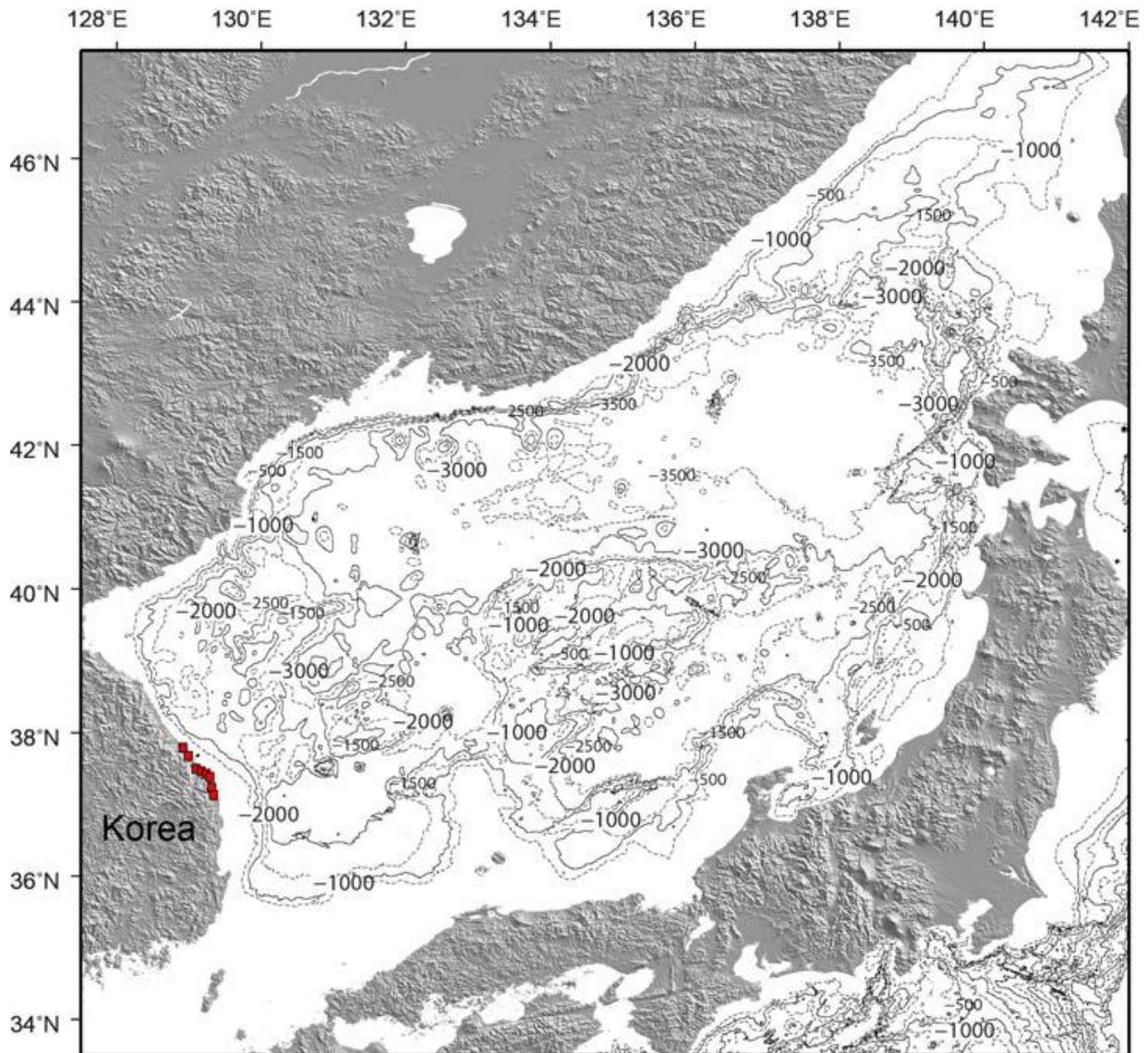


Рисунок 4.4 – Батиметрия Японского моря. Красными кружками обозначены 8 пунктов на побережье Кореи, для которых проводилось сравнение численных результатов с натурными данными (Rapid forecast, 2011).

Структура начальной денивеляции в очаге и сравнение численных результатов с натурными данными приведено на рисунках ниже.

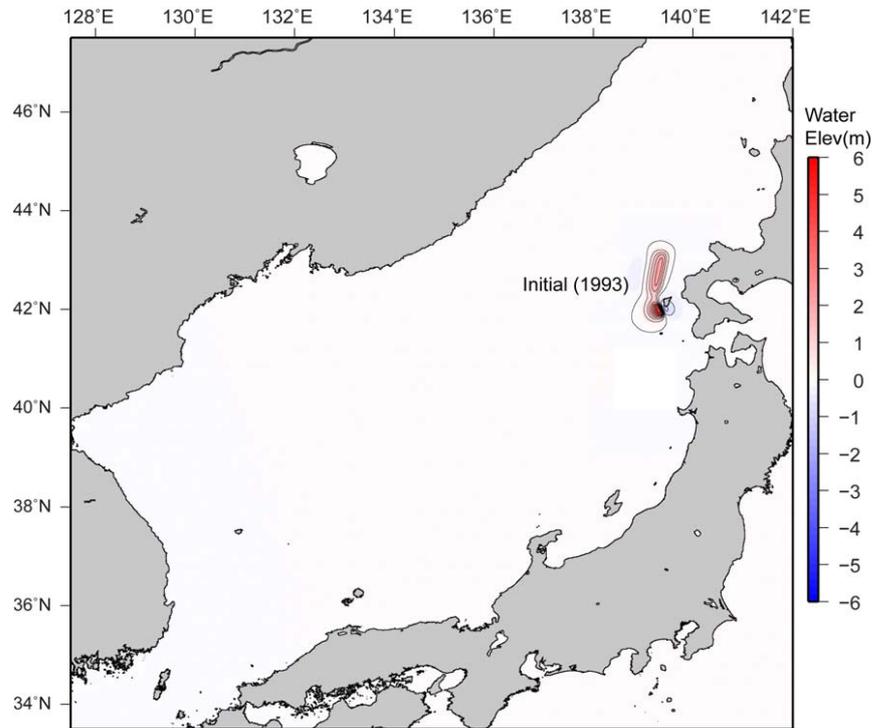


Рисунок 4.5 – Положение очага Окусирского цунами 12 июля 1993 года в Японском море и начальное распределение денивеляций в очаге.

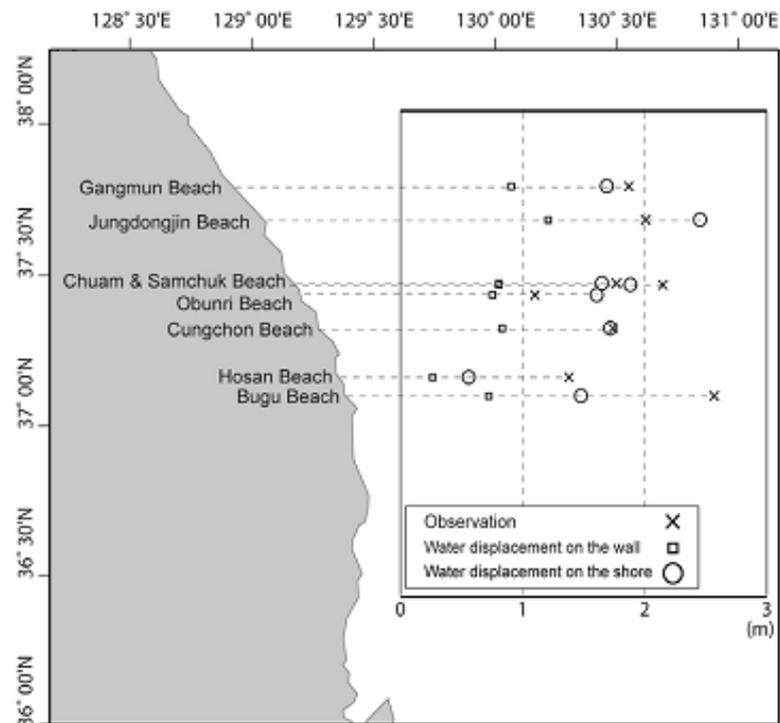


Рисунок 4.6 – Сравнение натуральных высот цунами 1993 года на побережье Кореи с численными на «стенке» и пересчитанными по вышеприведенной формуле (Rapid forecasting, 2011).

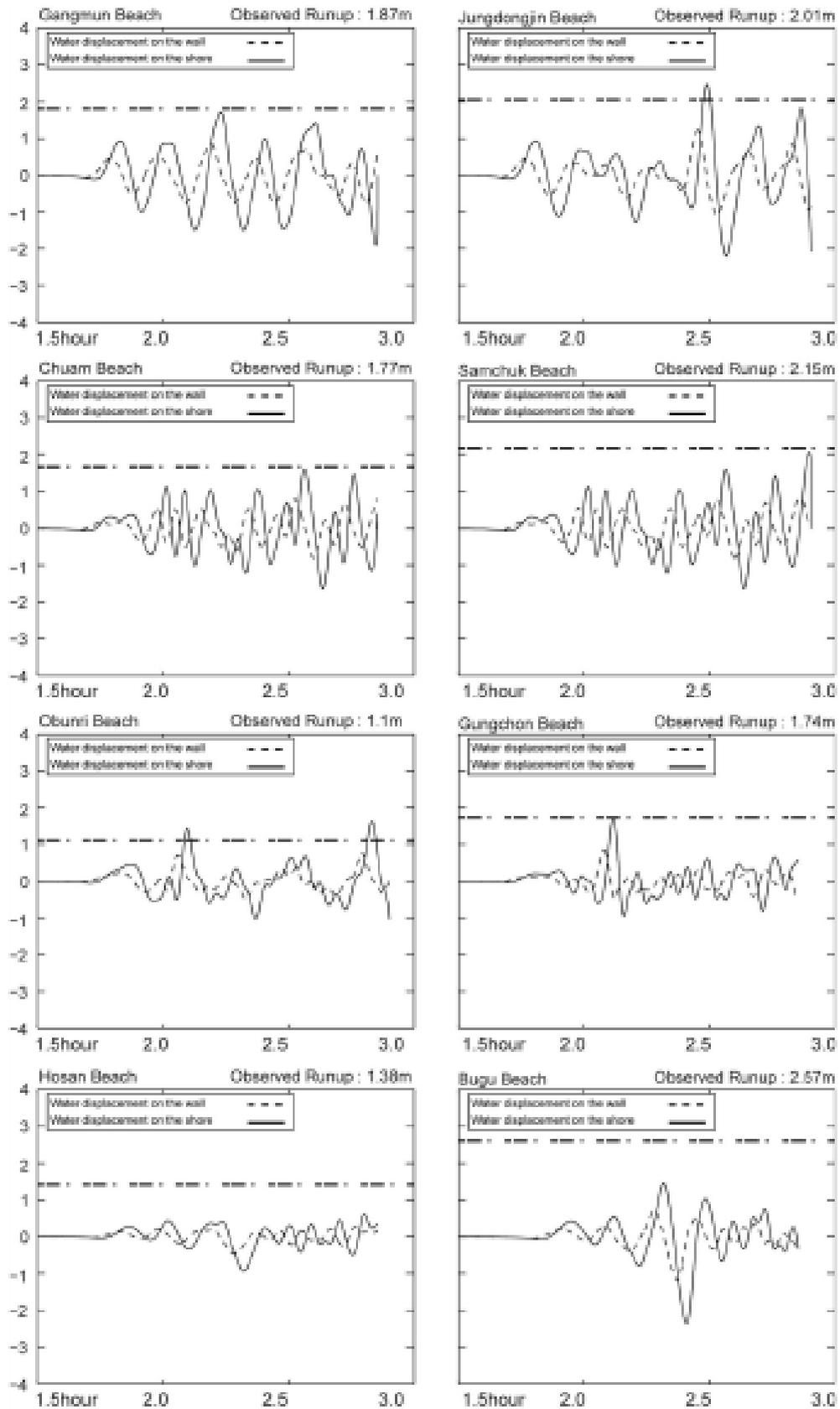


Рисунок 4.7 - Сравнение численных мареограмм на вертикальной стенке (штриховая линия) и на урезе (сплошная линия). Реально наблюдаемая высота волны показана штрих-пунктирной линией (Rapid forecasting, 2011).

Вышеприведенные графики иллюстрирует заметное улучшение соответствия при использовании формул пересчета (4.10) – (4.11) от искусственной стенки, располагавшейся на глубинах 5-10 м, до берега.

Аналогично были проанализированы возможности применения формул пересчета при сравнительном моделировании проявлений Чилийского цунами 27 февраля 2010 на побережье Японии, таблица 4.2 и рисунки 4.8 – 4.9 (Analytical Rapid Prediction..., 2015).

Таблица 4.2 Названия пунктов регистрации Чилийского цунами 27 февраля 2010 года на побережье Японии

№.	Пункт	№.	Пункт	№.	Пункт
1	Ханасаки	15	Кесеннума 1	29	Минамисанрику 3
2	Отсииси	16	Кесеннума 2	30	Минамисанрику 4
3	Хатинохе	17	Кесеннума 3	31	Онагава 3
4	Кидзи	18	Кесеннума 4	32	Отсу
5	Миякован	19	Кесеннума 5	33	Хитачинака
6	Арикаса	20	Кесеннума 6	34	Оарай
7	Отсучи 1	21	Онагава 1	35	Анан
8	Отсучи 2	22	Онагава 2	36	Кусимото
9	Камаиси	23	Кесеннума 7	37	Одзима
10	Рикудзентаката 1	24	Кесеннума 8	38	Сусаки 2
11	Сирахама	25	Кесеннума 9	39	Сусаки 1
12	Рикудзентаката 2	26	Кесеннума 10	40	Сусаки 3
13	Рикудзентаката 3	27	Минамисанрику 1	41	Сусаки 4
14	Рикудзентаката 4	28	Минамисанрику 2	42	Сибуси

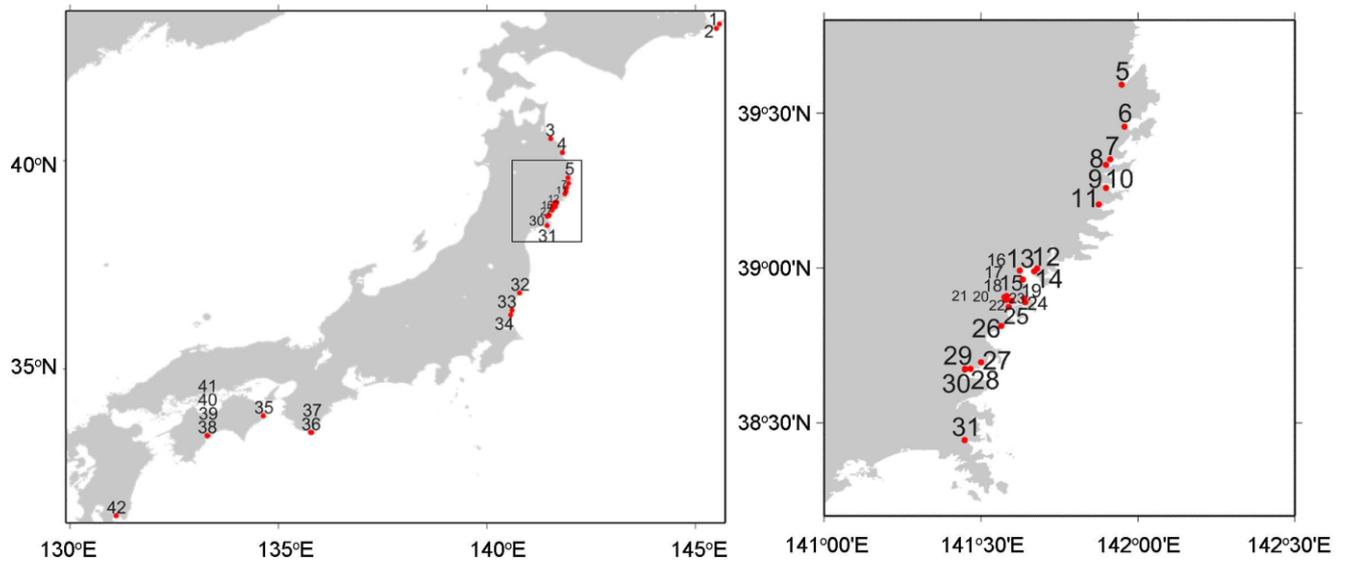


Рисунок 4.8 – Позиции и номера пунктов регистрации Чилийского цунами 27 февраля 2010 на побережье Японии

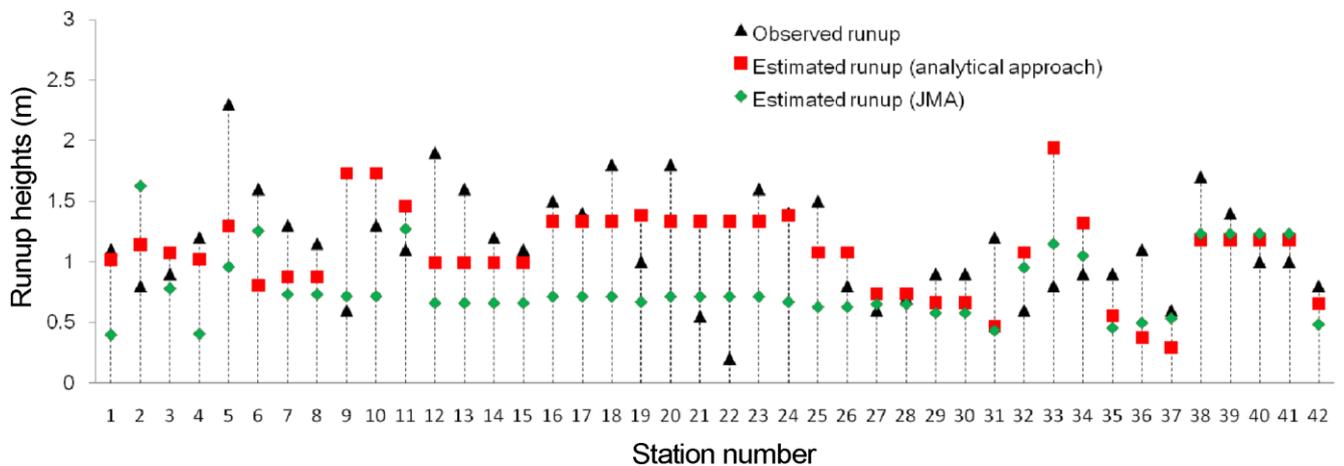


Рисунок 4.9 – Сравнение наблюдаемых и вычисленных высот Чилийского цунами 27 февраля 2010 года на Восточном побережье Японии (Analytical Rapid Prediction..., 2015).

Вышеприведенное сравнение говорит в пользу применения в прибрежной зоне разработанного автором приближенного аналитического метода в дополнение к стандартному сеточному методу.

4.2. Нелинейная трансформация волн цунами на мелководье и накат цунами на берег

Для расчета возможной разрушительной силы цунами и оценки эффективности защитных сооружений (СНиП 2.06.04-82*, 2011) необходимо надежное описание процессов трансформации волн цунами в береговой зоне и их наката на берег.

Наличие данных о заплесках исторических цунами на побережье и прогностических оценок заплесков с заданной повторяемостью приводят к необходимости подхода к оценке воздействия цунами на сооружения и берега, при котором первичной информацией являются не характеристики цунами в открытом океане, а статистические характеристики подъемов уровня воды при цунами, которые должны быть основой схем цунамирайонирования побережий. Таким образом, схемы цунамирайонирования в перспективе должны содержать высоты заплесков, глубины осушки дна, продолжительность заливания берега волной цунами, номер волны максимальной амплитуды, тип подтопления берега (или форму волны на урезе) и, возможно, другие характеристики цунами с оценкой их повторяемости или вероятности.

Если ограничиться сравнительно открытыми участками побережья (для того чтобы не учитывать на первом этапе влияние сооружений на характер трансформации волн), то можно использовать различные варианты одномерной теории, что позволяет существенно упростить вычислительные алгоритмы. Кроме того, оценки показывают, что вероятность обрушения волн цунами невелика, что дает возможность на первом этапе ограничиться рассмотрением только не обрушивающихся волн. Накат и трансформация волн в береговой зоне без обрушения рассматривались в ряде работ (Carrier and Greenspan, 1958; Лятхер и Милитеев, 1979; Кайстренко и др., 1985; Analytical theory, 1991; Pelinovsky and

Mazova, 1992; и др.), при этом в качестве исходной информации обычно задавалась волна вдали от уреза. На самом деле, как уже указывалось, адекватной моделью проблемы учета цунами при расчетах берегозащитных и гидротехнических сооружений является в некотором смысле обратная задача: по известным характеристикам поля на берегу рассчитать волновое поле в мористой области. Нами рассматривается простейший вариант такой задачи применительно к волнам на плоском откосе в рамках нелинейной теории мелкой воды (рисунок 4.6).

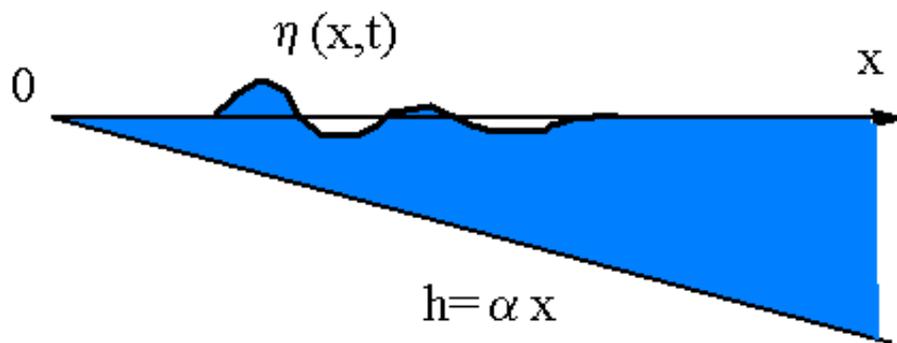


Рисунок 4.10 – Геометрия задачи.

Исходными уравнениями при отсутствии обрушения являются следующие уравнения мелкой воды (Стокер, 1959):

$$\begin{aligned} u_t + u \cdot u_x + g \cdot \eta_x &= 0 \\ \eta_t + [(\alpha \cdot x + \eta)u]_x &= 0 \end{aligned} \quad (4.12)$$

Здесь η — смещение уровня воды, u — средняя по глубине скорость потока воды, g — ускорение свободного падения, $h(x)$ - переменная глубина бассейна, причем мы будем считать $h(x) = -ax$, $a = \text{const}$.

Обсудим сначала критерии подобия для данной задачи. Вводя безразмерные переменные

$$\tilde{t} = t \cdot \omega, \quad \tilde{x} = \frac{\alpha \cdot x}{H}, \quad \tilde{\eta} = \frac{\eta}{H}, \quad \tilde{u} = \frac{\alpha \cdot u}{H \cdot \omega}, \quad (4.13)$$

где H и T — характерная высота и длительность волны, а $\omega = \frac{2\pi}{T}$ частота, преобразуем уравнения (4.12) к виду

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tilde{u}}{\partial \tilde{t}} + \tilde{u} \frac{\partial \tilde{u}}{\partial \tilde{x}} + \frac{1}{Br} \frac{\partial \tilde{\eta}}{\partial \tilde{x}} &= 0 \\ \frac{\partial \tilde{\eta}}{\partial \tilde{t}} + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}} [(\tilde{x} + \tilde{\eta}) \cdot \tilde{u}] &= 0 \end{aligned} \quad (4.14)$$

где

$$Br = \frac{H\omega^2}{g\alpha^2} \quad (4.15)$$

— безразмерный параметр, имеющий смысл числа Фруда (отношение силы инерции к силе тяжести). Таким образом, накат и трансформация волн цунами на плоском откосе в рамках нелинейной теории мелкой воды определяются единственным параметром подобия, что позволяет проводить адекватное моделирование волн цунами в гидрлотке. При этом, меняя масштаб по вертикали путем изменения высоты волны, необходимо так изменить период волны или уклон дна, чтобы величина параметра Br оставалась постоянной. Следует отметить, что аналогичный безразмерный параметр ξ впервые выявил Р.Ирибаррен по данным экспериментальных исследований волн над наклонным дном (Iribarren and Norales, 1949):

$$\xi = \alpha \sqrt{\frac{L_0}{H}}, \quad \text{где } L_0 = \frac{gT^2}{2\pi}. \quad (4.16)$$

где H и T — характерные высота и длительность волны, L_0 — длина волны на глубокой воде, g — ускорение свободного падения, α — уклон дна.

Похожие критерии появлялись также в работах (Battjes, 1974; Bowen, 1977).

Здесь он получен при строгом размерном анализе основных уравнений, причем выясняется, что он является единственным определяющим критерием подобия. Можно показать, что для двумерного в плане наката на плоский откос этот параметр также является единственным определяющим критерием подобия.

Для цунами на Дальневосточном побережье России, согласно каталогам NGDC (<http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>) и HTDB/WLD (<http://tsun.sccc.ru/htdbpac/>), параметр Br изменяется в основном в пределах от 0,05 до 0,8, в единичных случаях до 2, в то время как во многих лабораторных и численных экспериментах рассчитанные величины $Br > 1$. Это обстоятельство необходимо учитывать при использовании результатов моделирования для проблемы цунами.

Для систем (4.12) и (4.14) при различного рода начальных возмущениях удалось получить ряд точных решений, и все они получены с помощью преобразований, введенных впервые Дж.Кэрриером и Г.Гринспаном (Carrier and Greenspan, 1958):

$$\begin{aligned} \tilde{u} &= \frac{1}{Br} \frac{2}{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} \\ \tilde{\eta} &= \frac{1}{Br} \cdot \left[\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} - \frac{2}{\sigma^2} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} \right)^2 \right] \\ \tilde{x} &= \frac{1}{Br} \cdot \left[\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} - \frac{\sigma^2}{4} - \frac{2}{\sigma^2} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} \right)^2 \right] \\ \tilde{t} &= \lambda - \frac{2}{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (4.17)$$

С помощью этих преобразований решения систем (4.12) и (4.14) представляются через потенциал Φ , удовлетворяющий линейному волновому уравнению:

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda^2} - \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \sigma^2} - \frac{1}{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial \sigma}, \quad (4.18)$$

причем среди новых переменных σ , выступающая в роли пространственной переменной, пропорциональна полной глубине бассейна:

$$\sigma^2 = 4 \cdot Br \cdot (\tilde{\eta} + \tilde{x}) = 4 \cdot Br \frac{\eta + \alpha x}{H}, \quad (4.19)$$

так что уравнение (4.18) решается на фиксированной полуоси $0 < \sigma < \infty$ ($\sigma = 0$ соответствует подвижной границе заплеска) в отличие от переменной области для систем (4.12) и (4.14).

Рассмотрим сначала заплеск и трансформацию периодических волн цунами, предполагая монохроматичность ее формы в открытом океане. Такой процесс описывается частным решением уравнения (6) вида

$$\Phi(\sigma, \lambda) = A J_0(\Omega \sigma) \sin(\Omega \lambda) \quad (4.20)$$

где J_0 — функция Бесселя нулевого индекса (Справочник по специальным функциям, 1979).

Константы A и Ω выберем, исходя из условий задачи. Движение уреза $\sigma = 0$ легко определяется из двух последних уравнений в (4.17), если подставить значения $\Phi(\sigma, \lambda)$ из (4.20):

$$\begin{aligned} \tilde{x} &= \frac{A\Omega}{Br} \left[\frac{A\Omega}{2} \sin^2(\Omega\lambda) - \cos(\Omega\lambda) \right] \\ \tilde{t} &= \lambda + A\Omega \sin(\Omega\lambda) \end{aligned} \quad (4.21)$$

Отсюда экстремальная дальность заплеска и экстремальная дальность осушки дна суть:

$$\tilde{x}_{\max, \min} = \pm \frac{A\Omega}{Br}, \quad x_{\max, \min} = \pm \frac{A\Omega}{Br} \frac{H}{\alpha}. \quad (4.22)$$

При условии $A\Omega < 1$, которое будет обосновано ниже, других экстремумов, у функции $x(\lambda)$ нет.

Высоты вертикального заплеска и глубина осушки дна, отсчитываемая от спокойного уровня воды, равны

$$\tilde{\eta}_{\max,\min} = \pm \frac{A\Omega}{Br}, \quad \eta_{\max,\min} = \pm \frac{A\Omega}{Br} H. \quad (4.23)$$

Если в качестве характерной высоты H взять величину максимального вертикального заплеска η_{\max} , то из (4.22) следует, что $A\Omega = Br$.

Для определения константы Ω заметим, что из второго и четвертого уравнений в (4.17) на глубокой воде (при больших σ), когда можно пренебречь членами высших порядков малости, следует, что

$$\begin{aligned} \tilde{\eta} &\approx \frac{A\Omega}{Br} J_0(\Omega\sigma) \cdot \cos(\Omega\lambda) \\ \tilde{t} &\approx \lambda \end{aligned} \quad (4.24)$$

Поэтому η колеблется, как $\cos(\Omega\omega t)$, а поскольку ω — характерная частота, то $\Omega = 1$, и согласно предыдущим рассуждениям $A\Omega = Br$.

Итак, преобразование (4.17) совместно с (4.20) позволяют полностью определить периодическое по времени волновое поле в любом месте через две величины: высоту максимального заплеска на берегу H и период цунами $T = 2\pi/\omega$ (время между двумя последовательными заилесками). Полученное решение справедливо только для необрушенных волн. Критерий необрушения, приведенный Дж.Кэрриером и Г.Гринспаном (Carrier and Greenspan, 1958), имеет вид $A < 1$ или, что то же самое,

$$Br = \frac{H\omega^2}{g\alpha^2} < 1 \quad (4.25)$$

В этом случае якобиан $\frac{\partial(\tilde{x}, \tilde{t})}{\partial(\sigma, \lambda)} \neq 0$ не обращается в нуль, что соответствует однозначным решениям систем (4.12) и (4.14). Отсюда и предложенное обозначение для этого критерия, образованное от английского термина *breaking* - разрушение.

Для большинства исторических цунами на Тихоокеанском побережье России, как уже указывалось, значения критерия Br попадают в диапазон от 0,05 до 0,8, и лишь в отдельных случаях достигались значения $Br = 2$. Как видим, условие не обрушения действительно выполняется для подавляющего большинства случаев цунами, и, следовательно, предлагаемая здесь теория может быть положена в основу расчетов гидродинамического поля и воздействия цунами на гидротехнические и берегозащитные сооружения как в мористой части, так и на берегу. Запишем в безразмерных переменных периодическое решение системы (4.14), задаваемое решением (4.20) линейного уравнения с помощью преобразований (4.17), если положить $A = Br$, $\Omega = 1$;

$$\begin{aligned}\tilde{u} &= -\frac{2}{\sigma} J_1(\sigma) \sin \lambda \\ \tilde{\eta} &= J_0(\sigma) \cos \lambda - \frac{2Br}{\sigma^2} J_1^2(\sigma) \sin^2 \lambda \\ \tilde{x} &= J_0(\sigma) \cos \lambda - \frac{2Br}{\sigma^2} J_1^2(\sigma) \sin^2 \lambda - \frac{\sigma^2}{4Br} \\ \tilde{t} &= \lambda - \frac{2Br}{\sigma} J_1(\sigma) \sin \lambda\end{aligned}\tag{4.26}$$

Хотя приведенные здесь решения и выписаны в замкнутом виде, их непосредственное использование затруднено из-за неявной формы преобразований (4.17). Тем не менее, ряд результатов удастся получить в явном виде. Нас будут интересовать в первую очередь экстремумы функций $\tilde{\eta}$ и \tilde{u} по времени, именно они определяют максимумы подъемов и понижений уровня и скоростей потока.

Теперь вычислим зависимости экстремальных значений $\tilde{\eta}$ и \tilde{u} по времени в заданной точке \tilde{x} . При фиксированном значении \tilde{x} из третьего уравнения в (4.26) вытекает, что

$$\frac{\partial \tilde{\eta}}{\partial \tilde{t}} = \frac{\sigma}{2Br} \frac{\partial \sigma}{\partial \tilde{t}} \quad (4.27)$$

В то же время, рассматривая два последних уравнения в (4.26) как неявную функцию, легко вычислить $\partial \sigma / \partial \tilde{t}$:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial \tilde{t}} = \frac{\frac{\partial \tilde{x}}{\partial \lambda}}{\frac{\partial \tilde{x}}{\partial \sigma} \frac{\partial \tilde{t}}{\partial \lambda} - \frac{\partial \tilde{x}}{\partial \lambda} \frac{\partial \tilde{t}}{\partial \sigma}} \quad (4.28)$$

В точке экстремум $\frac{\partial \tilde{\eta}}{\partial \tilde{t}} = 0$, что эквивалентно, согласно (4.27), (4.28),

$$\left. \frac{\partial \tilde{x}}{\partial \lambda} \right|_{\lambda = \lambda_*} = 0$$

или

$$\left[J_0(\sigma) + \frac{4Br}{\sigma^2} J_1^2(\sigma) \cos \lambda_* \right] \sin \lambda_* = 0, \quad (4.29)$$

откуда вытекает, что экстремум функции $\tilde{\eta}(\tilde{x}, \tilde{t})$ по \tilde{t} достигается при $\lambda_* = \pi \cdot n$. Имеется еще один корень, связанный с обращением в нуль выражения, стоящего в квадратных скобках в (4.29); он важен для анализа экстремумов в окрестности узлов волнового поля, для практики эти области не представляют особого интереса. Подставляя λ_* во второе и третье уравнения системы (4.26), получим параметрическую форму искомой зависимости:

$$\begin{aligned} \tilde{\eta}_{extr} &= \pm J_0(\sigma) \\ \tilde{x} &= \tilde{\eta}_{extr} + \frac{\sigma^2}{4Br} \end{aligned} \quad (4.30)$$

На рисунке 4.11 представлены результаты расчета по формулам (4.30). Очевидно, что узлы колебаний уровня связаны с нулями σ_k функции Бесселя

$J_0(\sigma_k)=0$ и расположены в точках с координатами $\tilde{x}_k = \frac{\sigma_k^2}{4Br}$.

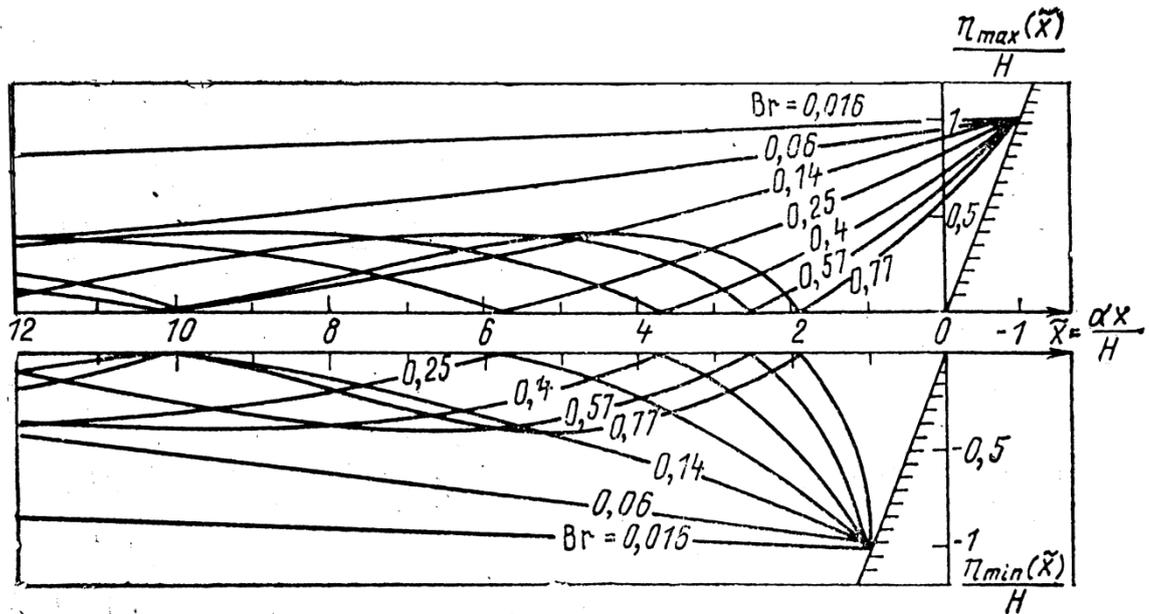


Рисунок 4.11 - Зависимость максимальных и минимальных относительных отклонений уровня от безразмерной координаты \tilde{x} .

При достаточно малых значениях Br и $\tilde{x} < 1 - \frac{1}{2Br}$ из соотношений (4.30) можно получить простые приближенные формулы

$$\tilde{\eta}_{\max, \min} = \frac{Br \cdot \tilde{x} + 1}{Br \pm 1} \quad (4.31)$$

Аналогичные формулы могут быть получены для экстремумов скоростей потока. Основное представление имеет вид

$$J_0(\sigma) \cdot J_2(\sigma) + [J_1^2(\sigma) - J_0(\sigma) \cdot J_2(\sigma)] \cos^2 \lambda + \frac{\sigma}{2Br} J_1(\sigma) \cdot \cos \lambda = 0$$

$$\tilde{u}_{extr} = \frac{2}{\sigma} J_1(\sigma) \cdot \sin \lambda \quad (4.32)$$

$$\tilde{x} = J_0(\sigma) \cdot \cos(\lambda) - \frac{2Br}{\sigma^2} J_1^2(\sigma) \cdot \sin^2 \lambda - \frac{\sigma^2}{4Br}$$

где первое из этих уравнений является аналогом уравнения (4.29) и получено приравниванием нулю производной $\frac{\partial \tilde{u}}{\partial \tilde{x}} = 0$, а два других суть соответствующие уравнения из (4.26).

Поскольку первое уравнение полученной системы легко разрешимо относительно $\lambda(\sigma)$, то оставшиеся уравнения в (4.32) дадут параметрическое представление зависимости $\tilde{u}_{extr}(\tilde{x})$, пригодное для расчетов. Можно заметить, что значения $\tilde{u}_{max}(\tilde{x})$ и $\tilde{u}_{min}(\tilde{x})$ в фиксированной точке отличаются только знаком. Видно также, что узлы поля скоростей приурочены к нулям σ_j функции Бесселя $J_1(\sigma_j) = 0$. Следует отметить, что в отличие от линейной теории узел не является точкой покоя и $\tilde{u}_{extr}(\tilde{x})$ в его окрестности многозначна, хотя значения скорости в целом малы. То же самое можно сказать и об узлах поля смещения уровня.

Из системы (4.32) можно получить приближенную формулу для $\tilde{u}_{extr}(\tilde{x})$, пригодную для малых значений $Br < 0,25$, если заметить, что вдали от узлов функции $\sigma \cdot J_1(\sigma)$ первое уравнение дает разложение для $\cos \lambda$ в ряд по малым Br :

$$\cos \lambda = -Br \frac{2J_0(\sigma) \cdot J_2(\sigma)}{\sigma \cdot J_1(\sigma)} + O(Br^3), \quad (4.33)$$

т. е. $\cos\lambda$ мал. Подставляя это представление в два последних уравнения системы (4.32), можно заметить, что, если $0 < \tilde{x} < \frac{2}{Br}$, то σ достаточно мало, чтобы в разложениях функций Бесселя в ряд по σ ограничиться первыми членами. Итоговая формула имеет вид

$$\tilde{u}_{extr}(\tilde{x}) \pm \left[\left(1 + \frac{3Br^2}{8}\right) + \frac{Br}{2} + \frac{Br^2}{12}\tilde{x} \right] + O(Br^3) \quad (4.34)$$

Следует учесть, что максимумы и минимумы скорости, кроме точек локальных экстремумов, могут достигаться на границе, в данном случае — в точке подвижного уреза (при $\sigma=0$). Соответствующие уравнения системы (4.26) при этом будут иметь вид

$$\begin{aligned} \tilde{u}^* &= \sin \lambda \\ \tilde{x} &= \cos \lambda - \frac{Br}{2} \sin^2 \lambda \end{aligned} \quad (4.35)$$

откуда

$$\tilde{u}^*(\tilde{x}) = \pm \left[\frac{2}{Br} \sqrt{\frac{1}{Br^2} + \frac{2\tilde{x}}{Br} + 1} - \frac{2\tilde{x}}{Br} - \frac{2}{Br^2} \right]^{-2}, |\tilde{x}| < 1 \quad (4.36)$$

Максимальное абсолютное значение скорости, достигаемое на подвижном урезе,

$$|\tilde{u}^*| = 1 \quad \text{при} \quad \tilde{x} = \frac{Br}{2} \quad (4.37)$$

есть абсолютный максимум этой величины. Последний результат может быть непосредственно получен из системы (4.26), если заметить, что \tilde{u} достигает максимума при $\sigma=0$, $\lambda=\pi n$. Подчеркнем, что максимальные скорости

достигаются в мористой зоне вблизи уреза, а не на сухом берегу, причем на этой глубине наиболее сильно проявляются как накат, так и откат волн цунами. Сделаем некоторые оценки. При высоте заплеска $H=10$ м и периоде $T=20$ мин. максимум скорости потока оказывается равным 1 м/с на глубине $h = 5$ см при уклоне дна $\alpha=0,05$ и 5 м/с при уклоне $\alpha=0,01$ на глубине $h = 1,25$ м.

На рисунке ниже представлены зависимости от x максимального значения u_{max} из двух значений, даваемых формулами (4.32) и (4.36) (u_{min} отличается только знаком). Видно, что на сухом берегу ($-1 < \tilde{x} < 0$) значения максимальных скоростей задаются формулой (4.36), а практически всюду в мористой части (при $\tilde{x} > 0$) — формулами (4.32), (4.34).

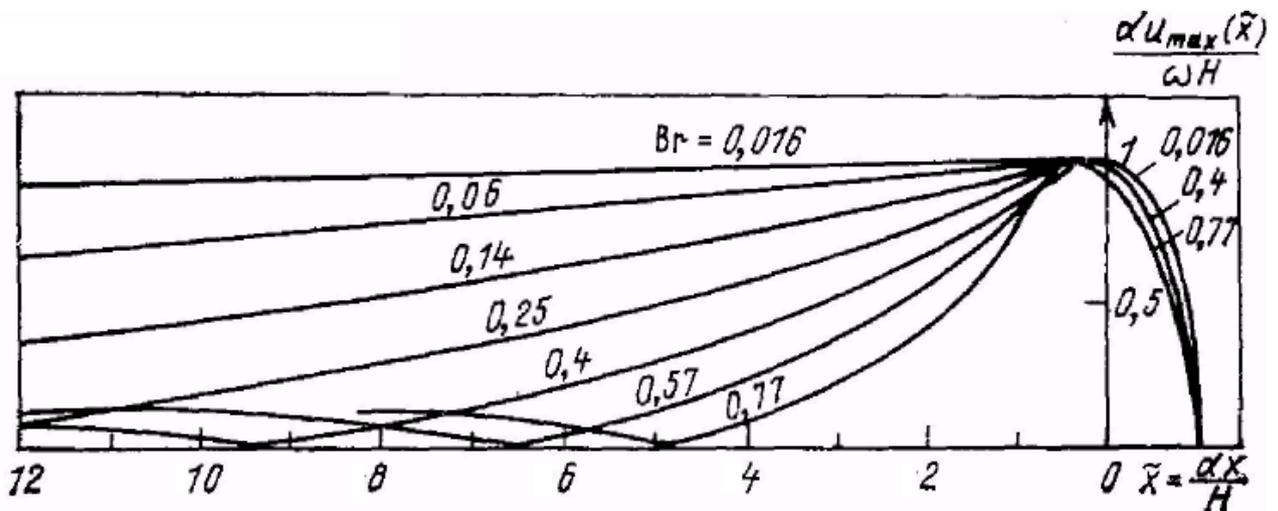


Рисунок 4.12 - Зависимость максимальной безразмерной скорости потока от безразмерной координаты.

Представленные здесь формулы полностью описывают изменение параметров периодических волн на плоском откосе в зависимости от глубины места как в мористой части, так и на сухом берегу. На практике цунами представляет собой конечный цуг волн. Естественно, что ограниченность длины цуга приведет к «замазыванию» узлов волнового поля и уменьшению поля в пучностях, но для выбора места расположения

сооружения целесообразно обратить внимание на расположение узлов и пучностей на рисунках 4.7 и 4.8, поскольку влияние последующих ноли цунами (а максимальной является часто не первая волна) и возбуждаемых ими сейш будет ослабленным в узловых зонах.

Номограммы, приведенные на рисунках 4.7 и 4.8, могут быть использованы при расчете гидротехнических и берегозащитных сооружений в цунамиопасных зонах.

ГЛАВА 5. ОЦЕНКА ЦУНАМИОПАСНОСТИ ДЛЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ. КАРТЫ ЦУНАМИРАЙОНИРОВАНИЯ

5.1. Вероятностная модель цунамиактивности для района Южных Курильских островов

Известно, что количество и надежность (суммарно – качество) исторических материалов о проявлениях цунами сильно различается для различных районов, и наиболее представительные данные относятся к району Южных Курильских островов (рисунок 5.1). Сводные данные о заплесках наиболее значительных цунами приведены в таблице 5.1.



Рисунок 5.1 - Южные Курильские острова. Красными точками отмечены места замеров высоты цунами, использованных при расчете эмпирических функций повторяемости в рамках сводной региональной модели.

Таблица 5.1 - Сводка данных о максимальных заплесках цунами (м) на Южных Курильских островах в 1952-2011 гг.

Дата	Сентябрьский	Буревестник	Курильск	Мыс Ловцова	Винай (Илюшина)	Космодемьянское	Южно-Курильск	Серноводское	Головино	Малокурильское	бух Отрадная	Крабовозовское	бух. Маячная	бух.Димитрова	бух Церковная	о. Танфильева	о. Юрий	о. Зеленый	о.Полонского	о.Анучина
1952.11.04	2.5	2.5																		
1958.11.06	3.5	3		3			2.5	2.5		3.5		5.0		5			4.5			
1960.05.22		2.5	1				2.2			4							3			
1963.10.13	4	1.5	0.6	1.5			1	1	0.3	1.5	1.5	2.5	1.2		1.5	1	1.5	1.5		1.5
1963.10.20	8	0.5	0.3				0.5	0.5		0.8										
1964.03.27		0.7	0.15				0.75													
1968.05.16		0.5	0.09				0.5			1	1	1								
1969.08.11	1.5	2	0.6			1.2	1.1	1.3	1	1		1		4	5	1	1	2	1.5	2
1973.06.17		0.4	0.33				0.25		1	0.9						1.5		0.5	1.5	
1973.06.24		0.15	0.08				0.06			0.3										
1975.06.10		0.4	0.02		3	2	0.6			0.6	2	1.5	3.5				1	1	3	
1994.10.04	3	2.3	0.26	3.7	5.3	3.5	4.6		3.1	4.6	2.5	2.55		9.8	15					
2006.11.15							0.2		0.25	0.8										
2010.02.27			0.08							0.55				0.92						
2011.03.11	2	2.1			2		2.2	1.6	1.4	2.5	2	2	5.1	3	3.5	2.5	2.8	5.1		

Пример эмпирической функции повторяемости высот цунами для Южно-Курильска приведен ниже. Единая частота сильных цунами f для всего этого региона позволяет создать и проанализировать сводную модель для региона, включающую 18 пунктов. Результаты анализа приведены в таблице 5.2.

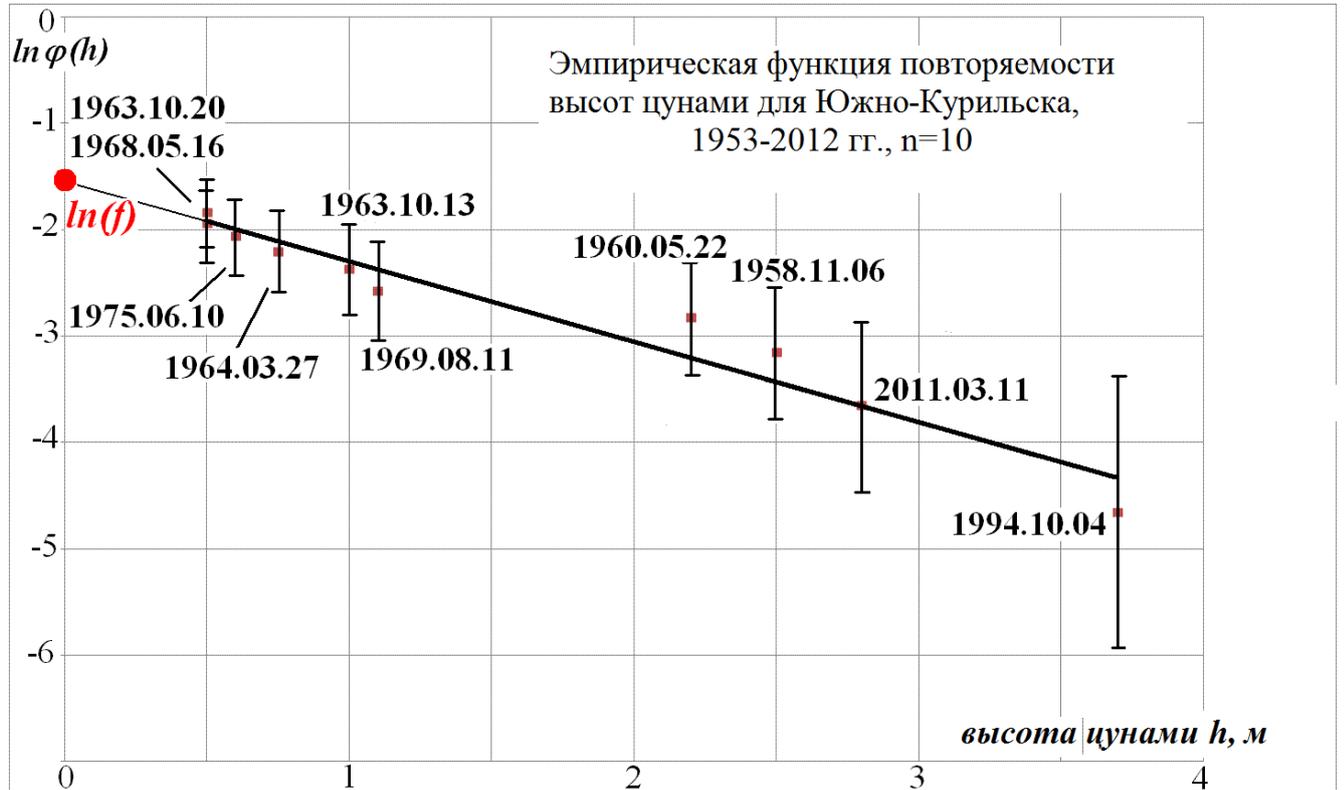


Рисунок 5.2 - Эмпирическая функция повторяемости высот цунами для Южно-Курильска

Таблица 5.2 - Параметры цунамиактивности для 18 пунктов Южных Курильских островов с единым для региона значением частоты сильных цунами $f = 0.17$ 1/год с «относительной погрешностью» $\sigma(\ln(f)) = 0.13$.

№	Пункт	H^* , м	$\sigma(H^*)/H^*$
1	Сентябрьский	2.69	0.26
2	Буревестник	1.87	0.27
3	Курильск	0.57	0.31
4	м. Ловцова	1.58	0.30
5	Винай	2.18	0.35
6	Космодемьянское	1.15	0.29
7	Южно-Курильск	1.54	0.26
8	Серноводск	1.42	0.26
8	Головнино	0.67	0.29
10	Малокурильское	2.14	0.27
11	б. Отрадная	1.10	0.27
12	Крабовое	2.12	0.30
13	м. Край Света	2.21	0.33
14	б. Димитрова	3.06	0.34
15	б. Церковная	4.23	0.32
16	о. Зеленый	1.82	0.26
17	о. Юрий	1.24	0.35
18	о. Полонского	1.46	0.47

Данная модель для 18 пунктов позволила вычислить частоту сильных цунами $f = 0.17$ 1/год для всего региона Южных Курильских островов с заметно меньшей относительной погрешностью $\sigma(\ln(f)) = 0.13$ по сравнению со значениями этого же параметра, полученными в частных моделях (таблица 2.1). Полученные при этом характеристические высоты цунами для 18 пунктов можно рассматривать в качестве «скелета» карты цунамирайонирования региона.

5.2. Численное моделирование исторических цунами в регионе Южных Курильских островов

В предыдущем разделе продемонстрирован метод определения регионального параметра вероятностной модели цунамиактивности – асимптотической частоты сильных цунами, и значений характеристических высот H^* с приемлемой точностью на базе данных о заплесках исторических цунами в 18 пунктах региона. Поскольку на большей части побережья данные о проявлениях цунами отсутствуют, для определения характеристических высот цунами для всего побережья необходимо провести численное моделирование наиболее значительных исторических цунами, заплески которых использовались при создании базовой «скелетной» модели. Тогда заплески, полученные в результате численного моделирования, можно использовать для расчета характеристических высот цунами H^* аналогично тому, как характеристические высоты цунами вычислялись на основе только натуральных данных.

Традиционно для моделирования распространения цунами в океане используются линеаризованные уравнения мелкой воды во вращающемся океане – система Лапласа (Каменкович, 1973):

$$\begin{aligned} u_t - fv + \frac{g}{R \cos \varphi} \eta_\lambda &= 0; \\ v_t + fu + \frac{g}{R} \eta_\varphi &= 0; \\ \eta_t + \frac{1}{R \cos \varphi} [(hu)_\lambda + (h \cos \varphi v)_\varphi] &= 0. \end{aligned} \tag{5.1}$$

Здесь R – радиус Земли; φ и λ – широта и долгота, соответственно; $h = h(\varphi, \lambda)$ – глубина океана в точке с координатами (φ, λ) ; g – ускорение силы тяжести; $f = 2\Omega_o \sin \varphi$ – параметр Кориолиса; Ω_o – частота вращения Земли. При моделировании

близких очагов эффектами вращения Земли можно пренебречь, что упрощает систему (5.1).

На сеточной модели батиметрии с пространственным шагом 0.5 угловых минут (около 1 км) было проведено численное моделирование пяти сильнейших цунами, определивших цунамиактивность этого региона в течение второй половины столетия: 1958.11.06 (Итурупское), 1960.05.22 (Чилийское), 1963.10.13 (Урупское), 1969.08.11 (Шикотанское), 1994.10.04 (Шикотанское). Камчатское цунами 1952 года не моделировалось, поскольку отсутствовал натурный материал для сравнения. Также не моделировалось Тохоку цунами 11 марта 2011 года, поскольку карты были созданы до этого события (Цунамиопасность Южных Курил..., 2009; Оценка цунамиопасности..., 2014).

Для численного моделирования цунами в данной работе был использован интерактивный программный комплекс, разработанный В.Н.Храмушиным (Оперативный прогноз, 1997), в основе которого лежит стандартная консервативная конечно-разностная схема “leap-frog” на разнесенной сетке. Использовались два типа граничных условий: свободный уход волны на морских границах и отражающая непроницаемая стенка у берега.

Некоторые альтернативные более полные подходы к моделированию цунами, описаны в (Численное моделирование..., 2014; О некоторых численных..., 2014; Численное исследование..., 2014), там же приведена обширная библиография.

Размеры очага выбирались согласно их зависимостям от известной магнитуды цунамигенного землетрясения. Исходная высота начальной денивеляции в источнике цунами бралась равной 1 м, поскольку ее статистическая зависимость от магнитуды землетрясения связана с большими погрешностями. Потом она корректировалась (амплитудная калибровка начальной денивеляции) при сравнении модельных и реально наблюдавшихся заплески для тех точек побережья, где последние известны.

5.3. Построение карт цунамирайонирования побережья Южных Курильских островов

После сравнения модельных и реально наблюдавшихся заплесков для тех точек побережья, где последние известны, вносится корректировка (калибровка) амплитуды начальной денивеляции модельного источника.

Рассматривались два варианта коэффициента калибровки (по «стенке» и по берегу), которые вычислялись по формуле $k_k = \sqrt{\frac{h_{набл}^2}{h_{эксп}^2}}$ как отношение среднеквадратичных высот реально наблюдавшихся цунами и полученных в численном эксперименте на искусственной стенке, либо на берегу (после пересчета по формулам (4.10)-(4.11)). Коэффициент калибровки имеет физический смысл амплитуды волны в очаге цунами, поскольку в проведенных вычислительных экспериментах использовались источники с единичной (1 м) амплитудой. Умножение величины модельного заплеска на коэффициент k_k позволяет приблизить его к реальному, вызвавшему наблюдающуюся картину проявлений на побережье.

Качество модельных расчетов контролировалось по величине коэффициента корреляции рядов рассчитанных и натуральных данных. После этого откорректированные модельные заплески по всему побережью региона использовались для расчета модельных характеристических высот цунами H^* аналогично тому, как характеристические высоты цунами вычислялись на основе только натуральных данных.

Такой «линейный» подход для максимальных заплесков оправдан наличием точного результата для нормального наката волн на плоский откос без обрушения: величины максимальных заплесков при накате в нелинейной модели совпадают с таковыми для колебаний уровня на урезе в соответствующей линейной модели (Pelinovsky and Mazova, 1992).

Таблица 5.3 - Сопоставление рассчитанных и натуральных (красный шрифт) максимальных высот цунами и коэффициенты корреляции пар таких рядов для Южных Курильских островов

	1958.11.06		1960.05.22		1963.10.13		1969.08.11		1994.10.04	
	Ч.	Н.								
Сентябрьский	2.58	3.5	0.97		3.56	4	0.59	1.5	1.04	3
Буревестник	3.20	3	1.97	2.5	1.33	1.5	1.96	2	2.87	2.3
зал. Касатка	3.82		2.21		2.02		1.24		2.18	3
Курильск	1.30		0.33	1	0.47	0.6	0.69	0.6	1.58	0.24
Рейдово	0.60		0.39		0.99		0.28		0.51	
бух.Оля	0.62		0.27		0.71		0.24		0.38	
Малокурильское										
Южно-Курильск	3.21	2.5	2.53	2.2	1.50	1	0.84	1.1	1.91	3.7
м. Ван-Дер-Линда	1.33		0.49		1.10	4	0.58		0.74	
м. Край Света										
о. Зеленый'	1.21	4.5	3.13	3	0.78	1.5	0.76	2	1.45	1.8
о. Юрий	1.19	1.5	1.11		0.77	1.5	0.72	1	1.59	3.5
о. Полонского	4.16		1.94		1.73		1.71	1.5	3.54	4
Серноводск	2.79	2.5	2.02		1.34	1	0.93	1.3	1.90	2.5
Отрадное	4.27		4.13		2.42		2.41	1.2	6.17	2.5
Космодемьянск	3.56		3.03		1.71		1.30		3.52	3.5
р. Винай	4.16		2.77		2.13		1.38		4.26	5.3
м. Ловцова	3.79	3	1.82		1.72	0.7	1.48		3.35	3.7
бух. Церковная										
бух. Димитрова										
о. Танфильева	2.23		1.31		1.25	1	0.90	1	2.14	
о. Анучина	1.48		1.03		0.82	1.5	0.71	2	1.52	
Коэффициент корреляции	0.89		0.98		0.94		0.85		0.86	

Данные таблицы 5.3. показывают, что коррелированность натуральных и рассчитанных рядов данных оказалась достаточно высокой. Коррелированность аналогичных рядов максимальных амплитуд цунами, натуральных и «на стенке», оказалась ниже 0.8. Это подтверждает адекватность использования формул (4.10)-(4.11) пересчета численных мареограмм цунами на искусственной «стенке» в мареограммы на побережье.

Очевидный разброс данных, кроме погрешностей других типов, связан в первую очередь с тем обстоятельством, что в натуре на расстояниях порядка шага сетки (около 1 км) заплески цунами сильно изменчивы, и поэтому не всегда бывает возможным приписать выбранной сеточной ячейке конкретную точку побережья с измеренным заплеском цунами (таких иногда бывает много). Ниже приведен пример замеренных заплесков цунами 4 октября 1994 г. в районе Южно-Курильска.

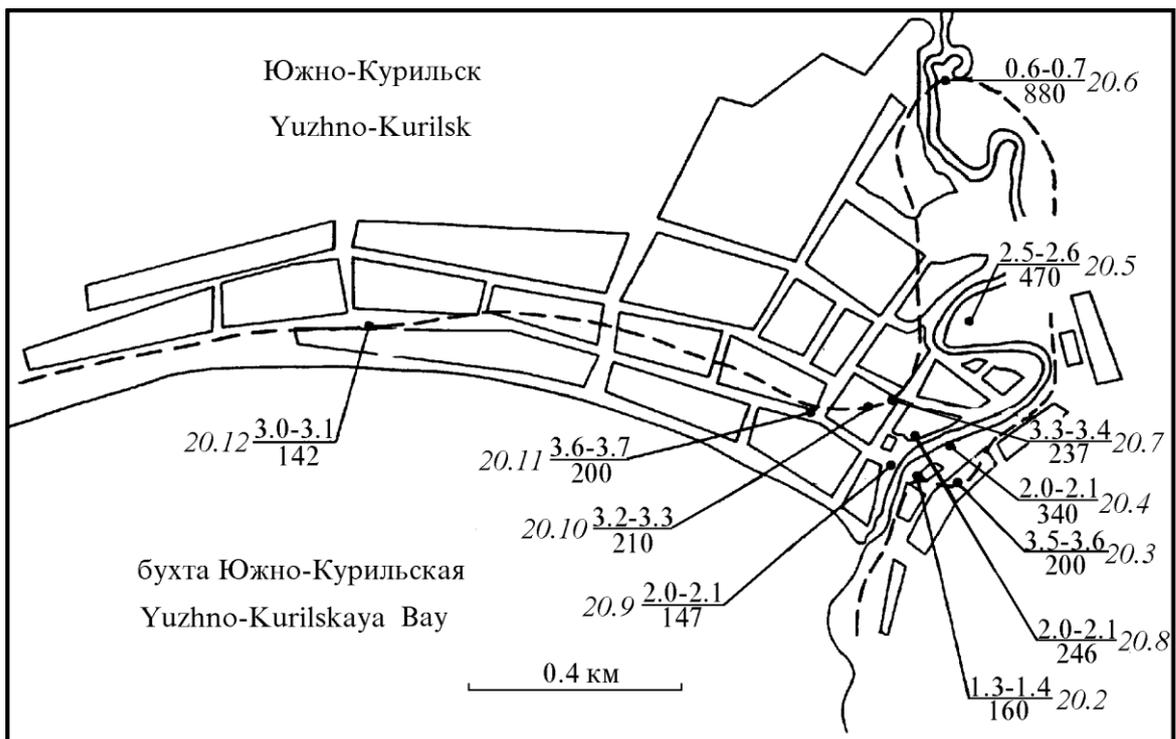


Рисунок 5.2 - Высоты и дальности затопления побережья бухты Южно-Курильская (числа над чертой обозначают высоту заплеска в метрах, отсчитываемую от уровня прилива в момент цунами; числа под чертой обозначают дальность заплеска в метрах; числа рядом с чертой - номер пункта) (Проявления цунами 4 октября 1994..., 1997).

Достаточно интересным моментом явилось изучение совокупности отношений натуральных и численных высот цунами. Распределение таких величин оказалось логнормальным со значением параметра $\chi^2 = 0.93$, то есть – того же типа, что и для натуральных данных. Иными словами, численная модель делает то же, что и реальный океан – «стохастизует» распределение высот цунами (Distribution Functions..., 2002).

Стандартное отклонение натуральных логарифмов таких «коэффициентов изменения» оказалось довольно большим и равным 0.6. Это значит, что «стандартный» разброс данных в сторону увеличения или уменьшения амплитуды почти двойной (точнее, в 1.8 раза). Таким образом, довольно большой разброс численных данных относительно натуральных объясняется таким же процессом, только численным, распространения волн в океане над нерегулярной поверхностью дна по случайным трассам к случайным пунктам, причем значение амплитуды цунами, вычисленное в узле сетки, может относиться к любому из натуральных данных в пределах шага сетки (~ 1 км), имеющих обычно значительный разброс.

Для карт цунамирайонирования любого пункта побережья удобно наряду с H^* , или вместо нее использовать, по аналогии с картами сейсмоопасности, уровень h_{100} , который высота цунами превышает в среднем 1 раз в столетие.

$$h_{100} = H^* \cdot \ln(100 \cdot f) \quad (5.2)$$

Ниже на рисунке 5.5 приведена карта цунамирайонирования побережья Южных Курильских островов по h_{100} .

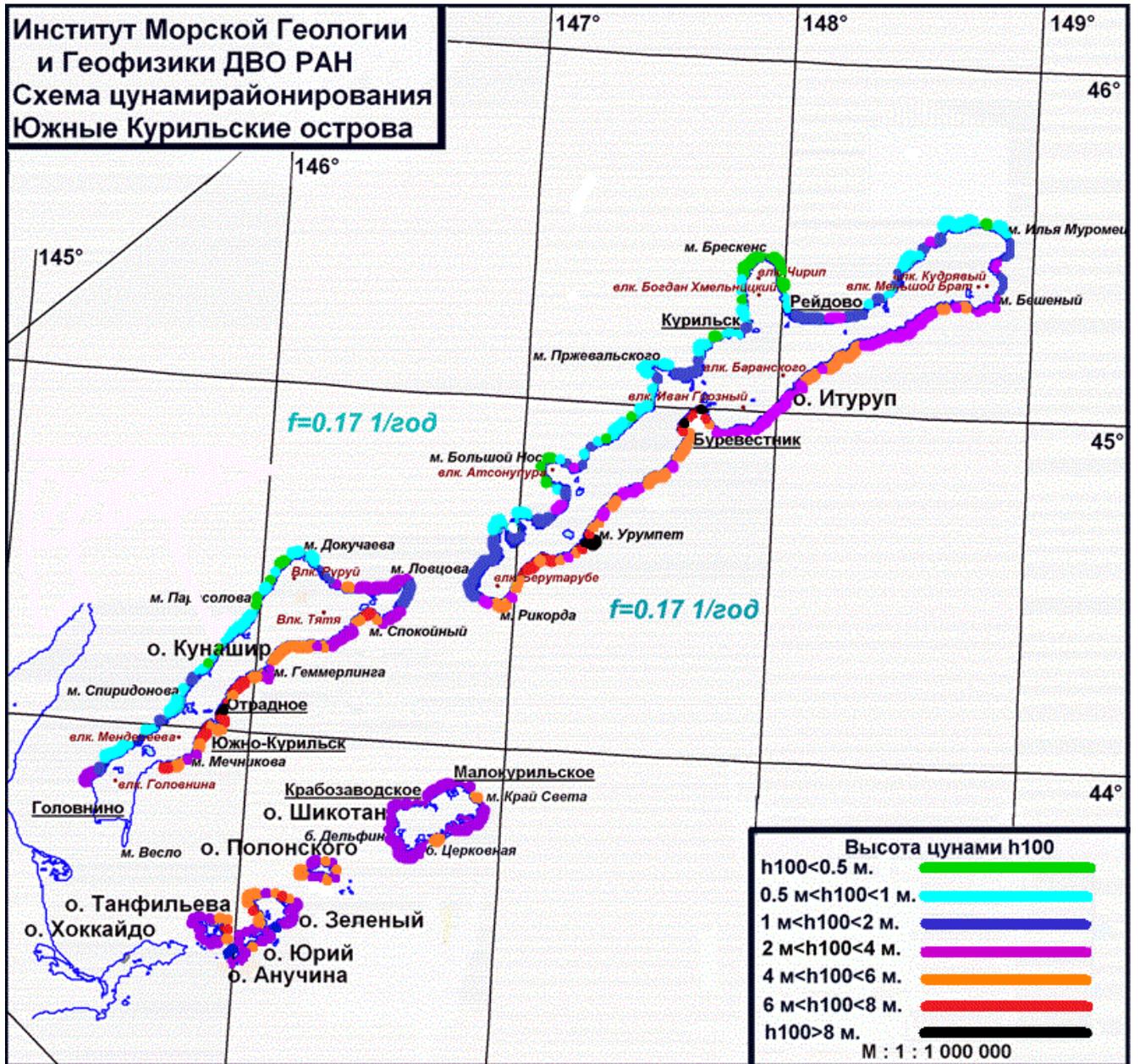


Рисунок 5.5. Карта цунамиопасности побережья Южных Курильских островов по h_{100} (Цунамиопасность Южных и Средних Курил..., 2009; Оценка цунамиопасности..., 2014).

5.4. Построение карт цунамирайонирования побережья Северных Курильских островов

Модель цунами-режима для Северных Курильских островов построена по той же схеме, что и модель для южных Курильских островов.

Район Северных Курильских островов значительно беднее натурными данными о проявлениях сильных цунами. За вторую половину столетия достаточно подробно представлены данные по самому сильному цунами 1952 года с катастрофическими последствиями. Им заметно уступают данные, связанные со следующим по уровню проявлений Чилийскому цунами 1960 г. Данные по всем остальным цунами относятся практически только к мареографным пунктам на островах Парамушир (Северо-Курильск) и Матуа, и отчасти – к пункту Бабушкино на о. Шумшу.

Для островов Парамушир и Шумшу частота сильных цунами $f = 0.09$ 1/год; для о. Онекотан и южнее $f = 0.1$ 1/год. За вторую половину XX столетия цунами-режим сильных событий для островов Парамушир, Шумшу и Онекотан определяется всего двумя событиями – цунами 1952 и 1960 годов, которые и требуется промоделировать. Тем более что все остальные цунами, отмеченные на этих островах – довольно слабые и, соответственно, описаны фрагментарно, что не позволяет калибровать высоту волны в источнике по таким натурным данным.

Поскольку в проведенных вычислительных экспериментах использовались источники с единичной (1 м) амплитудой, умножение величины модельного заплеска на коэффициент k_k позволяет приблизить его к реально наблюдавшемуся (таблица 5.4). На заключительном этапе откорректированные модельные заплески использовались для расчета модельных характеристических высот H^* и уровней h_{100} (высоты цунами с повторяемостью один раз в столетие) для всего побережья при известной частоте сильных цунами f . Результаты представлены ниже на рисунке 5.6 в виде карты цунамирайонирования (карты вдольберегового распределения уровня h_{100} цунами) Северных Курильских островов в масштабе 1:1 000 000.

Таблица 5.4 - Корреляция натуральных и расчетных вертикальных заплесков цунами для Северных Курильских островов

Пункты	4 ноября 1952 г			23 мая 1960 г		
	Числ.	Коррект.	Натурн.	Числ.	Коррект.	Натурн.
м. Лопатка (Вост.)	3.23	8,7	9.5	1.72	1,1	2
м. Лопатка (Зап.)	1.98	5,3	5	5.73	3,7	3
м. Курбатова (о. Шумшу)	2.04	5,5	23	3.52	2,3	
м. Норд (о. Шумшу)	1.82	4,9	10	1.85	1,2	
Байково(о. Шумшу)	5.1	13,8	9	8.86	5,8	4.5
Козыревск (о. Шумшу)	5.88	15,9	7	8.86	5,8	3.5
Бабушкино (о. Шумшу)	2.88	7,8	12	2.15	1,4	
о. Алаид	0.21	0,6	1.5	0.28	0,2	
Сев-Курильск (о. Парамушир)	4.66	12,6	9	6.39	4,2	4.7
б. Океанская (о. Парамушир)	3.38	9,1	8.3	2.82	1,8	
Подгорное (о. Парамушир)	3.03	8,2		3.65	2,4	4
м. Васильева (Вост.) (о. Парамушир)	3	8,1	6.2	2.51	1,6	3
м. Васильева (Зап.) (о. Парамушир)	1.12	3,0	5	5.73	3,7	
Шелехово (о. Парамушир)	1.03	2,8	6	0.55	0,4	
б. Муссель (о. Онекотан)	3.78	10,2	10	2.26	1,5	
б. Немо (о. Онекотан)	1.13	3,1	6	1.07	0,7	
б. Мильна (о. Матуа)	0.21	0,6		0.58	0,4	3
б. Двойная (о. Матуа)	0.32	0,9	5	0.39	0,3	2.5
б. Восходная (о. Шиашкотан)	1.12	3,0	8	1.29	0,8	
Коэфф. корреляции			0.9			0.9
«Амплитуда» в источнике k_k			2.7			0.65

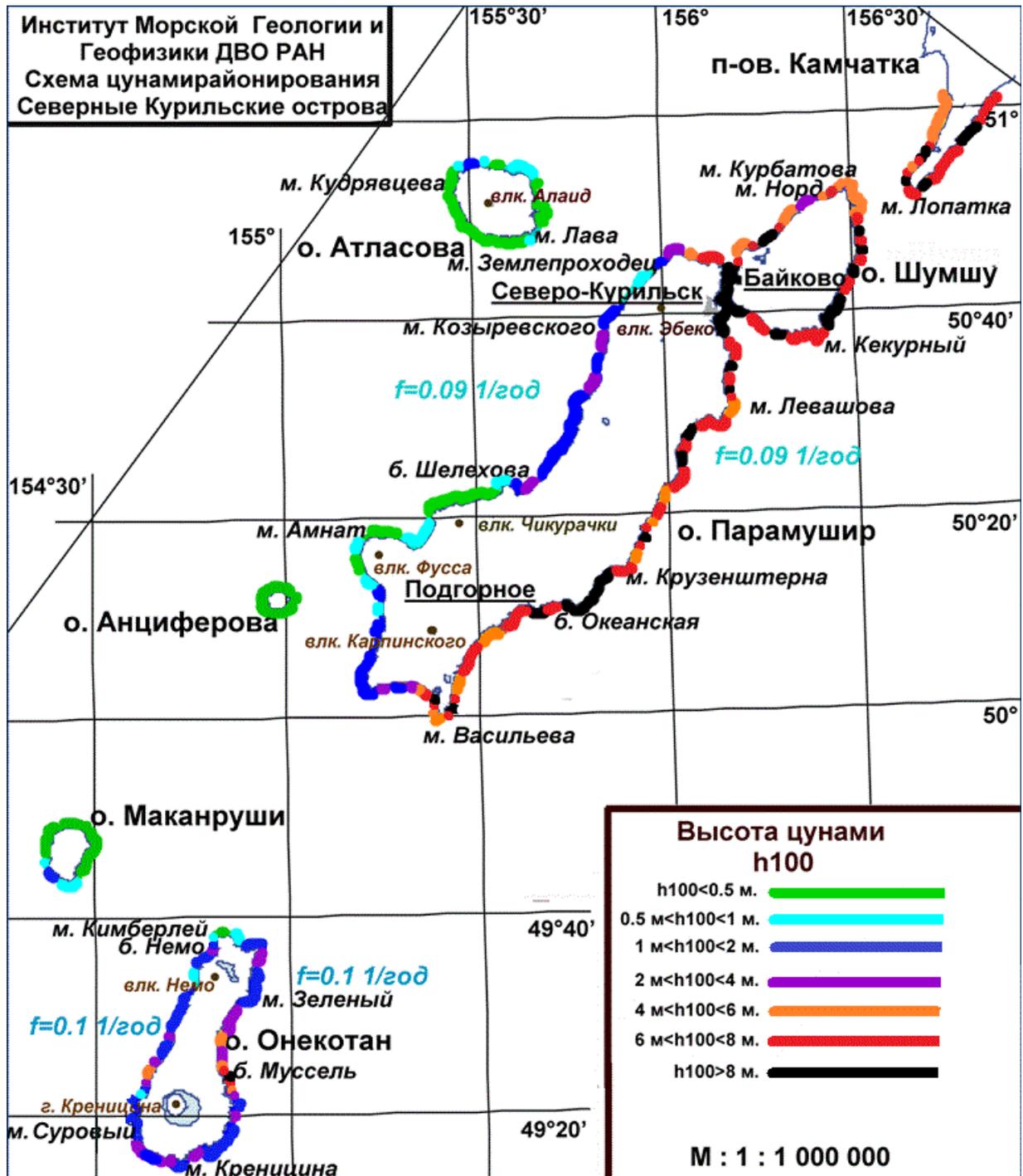


Рисунок 5.6. Карта цунамиопасности побережья Северных Курильских островов по h_{100} (Цунамиопасность Северных Курил..., 2009; Оценка цунамиопасности..., 2014).

Обращает на себя внимание то, что одним из наиболее цунамиопасных районов северных Курильских островах являются берега Второго Курильского

пролива – самый густонаселенный район северных Курильских островов (что с катастрофическими последствиями подтвердилось во время цунами 05.11.1952 г).

5.5. Построение карты цунамирайонирования побережья Камчатки

Цунами на Камчатке не раз сопровождалось катастрофическими последствиями. Однако, несмотря на примерно 250-летнюю летописную историю, надежно и достаточно полно описаны цунами только, начиная с 1952 года. Остальные цунами описаны фрагментарно.

Анализ данных по описанной выше схеме позволил оценить региональную частоту сильных цунами и характеристические высоты H^* для 27 пунктов исследуемого побережья Камчатки (Прогноз цунамиопасности..., 1986; Kaistrenko at al., 2003). Оценки этих параметров и их стандартные отклонения приведены в таблице 5.5, из которой видно, что асимптотическая частота сильных цунами оценивается достаточно надежно $f = 0.07$ 1/год, с относительной погрешностью $\sigma(\ln(f))=0.2$, но априорные погрешности характеристических высот H^* достаточно велики.

За последнюю половину столетия на побережье о.Камчатки проявились только три события с заплесками опасной величины. Это Камчатское цунами 4 ноября 1952 г., Чилийское цунами 22 мая 1960 г. и Озерновское цунами 22 ноября 1969 г. Поэтому проявление именно этих цунами изучалось на численных моделях.

Коэффициенты корреляции натуральных и численных высот цунами для указанных цунами оказались равны соответственно 0.96, 0.92 и 0.83.

Поскольку априорные дисперсии частот с первыми порядковыми номерами велики (2.15), использование данных лишь трех цунами влечет за собой ожидаемо высокие погрешности параметров цунамиопасности – относительные погрешности попадают в диапазон 0.6-0.7, изредка больше (таблица 5.5).

Ниже в таблицах 5.6 – 5.8 приведены натурные и численные значения максимальных высот цунами.

Таблица 5.5. Параметры базовой вероятностной модели цунами-режима для побережья Камчатки и близлежащих островов по историческим данным с 1952 г.

Пункт	$-1/H^*$	$\sigma(1/H^*)$	H^* , м	h_{100} , м	$\sigma(H^*)/H^*$
Усть-Камчатск (город)	-1.99	1.4	0.5	0.98	0.7
Усть-Камчатск (коса)	-0.43	0.26	2.35	4.58	0.61
б. Ольга	-0.15	0.09	6.67	13.02	0.61
Жупаново	-0.26	0.17	3.86	7.53	0.64
б. Моржовая	-0.15	0.1	6.79	13.25	0.65
м. Шипунский	-0.16	0.1	6.14	11.98	0.63
Налычево	-0.25	0.19	3.95	7.71	0.73
Халактырка	-0.36	0.22	2.75	5.36	0.62
Халактырка + 1841 +палео	-0.24	0.04	4.2	8.0	0.16
м. Безымянный	-0.35	0.26	2.82	5.5	0.73
б. Раковая	-0.59	0.43	1.69	3.29	0.73
Петропавловск-Камчатский	-1.38	0.88	0.72	1.41	0.63
б. Гарья	-0.63	0.39	1.58	3.08	0.62
м. Маячный	-0.33	0.2	3.04	5.93	0.62
б. Вилючинская	-0.19	0.12	5.32	10.37	0.63
б. Саранная	-0.25	0.19	3.95	7.71	0.73
б. Жировая	-0.22	0.16	4.51	8.8	0.73
б. Русская	-0.15	0.1	6.64	12.95	0.67
м. Поворотный	-0.18	0.13	5.64	11.01	0.73
б. Асача	-0.25	0.19	3.95	7.71	0.73
б. Ходутка	-0.26	0.28	3.87	7.56	1.07
о. Уташуд	-0.21	0.15	4.85	9.47	0.73
м. Лопатка (вост)	-0.21	0.13	4.84	9.44	0.64
м. Лопатка (зап)	-0.35	0.26	2.82	5.5	0.73
п. Озерновский	-0.35	0.26	2.82	5.5	0.73
Северо-Курильск	-0.13	0.08	7.87	15.36	0.63
о. Медный	-0.77	0.83	1.3	2.53	1.07
Никольское	-0.3	0.21	3.35	6.53	0.7

Добавка в базовую модель цунами-режима для побережья Камчатки данных о 15-метровом заплеске в 1841 г. и палеоцунами в Халактырке реально изменило только оценку параметра H^* для Халактырки, уточнив его и существенно уменьшив его относительную погрешности до значения 0.16 (отмечено красным в таблице 5.5).

Таблица 5.6 - Максимальные заплески Камчатского цунами 1952 года: реально наблюдавшиеся и полученные в численном эксперименте с коррекцией начальной денивеляции в очаге

Пункт	h нат, м	h коррект., м
Шубертово	0,5	1,2
Жупаново	5,0	3,9
б. Моржовая	8,0	7,5
м.Шипунский	7,0	3,9
Налычево	7,0	10,5
Халактырка	5,0	7,5
м.Безымянный	5,0	3,9
м.Изменный	5,0	7,5
Петропавловск-Камчатский	1,2	2,6
б. Тарья	3,0	4,3
б. Маячная	5,7	5,3
б.Вилючинская	8,0	9,7
б.Малая Саранная	7,0	11,3
б.Большая Саранная	7,0	8,7
б.Жировая	8,0	9,9
б. Русская	7,0	8,9
м. Поворотный	10,0	5,7
б. Асача	7,0	8,5
м. Лопатка (Вост.)	9,5	12,0
м. Лопатка (Зап.)	5,0	6,5
Озерновский	5,0	4,1
Северо-Курильск	15,0	12,8
Бабушкино	12,0	7,9
Никольское	2,0	2,2

Коэффициент корреляции двух рядов данных равен 0.96, коэффициент калибровки начальной денивеляции в очаге $k_k = 1.86$.

Таблица 5.7 - Максимальные заплески Чилийского цунами 1960 года: реально наблюдавшиеся и полученные в численном эксперименте с коррекцией начальной денивеляции

Пункт	h нат, м	h коррект, м
Шубертово	4,0	3,5
б.Ольга	4,0	8,5
Жупаново	4,0	3,1
б. Моржовая	7,0	3,1
м.Шипунский	3,0	3,8
Халактырка	2,0	2,3
Петропавловск-Камч.	0,6	1,9
б. Тарья	1,0	1,9
б. Маячная	2,0	2,7
б.Вилючинская	5,0	4,6
б. Русская	7,0	5,8
м. Лопатка (Восточная)	2,0	2,7
Северо-Курильск	4,7	3,1
Никольское	3,5	2,7

Коэффициент корреляции натуральных и численных данных равен 0,92.

Озерновское (Карагинское) цунами 1969 года в основном проявилось по побережью Берингова моря. Сравнение натуральных и модельных заплесков приведено ниже.

Таблица 5.8 - Максимальные заплески Озерновского (Карагинского) цунами 1969 года: реально наблюдавшиеся и полученные в численном эксперименте с коррекцией начальной очаговой денивеляции

Пункт	h нат, м	h мод, м
б. Лаврова	2,00	1,6
Ивашка	7,00	5,6
Хайлюля	7,00	8,6
м. Озерной	5,00	8,9
р. Ольховая	15,00	6,0
р. Озерная	7,00	13,2
Петропавловск-Камч.	0,04	0,1
Никольское	2,5	2,3

Коэффициент корреляции натуральных и модельных данных равен 0,83, коэффициент калибровки начальной денивеляции $k_k = 0,96$

Обращает на себя внимание, что численная модель Озерновского цунами в целом повторяет существенную особенность этого события - реально наблюдавшийся локальный аномальный максимум у устья р. Ольховая, но сдвигает его на юг к устью р. Озерная. Без этой особенности коэффициент корреляции равен 0,98.

Проведенное моделирование при известной из натуральных данных асимптотической частоте сильных цунами для юга Камчатки, позволяет рассчитать распределение характеристических высот и параметра h_{100} для Тихоокеанского побережья юга Камчатки.

Ниже на рисунке 5.7 приведена карта цунамирайонирования побережья полуострова Камчатка масштаба 1:1 000 000, построенные на основе натуральных данных и вдольбереговых распределений скорректированных высот цунами, полученных при моделировании трех вышеуказанных цунами.

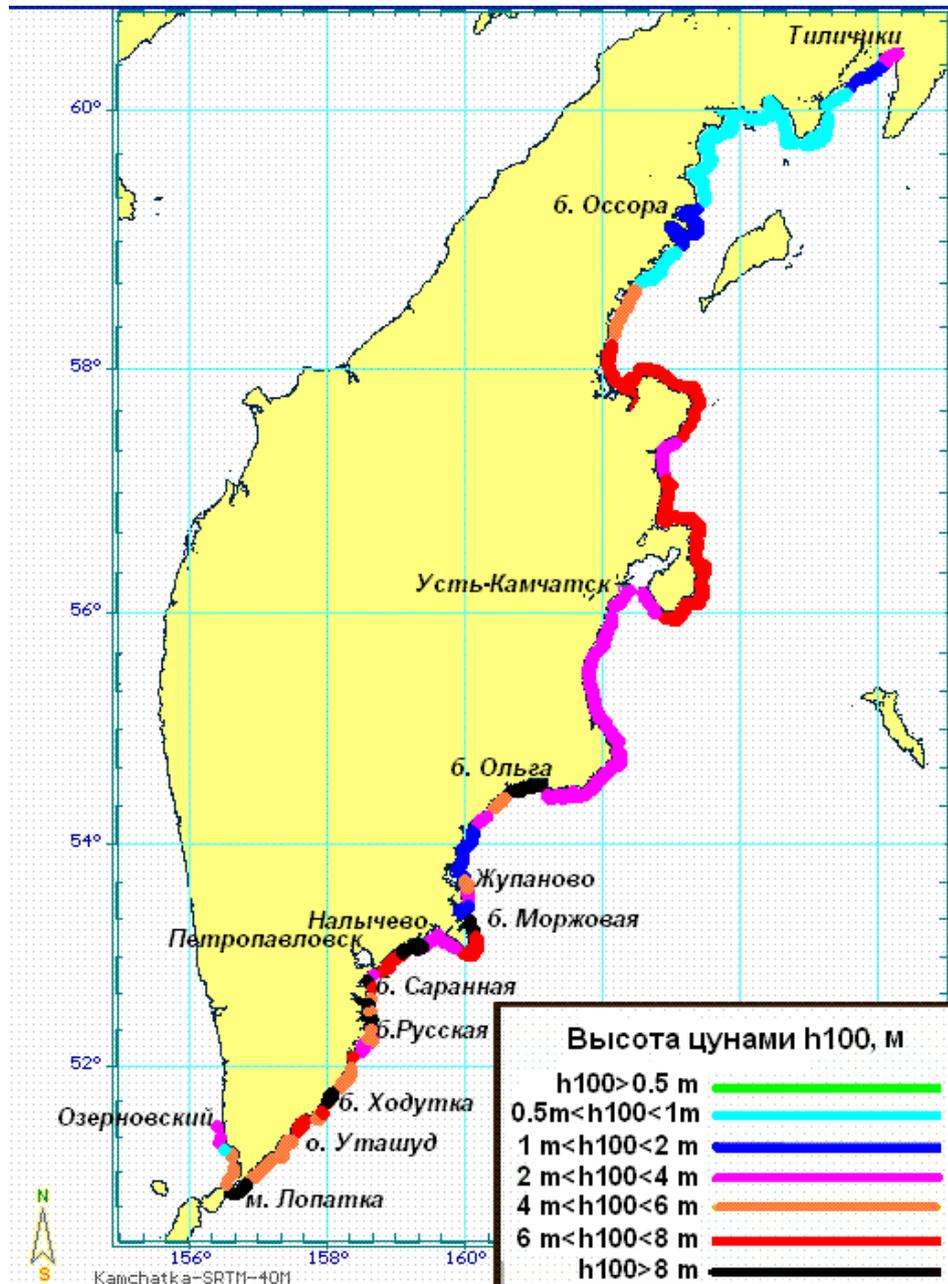


Рисунок 5.7 - Предварительная карта цунамирайонирования Тихоокеанского побережья полуострова Камчатка по h_{100} . Черным цветом на карте обозначены самые опасные участки побережья – районы мыса Лопатка, бух. Ходутка, Халактырка-Нальчево, бух. Моржовая, бух. Ольга.

5.6 Построение карты цунамирайонирования побережья о. Сахалин

На таких же принципах была построена карта цунамирайонирования побережья о. Сахалин (рисунок 5.8) (Атлас береговой зоны..., 2002). Произошедшее в 2007 году Невельское цунами - сильнейшее в письменной истории Сахалина – заставляет актуализировать эту карту с учетом этих данных.

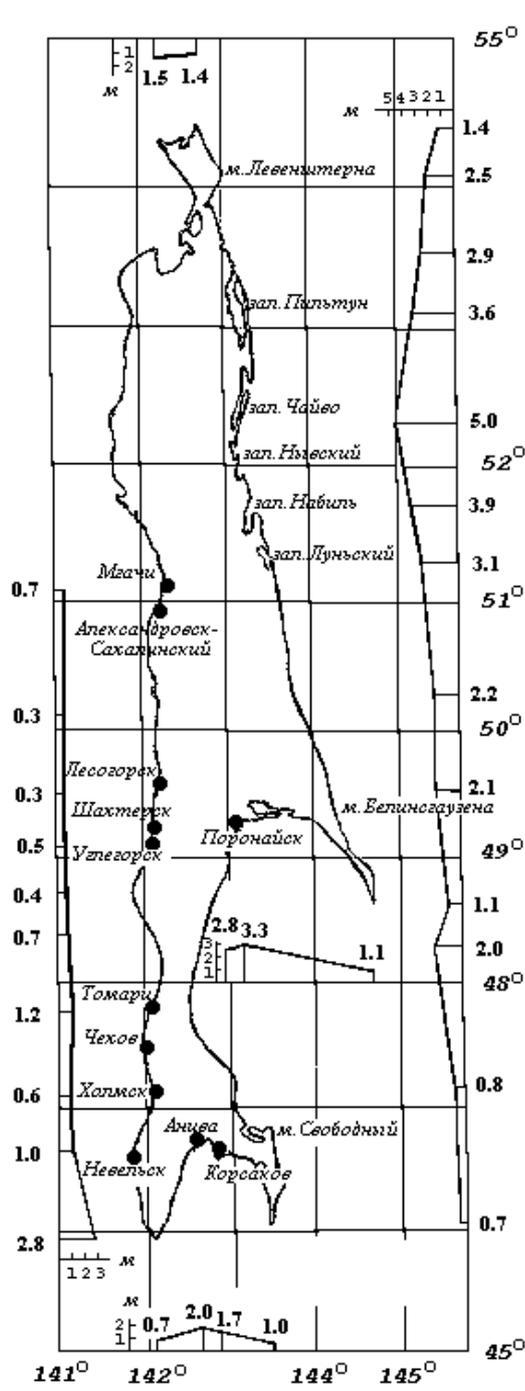


Рисунок 5.8 - Карта цунамирайонирования побережья о. Сахалин (

5.7 Построение карты цунамирайонирования побережья Японского моря

Акваторию Японского моря отличает достаточно высокий уровень сейсмичности, причем все известные цунамигенные очаги расположены вдоль восточного побережья моря (рисунок 5.9).

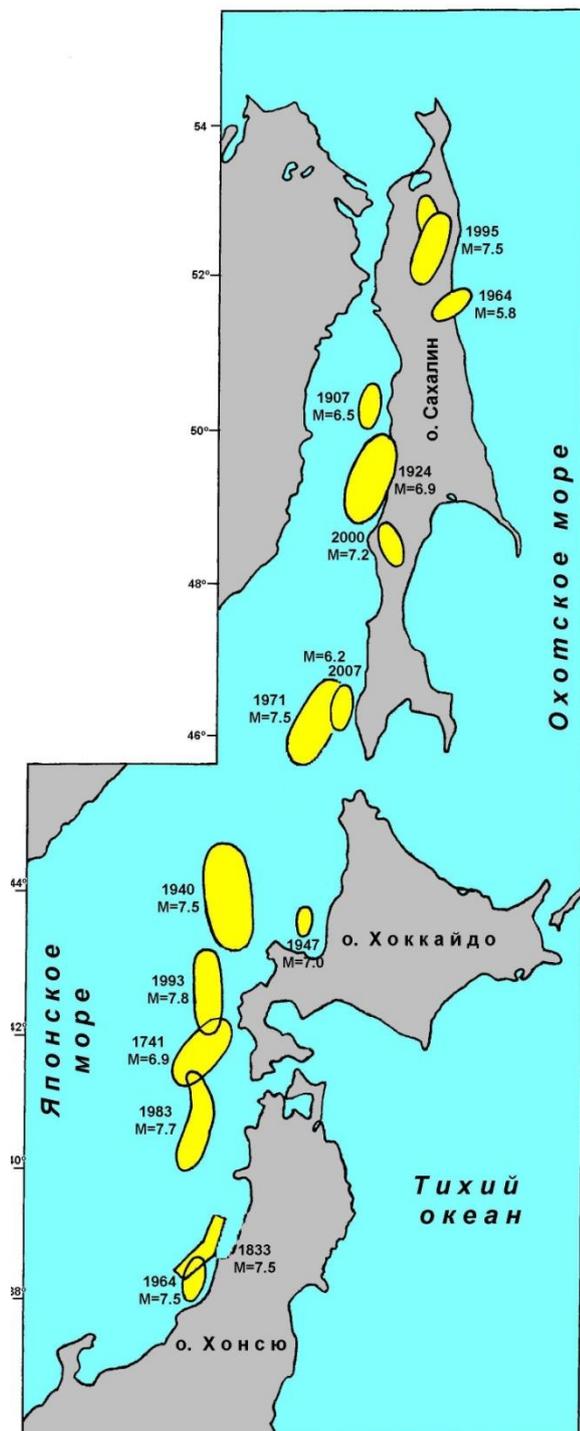


Рисунок 5.9 – Очаги сильнейших землетрясений в акватории Японского моря и на прилегающих территориях (Тихонов, 2006).

Японское море – практически замкнутый водоем, и цунами от Тихоокеанских очагов проникают в Японское море через узкие проливы сильно ослабленными, вследствие чего его цунами-режим формируется практически исключительно очагами внутри его акватории. Начиная с 1940 года в Японском море произошло несколько цунамигенных землетрясений: 2 августа 1940 г., 16 июня 1964 г., 6 сентября 1971 г., 26 мая 1983 г., 12 июля 1993 г., 2 августа 2007 г.

На основе достаточно представительного материала о проявлениях этих событий построен вариант вероятностной модели цунамиактивности для побережья Японского моря, позволивший построить «скелет» карты цунамирайонирования (рисунок 5.10) для 60-ти базовых пунктов на побережье трех стран – России, Японии и Республики Кореи

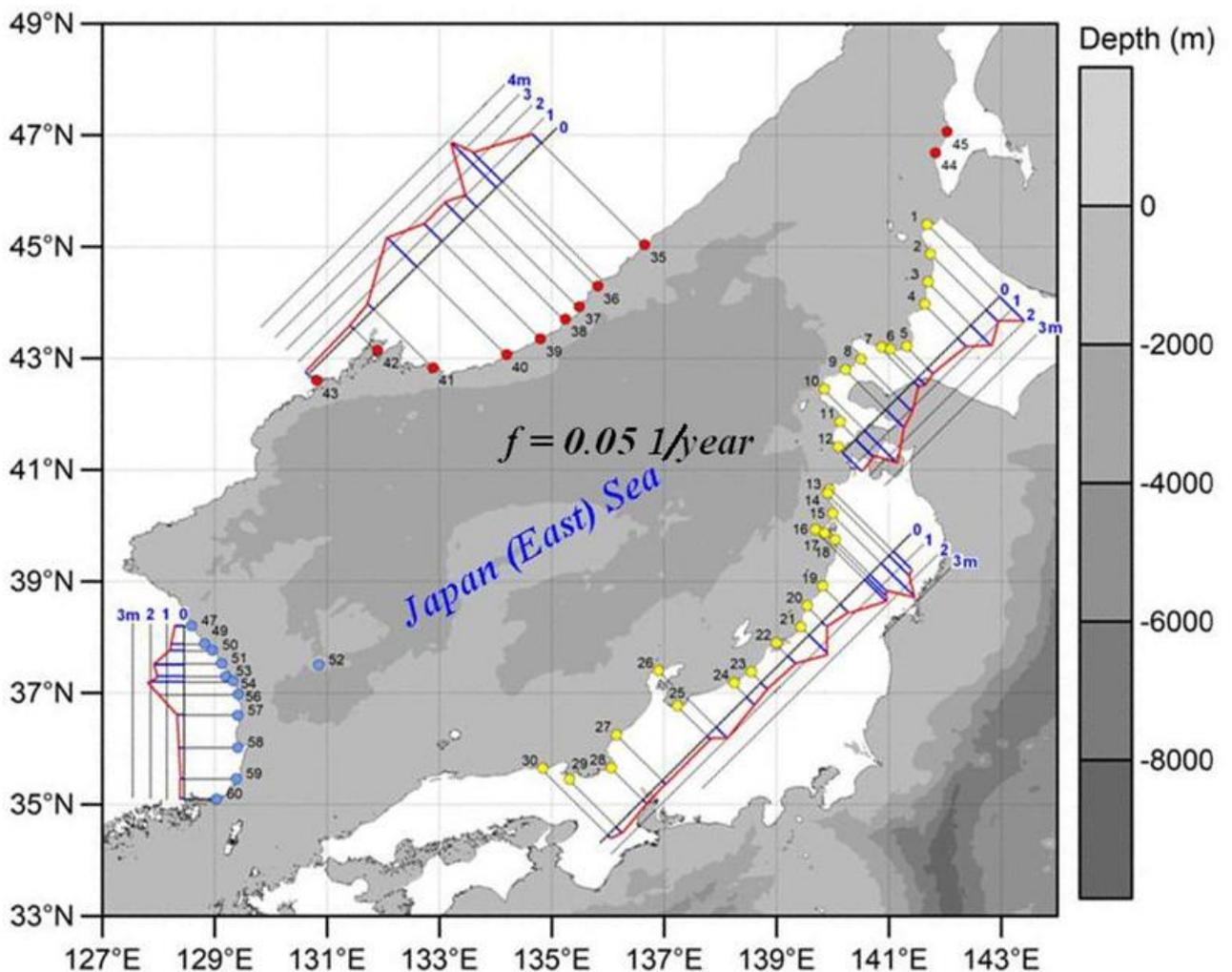


Рисунок 5.10 - «Скелет» карты цунамирайонирования побережья Японского моря по H^*

Кроме построения «скелета» схемы цунамирайонирования проводилось исследование устойчивости модели. Реально строились две модели для периодов 1940-1992 гг (Chung et al., 1993) и 1940-2011 гг., при этом в первой модели использовались данные по 32 пунктам, а во второй – по 60 пунктам. Параметры цунамиактивности, полученные в обеих моделях, оказались близки, что подтверждает устойчивость модели по отношению к увеличению периода наблюдений и числу включенных в модель береговых пунктов.

Так, асимптотическая частота сильных цунами в акватории японского моря равна $f = 0.055 \pm 0.005$ 1/год

Характеристические высоты цунами H^* расположены в диапазоне значений 0.3÷3.5 м.

Обращает на себя внимание наличие участков побережья с большими значениями H^* . Этим участкам отвечают особенности акватории, способствующие усилению цунами. Таковы участки Кит - Рудная Пристань на побережье Приморья, район Кангвондо в Корее и побережье Акита на Хонсю. Эти участки побережья следует считать наиболее опасными.

Интересно, что положение наиболее опасных участков на скелетной схеме 5.10 хорошо сопоставляется с картой на рисунке 1.22 (Estimates of Tsunami Risk Zones..., 2005).

5.8. Выводы и замечания о рисках

Построены модели цунами-режима для Южных, Северных Курильских островов и Камчатки, Сахалина и Японского моря. Привлечение численного моделирования исторических событий позволило расширить эту модель на значительные участки побережья и построить карты цунамирайонирования для периода повторяемости 100 лет на основе формулы $h_{100} = H^* \cdot \ln(100 \cdot f)$.

Данная характеристика - h_{100} , однако, связана с серьезным риском, поскольку этот уровень будет превзойден цунами в 63 % столетних периодов.

Разумнее наоборот, исходить из задаваемого допустимого значения опасности R (риска) для данного периода t , и по нему оценивать соответствующий «безопасный» уровень над невозмущенной поверхностью океана:

$$H_{t,R} = H^* (\ln(f t) - \ln(-\ln(1-R)))$$

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Критически проанализирован исторический опыт развития методов количественной оценки цунамиопасности побережий, что позволило сформировать собственный подход к этой проблеме.

Главными результатами представленной диссертации являются следующие:

Разработана вероятностная модель повторяемости цунами Пуассоновского типа. Теоретически обоснована структура функции повторяемости цунами общего вида и выявлен физический смысл ее параметров: региональный параметр - асимптотическая частота сильных цунами f , и локальный параметр - характеристическая высота цунами H^* , пропорциональная среднему коэффициенту трансформации высоты цунами при ее распространении из океана к берегу. Предложен корректный метод вычисления оценок этих параметров на основе данных об исторических цунами и палеособытиях. Сделан вывод, что функция повторяемости для больших высот цунами убывает быстрее степенной функции с любым отрицательным показателем, что делает приемлемой ее экспоненциальную аппроксимацию.

Показано, что функция повторяемости высот цунами (распределение в точке для разных цунами в течение длительного периода) и вдольбереговое распределение высот каждого конкретного цунами в регионе формируются одним и тем же процессом – распространением волн в близбереговой и шельфовой акватории с нерегулярной батиметрией. Математически эта взаимосвязь выражается соотношением, в котором функция повторяемости является собственной функцией интегрального оператора, ядро которого – функция, описывающая вдольбереговое распределение высот цунами, с модифицированными параметрами.

Обосновано аналитическое представление функции повторяемости цунами для малых и умеренных высот волн – это степенная функция вида ch^{-1} , с единственным параметром c , имеющим размерность скорости.

Сравнительная редкость масштабных и, соответственно, наиболее опасных цунами влечет за собой нехватку данных в каталогах исторических цунами, и для количественной оценки цунамиопасности с приемлемой точностью необходимо привлечение данных о палеоцунами. Разработана и продемонстрированная на примере методика корректного использования палеоданных при построении функции повторяемости высот цунами наряду с данными о заплесках исторических цунами.

Разработан аналитический метод коррекции высоты волны на берегу, использующий результаты численного распространения цунами, доведенного в линейной модели до некоторой «искусственной «стенки» на глубинах порядка 5-10 м. Продемонстрировано на примерах моделирования двух цунами - Окусирского 12 июля 1993 года и Чилийского 27 февраля 2010 года, что такой метод «продолжения» волнового поля до берега существенно улучшает соответствие между модельными и реально наблюдаемыми на берегу высотами цунами.

Теоретический анализ наката цунами на берег показал, что трансформации волны в окрестности уреза характеризуется единственным безразмерным параметром $Br = H\omega^2/g\alpha^2$, где H и T — типичные высота и период волны, $\omega = \frac{2\pi}{T}$ частота, g – ускорение свободного падения, α – уклон дна. Для случая наката волны без разрушения ($Br < 1$) получены приближенные формулы для экстремальных значений высот цунами и скоростей течения в близурезной зоне.

Построены вероятностные модели цунами-режима для ряда протяженных участков побережья Дальнего Востока России и получены оценки определяющих параметров f и H^* . Показано, что асимптотическая частота цунами f в южной части Курильской гряды наиболее высокая (0.17 случая в год). В северно-восточном направлении величина данного параметра уменьшается и составляет 0.09 – 0.1 случая в год для Северных Курильских островов и 0.07 случая в год - для южного побережья Камчатки.

На базе вероятностной модели разработана методика построения карт цунамирайонирования и создан ряд карт пространственного распределения вероятной высоты цунами с периодом повторяемости $T = 50$ и 100 лет для побережья Южных и Северных Курильских островов, восточного побережья Камчатки, Сахалина и Приморья, а также Республики Корея и западного побережья Японии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айвазян, С.А. Прикладная статистика. Основы моделирования и первичная обработка данных / С.А. Айвазян, И.С. Енюков, Л.Д. Мешалкин. – М.: Финансы и статистика, 1983. – 471 с.

Атлас береговой зоны Сахалина / под ред. П.Ф. Бровко. – Владивосток: ДВГУ: ПримАГП, 2002. – 56 с.

Атлас максимальных заплесков волн цунами / под ред. С.Л. Соловьева. – Владивосток: ДВНИГМИ, МГИ АН УСССР, 1978. – 61 с.

Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в Российской Федерации. – М.: ИПЦ «ДИК», 2005. – 271 с.

Бадюков, Д.Д. Фрагменты Челябинского метеоритного дождя: распределение по массам, размерам и возможная масса максимального фрагмента / Д.Д. Бадюков, А.Е. Дудоров // Геохимия. – 2013. – № 7. – С. 643–646.

Бартоломью, Д. Стохастические модели социальных процессов / Д. Бартоломью. – М.: Финансы и статистика, 1985. – 296 с.

Бейтмен, Г. Таблицы интегральных преобразований: Преобразования Фурье, Лапласа, Меллина / Г. Бейтмен, А. Эрдейи. – М.: Наука, 1969. – 344 с.

Бобыкина, В.П. Цунами как экзогенный берегоформирующий фактор / В.П. Бобыкина // Новые данные по геоморфологии и геологии западной части Тихого океана / АН СССР, ДВО, Тихоокеанский океанологический ин-т. – Владивосток, 1990. – С. 51-57.

Виген, С. Проблема цунами и ее значение для жизни и деятельности человека на побережье Тихого океана / С. Виген // Труды ДВНИГМИ. – 1984. – Вып. 103. – С. 3-7.

Воронина, Е. В. Механика очага землетрясения / Е.В. Воронина. – М: МГУ, 2004. – 92 с.

Галамбош, Я. Асимптотическая теория экспериментальных порядковых

статистик / Я. Галамбош. – М.: Наука, 1984. – 304 с.

Геологическая летопись палеоцунами на о. Шикотан (Малая Курильская гряда) в голоцене / Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова и др. // Вулканология и сейсмология. – 2008. – Т. 2, № 4. – С. 50-66.

Го, Ч.Н. О статистическом изучении распределения высот волн цунами вдоль побережья. прогноза / Го Чан Нам // Цунами и сопутствующие явления. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – Т. VII. – С. 72-79. – (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией).

Го, Ч.Н. Статистические свойства заплесков цунами на побережье Курильских островов и Японии / Го Чан Нам; ИМГиГ ДВНЦ АН СССР. – Препринт. – Южно-Сахалинск, 1987. – 41с.

Годзиковская, А.А. Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей территории в XX веке / А.А. Годзиковская, В.Э. Асминг, Ю.А. Виноградов. – М.: Изд-во ГС РАН, 2010. – 132 с.

Гумбель, Э. Статистика экстремальных значений / Э. Гумбель. – М.: Мир, 1965. – 451 с.

Гусяков, В.К. Оценка цунамиопасности побережья Охотского моря от региональных и удаленных источников / В.К. Гусяков, Л.Б. Чубаров, С.А. Бейзель // Вулканология и сейсмология. – 2015. – № 4. – С. 59–72/

Де Брэйи, Н.Г. Асимптотические методы в анализе / Н.Г. де Брэйи. – М.: ИЛ, 1961. – 247 с.

Доисторические цунами на побережье Кроноцкого залива, Камчатка, Россия / Т.К. Пинегина, Л.И. Базанова, И.В. Мелекесцев, О.А. Брайцева, А.В. Сторчеус, В.К. Гусяков // Вулканология и сейсмология. – 2000. – № 2. – С. 66-74.

Евзеров, В.Я. Геодинамика беломорской котловины в голоцене / В.Я. Евзеров, А.Н. Виноградов, С.Б. Николаева // Вестник Кольского научного центра РАН. – 2014. – №2. – С. 51-58.

Евзеров, В.Я. Цунами в Белом море (о событии 5 января 1888 года) / В.Я. Евзеров // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геологическая. – 2013. – № 2. – С. 181-183.

Зорич, В.А. Некоторые дополнения к материалу лекций по анализу. Формула Эйлера – Маклорена. Дополнение к задачам коллоквиума / В.А. Зорич. – М.: МГУ, 2012. – 5 с.

Иванов, В.В. Исследование влияния цунами на осадконакопление по следам цунами 4 октября 1994 года / В.В. Иванов // Проявления конкретных цунами. Цунами 1993 и 1994 годов на побережье России. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – Т. VIII. – С. 119-128. – (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией).

Иконникова, Л.Н. Атлас цунами / Л.Н. Иконникова. – М.: ДВНИГМИ, 1963. – 53 с.

Исследование следов палеоцунами для цунамирайонирования / Р.В. Булгаков, В.Н. Иванов, В.Н. Храмушин и др. // Физика Земли. – 1995. – № 2. – С. 18-27.

Кайстренко, В.М. Проявления цунами Тохоку 11 марта 2011 г. На Тихоокеанском побережье России / В.М. Кайстренко, Г.В. Шевченко, Т.Н. Ивельская // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2011. – Т. 38, № 1. – С. 41-64.

Кайстренко, В.М. Накат и трансформация волн цунами на мелководье / В.М. Кайстренко, Е.Н. Пелиновский, К.В. Симонов // Метеорология и гидрология. – 1985. – № 10. – С. 68 -75.

Каплин, П.А. Некоторые особенности рельефа побережья Курило-Камчатской зоны в связи с проблемой цунами / П.А. Каплин, А.С. Ионин // Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР. – 1961. – № 9. – С. 74-88.

Каменкович, В.М. Основы динамики океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 240 с.

Количественная оценка цунамиопасности и схема цунамирайонирования Тихоокеанского побережья СССР / Го Чан Нам, В.М. Кайстренко, Е.Н.

Пелиновский, К.В. Симонов // Тихоокеанский ежегодник. – Владивосток: ДВО АН, 1988. – С. 9-16.

Кохась, К.П. Сумма обратных квадратов / К.П. Кохась // Математическое просвещение. – 2004. – Вып. 8. – С. 142-163.

Крамер, Г. Математические методы статистики / Г. Крамер; под ред. академика А.Н. Колмогорова. – Изд. 2-е, стереотипное. – М.: Мир, 1975. – 648 с.

Куликов, Е.А. К вопросу о долгосрочном прогнозе цунами (на примере побережья Перу и Северного Чили) / Е.А. Куликов, А.Б. Рабинович, Р.Е. Томсон // Океанология. – 2005. – Т. 45, № 4. – С. 544-556.

Лаврентьев, М.А. Методы теории функций комплексного переменного / М.А. Лаврентьев, Б. В. Шабат. – Издание 5-е, исправленное. – М.: Наука, 1987. – 688 с.

Левин, Б.В. Физика цунами и родственных явлений в океане / Б.В. Левин, М.А. Носов. – М.: «Янус-К», 2005. – 360 с.

Лятхер, В.М. Расчет наката длинных гравитационных волн на откос / В.М. Лятхер, А.Н. Милитеев // Океанология. – 1979. – Т. 24, № 1. – С. 37-43.

Магун, О.Т. Долгосрочный прогноз затопления от цунами для Кресент-Сити. Калифорния, США / О.Т. Магун, Н.Л. Арно // Волны цунами. – Пер. с англ. – Труды САХКНИИ. – Южно-Сахалинск, 1973. – Вып. 32. – С. 168-182.

Никонов, А.А. Историческое цунами на Соловецких островах / А.А. Никонов, А.А. Субетто // Известия РГО. – 2007. – Т. 139, Вып. 6. – С. 24-31.

Никонов, А.А. Необычный «взрыв» сейсмической активности в Восточной Пруссии в начале XIV в. и его значение для выяснения сейсмологического потенциала Калининградской обл. / А.А. Никонов // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2013. – Т. 40, № 2. – С. 43-58.

Никонов, А.А. Рождение Невы – бурное и потаенное / А.А. Никонов // Общество. Среда. Развитие. – 2009. – № 1 (10). – С. 212-229.

Никонов, А.А. Цунами имени Адальберта / А.А. Никонов // Природа. – 2008. – № 5. – С. 44-49.

О некоторых численных алгоритмах расчета наката волн цунами в рамках модели мелкой воды. I / С.А. Бейзель, Н.Ю. Шокина, Г.С. Хакимзянов, Л.Б. Чубаров, О.А. Ковыркина, В.В. Остапенко // Вычислительные технологии. – 2014. – Т. 19, № 1. – С. 40-62.

Общая алгебра. В 2-х т. / под общ. ред. Л.А.Скорнякова. – М.: Наука, 1990. – Т.1. - 592 с.; 1991. – Т. 2. – 480 с. – (Справочная математическая библиотека).

Оперативный прогноз наводнений на морских берегах Дальнего Востока России / А.А. Поплавский, В.Н. Храмушин, К.И. Непоп, Ю.П. Королев. – Владивосток, Южно-Сахалинск: ДВО РАН, 1997. – 272 с.

Осадки цунами Шикотанского землетрясения 1994 г. / Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова и др. // Океанология. – 2007. – Т. 47, № 4. – С. 622-630.

Особенности осадконакопления во время цунами 26 декабря 2004 года на севере Индонезии (о. Симелу, побережье в районе г. Медана о. Суматра) / Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова и др. // Океанология. – 2006. – № 6. – С. 929-945.

Отложения цунами и анализ цунамиопасности на Халатырском пляже в районе Петропавловска-Камчатского, Тихоокеанское побережье Камчатки, Россия / Т.К. Пинегина, Д. Буржуа, Л.И. Базанова и др. // Локальные цунами: предупреждение и уменьшение риска: сборник статей международной конференции, г. Петропавловск-Камчатский, 10-15 сентября 2002 г. – М.: Русская книга, Янус-К, 2002. – С. 142-151.

Оценка цунамиопасности и построение карт цунамирайонирования для побережья Сахалинской области. Проблема нормативов / В.М. Кайстренко, М.А. Клячко, В.Н. Храмушин, Д.Е. Золотухин // Строительная индустрия Сахалина. – 2014. – № 19. – С. 38-43.

Палеоцунами в Южно-Курильском регионе в голоцене: особенности проявления, осадки, возраст, повторяемость, воздействие на геосистемы / Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова и др. // Вестник ДВО РАН. – 2011. – № 2. – С. 59-69.

Пелиновский, Е.Н. Предварительные схемы цунамирайонирования побережья Курило-Камчатской зоны на основе одномерных расчетов (модельный очаг) / Е.Н. Пелиновский, Н.Л. Плинк. – Препринт № 5. – Горький: ИПФ АН СССР, 1980. – 16 с.

Пелиновский, Е.Н. Функции распределения высот заплесков цунами (по данным международных экспедиций 1992-1998 гг.) / Е.Н. Пелиновский, И.А. Рябов // Океанология. – 2000. – Т. 40, № 5. – С. 645 - 652.

Писаренко, В.Ф. Неустойчивость параметра $M_{тах}$ и альтернатива его применению / В.Ф. Писаренко, М.В. Родкин // Физика Земли. – 2009. – № 12. – С. 48-59.

Полянин, А.Д. Справочник по интегральным уравнениям / А.Д. Полянин, А.В. Манжиров. – М.: Физматлит, 2003. – 608 с.

Предварительное цунамирайонирование Курило-Камчатского побережья на основе гидродинамических расчетов / С.Л. Соловьев, А.В. Некрасов, В.Г. Бухтеев, Р.В. Пясковский // Теоретические и экспериментальные исследования по проблеме цунами. – М.: Наука, 1977. – С. 131–139.

Прогноз цунамиопасности для побережья Камчатки / Ч.Н. Го, В.М. Кайстренко, Е.Н. Пелиновский, К.В. Симонов // Метеорология и гидрология, 1986. – № 7. – С. 74 – 81.

Проявление палеоцунами на Малой Курильской гряде в голоцене / Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова и др. // Тихоокеанская геология. – 2012. – Т. 31, № 6. – С. 48-56.

Проявление палеоцунами на о. Зеленый (Малая Курильская Дуга) в голоцене / Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова, А.А. Харламов // Вулканология и сейсмология. – 2006. – № 4. – С. 57-73.

Проявление цунами 26 декабря 2004 г. на побережье севера Индонезии (по результатам международной экспедиции) / В.М. Кайстренко, Н.Г. Разжигаева, Ю.П. Королев, Н.В. Полухин, А.И. Зайцев // Вестник ДВО РАН. – 2006. – № 1. – С. 123-130.

Проявления цунами 15.11.2006 г. на Центральных Курильских островах и результаты моделирования высот заплесков / Б.В. Левин, В.М. Кайстренко, А.В. Рыбин и др. // ДАН. – 2008. – Т. 419, № 1. – С. 118-122.

Проявления цунами 4 октября 1994 года на побережье Курильских островов / Ю.П. Королев, Л.Д. Жукова, Н.Д. Золотухина и др. // Проявления конкретных цунами. Цунами 1993 и 1994 годов на побережье России – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – Т. VIII. – С. 74-92. – (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией).

Проявление цунами 4 октября 1994 года на Шикотане / В.М. Кайстренко, В.К. Гусяков, В.А. Джумагалиев, Г.С. Дыхан и др // Проявления конкретных цунами. Цунами 1993 и 1994 годов на побережье России – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – Т. VIII. – С. 55-73. – (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией).

Седов, Л.И. Методы подобия и размерности в механике / Л.И. Седов. – Москва: Наука, 1977. – 439 с.

Серия норм МАГАТЭ по безопасности. Безопасность атомных электростанций: проектирование. Требования № NS-R-1. – Вена: Международное агентство по атомной энергии, 2012. – 83 с. – URL: www.iaea.org/ns/coordinet, www.un.org/ru/ga/iaea/ (дата обращения: ...).

СНиП 2.06.04-82* Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). Утвержден приказом Минрегиона России от 29 декабря 2011 г., № 635/12.

Соловьев, С.Л. Выбор масштаба цунамирайонирования побережья / С.Л. Соловьев, И.В. Тулупов // Океанология. – 1981-а. – Т. 21, № 1. – С. 38-41.

Соловьев, С.Л. Оценка возможной высоты цунами в некоторых пунктах юга Курильских островов / С.Л. Соловьев, И.В. Тулупов // Физика Земли. – 1981-б. – Т. 5. – С. 31-41.

Соловьев, С.Л. Каталог цунами на восточном побережье Тихого океана / С.Л. Соловьев, Го Чан Нам. – М.: Наука, 1975. – 202 с.

Соловьев, С.Л. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана (173-1968 гг.) / С.Л. Соловьев, Го Чан Нам. – М.: Наука, 1974. – 308 с.

Соловьев С.Л. Проблема цунами и её значение для Камчатки и Курильских островов / С.Л. Соловьев // Проблема цунами. – М.: Наука, 1968. – С. 7-50

Состояние теории распространения волн в случайно-неоднородных средах / Ю.Н. Барабаненков, Ю.А. Кравцов, С.М. Рытов, В.И. Татарский // Успехи физических наук. – 1970. – Т. 102, № 1. – С. 3-42.

Справочник по специальным функциям / ред.: М. Абрамовиц, И. Стиган. – М.: Наука, 1979. – 832 с.

Стокер, Дж. Дж. Волны на воде. Математическая теория и приложения / Дж. Дж. Стокер. – Пер. с англ. – М.: ИЛ, 1959. – 618 с.

Тихонов, И.Н. Сильные землетрясения в Сахалинской области: исследования и прогнозы / И.Н. Тихонов // Вестник ДВО РАН. – 2006. – № 1. – С. 67-80.

Федорюк, М.В. Асимптотика: Интегралы и ряды / М.В. Федорюк. – М.: Наука, 1987. – 544 с.

Феллер, В. Введение в теорию вероятностей и ее приложения / В. Феллер. – М.: Мир, 1984. – Т.1. – 511 с.; Т. 2. – 765 с.

Химмельблау, Д. Анализ процессов статистическими методами / Д. Химмельблау. – М.: Мир, 1973. – 957 с.

Храмушин, В.Н. Метод детального цунамирайонирования на примере побережья Анивского залива / В.Н. Храмушин, Г.В. Шевченко // Океанология. – 1994. – Т. 34, № 2. – С. 218-223.

Цунами 4-5 ноября 1952 г. / Е.Ф. Саваренский, В.Г. Тищенко, А.К. Святловский и др. // Бюллетень Совета по сейсмологии. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – № 4. – 62 с.

Цунами на тихоокеанском побережье СССР / Го Чан Нам, А.И. Иващенко, В.М. Кайстренко, А.А. Поплавский, К.В. Симонов // Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / ред.: К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный. – Ленинград: ВСЕГЕИ, 1987. – С. 36-37.

Цунамиопасность Северных Курил. Карта. Масштаб 1:1 000 000 / В.М. Кайстренко, А.И. Иващенко, В.Н. Храмушин, Д.Е. Золотухин // Атлас Курильских островов / редкол.: академик РАН В.М. Котляков (председатель), академик РАН П.Я. Бакланов, Н.Н. Комедчиков (гл. ред) и др.; отв. ред.-картограф Е.А. Федорова; Российская академия наук, Институт географии РАН, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН. – М. ; Владивосток: ИПЦ «ДИК», 2009. – С. 137.

Цунамиопасность Южных и Средних Курил. Карта. Масштаб 1:1 000 000 / В.М. Кайстренко, А.И. Иващенко, В.Н. Храмушин, Д.Е. Золотухин // Атлас Курильских островов / редкол.: академик РАН В.М. Котляков (председатель), академик РАН П. Я. Бакланов, Н.Н. Комедчиков (гл. ред) и др.; отв. ред.-картограф Е.А. Федорова; Российская академия наук, Институт географии РАН, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН. – М.; Владивосток: ИПЦ «ДИК», 2009. – С. 134-135.

Численное исследование дисперсионных волн, возникающих при движении подводного оползня / Ю.И. Шокин, С.А. Бейзель, О.И. Гусев, Г.С. Хакимзянов, Л.Б. Чубаров, Н.Ю. Шокина // Вестник ЮУрГУ. Серия: Математическое моделирование и программирование. 2014. – Т. 7, № 1. – С. 121–133.

Численное моделирование воздействия удалённых цунами на Дальневосточное побережье России / С.А. Бейзель, В.К. Гусяков, Л.Б. Чубаров, Ю.И. Шокин // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 50, № 5. – С. 578-590.

Шикотанское цунами 5 октября 1994 г. / А.И. Иващенко, В.К. Гусяков В.А. Джумагалиев, Г. Йех, Л.Д. Жукова, Н.Д. Золотухина, В.М. Кайстренко и др. // Докл. РАН. – 1996. – Т. 348, N 4. – С. 532-538

Экстремальные шторма 2006-2007 гг. на о. Шикотан: воздействие на прибрежный рельеф и осадки / Л.А. Ганзей, Н.Г. Разжигаева, А.А. Харламов, Т.Н. Ивельская // Океанология. – 2010. – Т. 50, № 3. – С. 458-467.

Эстева, Л. Сейсмичность / Л. Эстева // Сейсмический риск и инженерные решения / под ред. Ц. Ломнитца, Э. Розенблюта. – Пер. с англ. – М.: Недра, 1981. – С. 162-203.

A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia / T.K. Pinegina, J. Bourgeois, L.I. Bazanova et al. // *Quaternary Research*. – 2003. – Vol. 59, [Iss. 1](#). – P. 36-47.

Abe, T. Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan / T. Abe, K. Goto, D. Sugawara // *Sedimentary Geology*. – 2012. – Vol. 282. – P. 142-150.

Aida, I. Tsunami Energy on the Japanese Coast as a Measure of Long-term Tsunami Hazard. / I. Aida // *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan, 2nd series)*. – 1988. – Vol. 41, No 4. – P. 573-581.

Analytical Rapid Prediction of Tsunami Run-up Heights: Application to 2010 Chilean Tsunami / Byung Ho Choi, Kyeong Ok Kim, Jin-Hee Yuk, Victor Kaistrenko, Efim Pelinovsky // *Ocean and Polar Research*. – 2015. – Vol. 37, No. 1. – P. 1-9.

Analytical Theory for Tsunami Run Up on a Smooth Slope / V.M. Kaistrenko, R.Kh. Mazova, E.N. Pelinovsky, K.V. Simonov // *J. Tsunami Soc.* – 1991. – Vol. 9, № 2. – P. 72-79.

AT RISK. Natural hazards, people's vulnerability and disasters / B. Wisner, P. Blaikie, T. Cannon, I. Davis. – 2nd ed. – New York, 2005. – 447 p.

Atwater, B.F. A Tsunami about 1000 Years Ago in Puget Sound, Washington / B.F. Atwater, A.L. Moore // *Science*. – 1992. – Vol. 258, No. 5088. – P. 1614-1617.

Battjes, J.A. Surf Similarity / J.A. Battjes // *Proceedings of the 14th Coastal Engineering Conference American Society of Civil Engineers*. – Copenhagen, 1974. – P. 569-587.

Bowan A.J. Wave-Wave Interactions near the shore / A.J. Bowan // *Lect. Notes Phys.* – 1977. – Vol. 64. – P. 102-113. – (Waves on Water of Variable Depth).

Braddock, R.D. Response of a conventional tide gauge to a tsunami / R.D. Braddock // *Marine Geodesy*. – 1980. – Vol. 4, No. 3. – P. 223-236.

Burroughs, S.M. Power-law scaling and probabilistic forecasting of tsunami runup heights / S.M. Burroughs, S.F. Tebbens // *Pure Appl. Geophys.* – 2005. – Vol. 162. – P. 331-342.

Camfield, F. Insufficient Data Effect on Tsunami Flood Level Predictions – Summary / F. Camfield // Proc. Int. Tsunami Symp., Seattle, August 17-19, 1987. – Seattle, 1987. – P. 247-251/

Carrier, G.F. Water waves of finite amplitude on a sloping beach / G.F. Carrier, H.P. Greenspan // J. Fluid Mech. – 1958. – Vol. 4. – P. 97-109.

Cheng, W. On sediment extent and runup of tsunami waves / W. Cheng, W. Weiss // Earth and Planetary Science Letters. – 2013. – Vol. 362. – P. 305-309.

Cho, Y.S. Safety analysis of Ulchin nuclear power plant against Nihonkai-Chubu earthquake tsunami / Cho Y.S., Jin S.B., Lee H.J. // Nuclear engineering and design. – 2004. – Vol. 228, Is. 1-3. – P. 393-400.

Choi, B.H. Distribution of runup heights of the December 26, 2004 tsunami in the Indian Ocean / Choi B.H., Hong, S.J., E. Pelinovsky // Geoph. Res. Lett. – 2006. – Vol. 33, L13601. – DOI:10.1029/2006GL025867.

Chung, J.Y. Tsunami hazard estimation for eastern Korean coast / Chung J.Y., Go C.N., V.M. Kaistrenko // Tsunami'93, Wakayama, Japan, August 23-27, 1993.- Wakayama, Japan, 1993. – P. 409-422. – (Proceedings of the IUGG / IOC International Tsunami Symposium).

Coastal Sedimentation Associated with the Tohoku Tsunami of 11 March 2011 in South Kuril Islands, NW Pacific Ocean / N.G. Razjigaeva, L.A. Ganzey, T.A. Grebennikova et al. // Pure Appl. Geophys. – 2013. – Vol. 170, Iss. 6-8. – P 1081-1102.

Comparable analysis of the distribution functions of runup heights of the 1896, 1933 and 2011 Japanese Tsunamis in the Sanriku area / Choi, B.H., Min, B.I., E. Pelinovsky, Tsuji, Y., Kim, K.O. // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. – 2012. – Vol. 12. – P. 1463-1467.

Costello, J.A. Tsunamis: Hazard Definition and Effects on Facilities / J.A. Costello // U.S. Geological Survey. Open file report 85-533. – Reston, Virginia, 1985.

Cox, D.C. Frequency Distributions of Tsunami Runups in Hawaii / D.C. Cox // Honolulu (HI): Environmental Center, University of Hawaii at Manoa, 1978.

Cox, D.C. Tsunami height-frequency relationship at Hilo. Univ. Hawaii / D.C. Cox // Hawaii Inst. Geophys. informal report, Nov. 1964. - 4 p. + tables and figures.

Crichton, D. The Risk Triangle / D. Crichton // Natural Disaster Management / ed. by Ingleton, J., Tudor Rose. – London-Leicester, UK, 1999. – P. 102-103.

Dawson, A.G. The Storegga slides: evidence from eastern Scotland for a possible tsunami / A.G. Dawson, D. Long, D.E. Smith // Marine Geology. – 1988. – Vol. 82. – P. 271-276.

Distribution Functions of Tsunami Wave Heights / Choi B.H., E. Pelinovsky, I. Ryabov, Hong S.J. // Natural Hazards. – 2002. – Vol. 25. – P. 1-21.

Dominey-Howes, D., Goff, J, Tsunami Risk Management in Pacific Island / D. Dominey-Howes, J. Goff // Countries and Territories (PICTs): Some Issues, Challenges and Ways Forward. – 2013. – Vol. 170, Iss. 9-10. – P. 1397-1413.

Estimates of Tsunami Risk Zones on the Coasts Adjacent to the East (Japan) Sea based on the Synthetic Catalogue / B.H. Choi, E. Pelinovsky, H.J. Lee, S.B. Woo // Natural hazards. – 2005. – Vol. 36, No. 3. – P. 355-381.

Evaluation of frequency and invasion area of large earthquake tsunamis along the Kurile subduction zone by postulated tsunami deposits / F. Nanayama, K. Satake, K. Shimokawa et al. // Interim Report on Active Fault and Paleoequake Research in the 1999 Fiscal Year. Geological Survey of Japan Interim Report # EQ/00/2. – Tsukuba: Geological Survey of Japan, 2000. – P. 1-17 (in Japanese with English abstract).

Evaluation of Tsunami Sources with the Potential to Impact the U.S. Atlantic and Gulf Coasts / Uri ten Brink, D. Twichell, E. Geist et al. // Report “The Current State of Knowledge Regarding Potential Tsunami Sources Affecting U.S. Atlantic and Gulf Coasts”, submitted to the Nuclear Regulatory Commission on September 30, 2007. – 322 p.

Field survey and geological effects of the 15 November 2006 Kuril tsunami in the middle Kuril Islands / MacInnes B.T., Pinegina T.K., Bourgeois J. et al. // Pure Appl. Geophys. – 2009. – Vol. 166, No 1-2. – P. 3-36.

Garcia, A. Tsunami Run-up Predictions for Southern California. Coastal Communities, USA. Tsunami Research Symposium 1974, Wellington, New Zealand, 29 Jan.-1 Feb. 1974 / A. Garcia, J.R. Houston; eds. R.A. Heath, M.M. Cresswell // Bull. Roy. Soc. New Zealand. – No. 15. – 1976. – P. 5-17.

Geist, E.L. Distribution of tsunami interevent times / E.L. Geist, T. Parsons // Geophys. Res. Lett. – 2008. – Vol. 35, L02612. – DOI: 10.1029/2007GL032690.

Geist, E. Probabilistic Analysis of Tsunami Hazards / E. Geist, T. Parsons // Natural Hazards. – 2006. – Vol. 37. – P. 277–314.

Geological Study of unusual tsunami deposits in the Kurile Subduction Zone for mitigation of tsunami disasters / F. Nanayama, K. Shigeno, Y. Shitaoka, R. Furukawa // The tsunami threat – research and technology / ed. [Nils-Axel Mirner](#). – InTech, 2011. – P. 283-298.

Go, Ch.N. A Two - Parameter Scheme for Tsunami Hazard Zoning / Go Ch.N., V.M. Kaistrenko, K.V. Simonov // Marine Geodesy. – 1985. – Vol. 9, N 44. – P. 469-476.

Gutenberg, B. Seismicity of the Earth and Associated Phenomena / B. Gutenberg, C.F. Richter. – 2nd ed. – Princeton: Princeton University Press, 1954. – 310 p.

Hatori, T. Distribution of Cumulative Tsunami Energy along the Pacific Coast of South America / T. Hatori // Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd ser.). – 2002. – Vol. 54, No. 4. – P. 441-448.

Hatori, T. Distribution of Cumulative Tsunami Energy from Kamchatka to East Hokkaido / T. Hatori // Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd ser.). – 1999. – Vol. 52. – P. 361-368.

Hatori, T. Distribution of Tsunami Energy along the Japan Sea Coast / T. Hatori // Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan, 2nd ser.). – 1995. – Vol. 48, No. 2. – P. 229-233.

Hatori, T. Distribution of tsunami energy on the circum-Pacific zone / T. Hatori // Proceedings, IUGG/IOC International Tsunami Symposium, Wakayama, Japan, 1993. – Wakayama, 1993. – P. 165-173.

Hatori, T. Distribution of Wave Energy Received from Distant Tsunamis along the Coast of Japan / T. Hatori // *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan, 2nd ser.)*. – 1989. – Vol. 42, No. 4. – P. 467-473.

Holocene Key-Marker Tephra Layers in Kamchatka, Russia / O.A. Braitseva, V.V. Ponomareva, L.D. Sulerzitsky, I.V. Melekestsev, J. Bailey // *Quaternary research*. – 1997. – Vol. 47. – P. 125-139.

Holocene Tsunami Traces on Kunashir Island, Kurile Subduction Zone / A.Ya. Iliiev, V.M. Kaistrenko, E. Gretskeya et al. // *Tsunamis: Sources, Monitoring and Coastal Hazards*. Kluwer Publ., 2005. – P. 171-192.

Houston, J.R. Tsunami-wave elevation frequency of occurrence for the Hawaiian Islands / J.R. Houston, R.D. Carver, D.B. Markle // *U.S. Army Engineer Waterways Expt. Sta. Vicksburg, Miss., Hydraulics Lab. Tech. Rpt. H-77-16, 1977. – 63 p.*

HTDB/WLD: Historical Tsunami Database for the World Ocean. – URL: <http://tsun.sccc.ru/htdbpac/> (accessed: 15.09.2014)

Hulman, L.G. Tsunami protection of coastal nuclear power plants in the United States / L.G. Hulman, W.S. Bivins, M.H. Fliegel // *Marine Geodesy*. – 1978. – Vol. 1, No.4. – P. 375-383.

Iida, K. Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean / K. Iida, D. Cox, G. Pararas-Carayannis. – Honolulu: University of Hawaii, 1967. – 274 p.

Insights from geochemistry and diatoms to characterise a tsunami's deposit and maximum inundation limit / C. Chagué-Goff, J. Goff, , Wong, H.K.Y., M. Cisternas // *Marine Geology*. – 2015. – Vol. 359. – P. 22-34.

Iribarren, C.R. Protection des ports / C.R.Iribarren, C. Norales // *Proceedings XVIIth International Navigation Congress, Section II, Communication 4. – Lisbon, 1949. – P. 31-80.*

Jaffe, A.E. A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits / A.E. Jaffe, G. Gelfenbaum // *Sedimentary Geology*. – 2007. – Vol. 200, Is. 3–4. – P. 347-361.

Kagan, Y.Y. Earthquake size distribution: Power-law with exponent / Y.Y. Kagan // *Tectonophysics*. – 2010. – Vol. 490, Is. 1–2. – P. 103-114.

Kagan, Y.Y. Universality of the seismic-moment-frequency relation / Y.Y. Kagan // *Pure Appl. Geophys.* – 1999. – Vol. 155. – P. 537-573.

Kaistrenko, V.A tsunami hazard parameter for Zhupanovo, Kamchatka calculated using historical and paleotsunami data / V. Kaistrenko, T. Pinegina // *Proceedings, International Tsunami Symposium, Seattle, Washington, 7–10 August 2001.* – Seattle, 2001. – P. 349-353.

Kaistrenko, V. North Kuril Tsunami: New Data from Archives / V. Kaistrenko, V. Sedaeva // *Tsunami Research at the End of a Critical Decade* / ed. G.T.Hebenstreit. – Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2001. – P. 91-102.

Kaistrenko, V. Probability model of tsunami runup and long - term prediction of tsunami heights / V. Kaistrenko // *Tsunamis: Their Science and Hazards Mitigation Proceedings International Tsunami Symposium (July 31 - August 3, 1989).* – Novosibirsk, 1990. – P. 249-253.

Kaistrenko, V. Tsunami Recurrence Function: Structure, Methods of Creation, and Application for Tsunami Hazard Estimates / V. Kaistrenko // *Pure Appl. Geophys.* – 2014. – Vol. 171. – P. 3527-3538.

Kaistrenko, V. Tsunami recurrence versus tsunami height distribution along the coast / V. Kaistrenko // *Pure Appl. Geophys.* – 2011. – Vol. 168, Iss. 11. – P. 2065-2069.

Kaistrenko, V.M. Evaluation of tsunami hazard for the Southern Kamchatka coast using historical and paleotsunami data / V.M. Kaistrenko, T.K. Pinegina, M.A. Klyachko // *Submarine Landslides and Tsunamis* / eds.: A.C. Yalciner, E. Pelinovsky, C.E. Synolakis, E. Okal. – Kluwer Springer, 2003. – P. 217-228.

Kajiura, K. Some statistics related to observed tsunami heights along the coast of Japan / K. Kajiura // *Tsunamis: Their Science and Engineering* / eds. K. Iida, T. Iwasaki. – Tokyo: Terra Scientific Publishing Co., 1983. – P. 131-145.

Kastens, K.A. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean

Sea / K.A. Kastens, M.B. Cita // Geological Society of America Bulletin. – 1981. – Vol. 92, No. 11. – P. 845-857.

Manifestation of the 2011 Great Tohoku Tsunami on the Coast of the Kuril Islands: A Tsunami with Ice / Victor Kaistrenko, Nadezhda Razjigaeva, Andrey Kharlamov, Alexander Shishkin // Pure Appl. Geophys. – 2013. – Vol. 170. – P. 1103-1114.

Minoura, K. Discovery of an ancient tsunami deposit in coastal sequences of southwest Japan: verification of a large historical tsunami / K. Minoura, T. Nakata // Island Arc. – 1994. – Vol. 3. – P. 66-72.

Minoura, K. Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan / K. Minoura, S. Nakaya // The Journal of Geology. – 1991. – Vol. 99. – P. 265-287.

Moore, G.W. Deposits from a giant wave on the island of Lanai, Hawaii / G.W. Moore, J.G. Moore // Science. – 1984. – Vol. 226. – P. 1312-1315.

Moore, J. G. Large-scale bedforms in boulder gravel produced by giant waves in Hawaii / J.G. Moore, G.W. Moore // Geological Society of America Special. – 1986. – Vol. 229. – P. 101-110.

NGDC: Tsunami Data and Information. – URL: <http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml> (accessed: 15.09.2014)

Noggerath, J. Fukushima: The myth of safety, the reality of geosciences / J. Noggerath, R.J. Geller, V.K. Gusiakov // Bulletin of the Atomic Scientists. – 2011. – Vol. 67(5). – P. 37-46.

Okada, M. Historical study of Tsunami at Miyako, Japan / M. Okada, M. Tada // Tsunamis-Their Science and engineering. – Tokyo: TERRAPUB, 1983. – P. 121-130.

Okal, E.A. Tsunami simulations for regional sources in the South China and adjoining seas / E.A. Okal, C.E. Synolakis, N. Kalligeris // Pure Appl. Geophys. – 2011. – Vol. 168, Iss. 6-7. – P. 1153-1173.

Paskoff, R. Likely occurrence of a mega-tsunami in the Middle Pleistocene, near Coquimbo, Chile / R. Paskoff // Revista Geológica de Chil. – 1991. – Vol. 18, No. 1. –

P. 87-91.

Pelinovsky, E. Exact analytical solutions of nonlinear problems of tsunami wave runup on slopes with different profiles / E. Pelinovsky, R. Mazova // *Natural Hazards*. – 1992. – Vol. 5. – P. 227-249.

Planning for Risk: Comprehensive Planning for Tsunami Hazard Areas. – Urban Regional Research for the National Science Foundation, 1988. – 246 p.

Post-Tsunami Survey Field Guide, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO: IOC Manuals and Guides No. 30. – Paris, 1998. – 45 p.

Probabilistic tsunami hazard assessment at Seaside, Oregon, for near- and far-field seismic sources / F.I. González, E.L. Geist, B.E. Jaffe et al. // *Journal of Geophysical Research*. – 2009. – Vol. 114. – C11023.

Proske D. Catalogue of Risks. Natural, Technical, Social and Health Risks / D. Proske D. – Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2008. – 509 p.

Rapid Forecast of Tsunami Runup using Shallow-water Modeling of Tsunami Propagation in the East (Japan) Sea / Min B.I., V.M. Kaistrenko, E.N. Pelinovsky, Choi B.H. // *Journal of Coastal Research*. – 2011. – Vol. 64. – P. 1135-1139.

Rapid forecasting of tsunami runup heights from 2-D numerical simulations / Choi B. H., V. Kaistrenko, Kim K. O., Min B. I., E. Pelinovsky // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* – 2011. – Vol. 11. – P. 707-714.

Rascon, O.A. On a Stochastic Model to Estimate Tsunami Risk / O.A. Rascon, A.G. Villarreal // *Journal Hydraulic Research*. – 1975. – Vol. 13, No. 4. – P. 383-403.

Reconstructing hydrodynamic flow parameters of the 1700 tsunami at Cannon Beach, Oregon, USA / R.C. Witter, B. Jaffe, Y. Zhang, G. Priest // *Nat Hazards* .– 2012. – Vol. 63. – P. 223–240.

Satake, K. Tide gauge response to tsunamis: Measurements at 40 tide gauge stations in Japan / K. Satake, M. Okada, K. Abe // *Journal of Marine Research*. – 1988. – Vol. 46, No 3. – P. 557-571.

Seo, J-W. Safety Analysis against Tsunami Attacks at a Nuclear Power Plant Site / Seo J-W., Lee J-W., Cho, Y-S. // Journal of Applied Mathematics. – 2013. – Vol. 2013, Article ID 984038.

Shevchenko, G.V. A method for the tsunami risk estimation along the Russia's Far East / G.V. Shevchenko, D.E. Zolotukhin, I.N. Tikhonov // Science of Tsunami Hazards. – 2013. – Vol. 32, No. 4. – P. 212-220.

Shuto, N. Standing Waves in Front of a Sloping Dike / N. Shuto // Coastal Engineering in Japan, JSCE. – 1972. – Vol. 15. – P. 13-23.

Soulsby, R. Reconstructing Tsunami Run-Up from Sedimentary Characteristics: A Simple Mathematical Model / R. Soulsby, D.E. Smith, A. Ruffman // Sixth International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Process, New Orleans, Louisiana, United States, May 13-17, 2007. Coastal Sediments '07. – New Orleans, 2007. – P. 1075-1088.

Srisutam, Ch. Reconstructing tsunami run-up from the characteristics of tsunami deposits on the Thai Andaman Coast / Ch. Srisutam, J-F. Wagner // Coastal Engineering. – 2010. – Vol. 57. – P. 493-499.

The 1994 Shikotan Earthquake Tsunamis / H.Yeh, V.Titov, V. Gussyakov , E. Pelinovsky ,V.Khramushin, V. Kaistrenko / Pure and Applied Geophysics – 1995. – Vol. 144, N 3/4. – P. 855 - 874.

The Tohoku Tsunami of 11 March 2011: The Key Event to Understanding Tsunami Sedimentation on the Coasts of Closed Bays of the Lesser Kuril Islands / N.G. Razjigaeva, L.A. Ganzey, T.A. Grebennikova et al. // Pure Appl. Geophys. – 2014. – Vol. 171, Iss. 12. – P. 3307-3320.

Tsunami geomorphology: Erosion and deposition from the 15 November 2006 Kuril Island tsunami / B.T. MacInnes, J. Bourgeois, T.K. Pinegina, E.A. Kravchunovskaya // Geology. – 2009. – Vol. 37, No 11. – P. 995-998.

Tsunami Hazard Evaluation of the Eastern Mediterranean: Historical Analysis and Selected Modeling / Amos Salamon, Thomas Rockwell, Steven N. Ward, Emanuela

Guidoboni, Alberto Comastri // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2009. – Vol. 97, No. 3. – P. 705-724.

Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kurile trench / F. Nanayama, K. Satake, R. Furukawa et al. // Nature. – 2003. – Vol. 424. – P. 660-663.

Van Dorn, W.G. Tsunamis / W.G. Van Dorn // Advances in Hydroscience / ed. V.T. Chow. – London: Academic Press, 1965. – Vol. 2. – P. 1-48.

Wiegel, R.L. Protection of Crescent City, California, from Tsunami Waves / R.L. Wiegel // Report for the Redevelopment Agency of the City of Crescent City, 5 March 1965, Berkeley, California. – Berkeley, 1965. –114 p.

Wigen, S.O. Historical Study of Tsunamis at Tofino, Canada / S.O. Wigen // Tsunamis-Their Science and engineering. – Tokyo: TERRAPUB, 1983. – P. 105-119.