

**СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АБИССАЛЬНЫХ НЕРОВНОСТЕЙ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И ИХ ВОЗМОЖНОЕ ВЛИЯНИЕ НА  
ХАРАКТЕР РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЦУНАМИ**

*Г.В. Шевченко, В.Н. Патрикеев*

*ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 16, Южно-Сахалинск,  
693022; e-mail: shevchenko@imgg.ru*

Поступила в редакцию 26 марта 2012 г.

Набор эхограмм, полученных при выполнении проекта “Тихоокеанские трансекты” во второй половине 1980-х гг., оцифрован с одинаковым шагом по пространству 1 миля. В результате обработки этих материалов получены спектральные и статистические характеристики неоднородностей донного рельефа ложа северо-западной части Тихого океана. Показано, что закон спадания спектральной плотности в диапазоне длин волн неоднородностей от 2 до 100 миль хорошо согласуется с законом  $k^{-2}$ , при этом в спектре можно выделить два диапазона: мелкомасштабные (длины 2–8 миль, средняя высота 50 м) и среднемасштабные (10–40 миль, 120 м). Получены оценки декремента затухания волны цунами за счет взаимодействия с неоднородностями донного рельефа – при рассеянии вперед около  $\gamma = 0.2 \text{ ч}^{-1}$  и назад  $\gamma = 0.1 \text{ ч}^{-1}$ . С рассеянием вперед связаны трансформация начального одиночного импульса в цуг волн, запаздывание максимальной волны по отношению к моменту прихода цунами и увеличение длительности колебаний.

**Ключевые слова:** сейсмический профиль, абиссальное плато, неоднородности донного рельефа, спектр, рассеяние, цунами, затухание, Тихий океан.

**ВВЕДЕНИЕ**

Изучение статистических характеристик абиссальных неоднородностей рельефа дна (неровностей ложа Тихого океана) представляет интерес для широкого круга задач. Их характерные пространственные масштабы (высоты и поперечники, или диаметры основания абиссальных холмов) отражают геологические процессы, протекающие здесь [4]. С другой стороны, они играют важную роль в формировании внутренних волн (в частности, из-за взаимодействия с ними приливных волн [6]) и приводят к рассеянию волн цунами, пересекающих океан (трансокеанские, или удаленные цунами) [1].

В последние годы интерес к изучению трансформации волн цунами в открытом океане резко возрос в связи с наличием измерений на глубоководных станциях DART, а также появлением массивов глубин с высоким пространственным разрешением. Это позволяет изучать методами численного моделирования весьма тонкие эффекты, обусловленные неоднородностью рельефа ложа Тихого океана [7, 8]. Анализ записей на сети глубоководных станций DART и

проведение вычислительных экспериментов по моделированию цунами от удаленных источников (сильных трансокеанских событий) показывают, что при распространении волн над абиссальным плато в центральной части Тихого океана происходят сложные процессы трансформации волнового процесса. Они выражены в уменьшении амплитуды и модуляции головной волны, а также формировании за ней стохастического волнового поля [7, 8]. Это показывает, что сложившееся представление о том, что океаническое дно за пределами глубоководных желобов (ложе океана) можно считать практически плоским, является верным только в достаточно грубом приближении, хотя дисперсия вариаций донного рельефа здесь действительно значительно меньше, чем вблизи берегов или центрально-океанических хребтов [3].

В работе [1] была теоретически исследована трансформация волны цунами за счет рассеяния в длинные и внутренние волны для модели океана с ровным дном глубиной, на котором имеются малые неоднородности, заданные случайной функцией. В этой работе были приведены оценки затухания цуна-

ми, которые можно использовать, если известен спектр неровностей. Спектральные характеристики абиссальных холмов в восточной части Тихого океана исследовались в работе [6], но для северо-западной его части они не известны, хотя в данном районе в 1970–1980-е годы Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ) проводились масштабные судовые геофизические исследования (сводка сейсмических профилей приведена в [4]). Эти работы сопровождалась эхолотными промерами, данные которых (эхограммы) записывались на бумажный носитель. Эти материалы по ряду сейсмических профилей были оцифрованы и проанализированы, определение статистических и спектральных характеристик неоднородностей донного рельефа за пределами Курильского глубоководного желоба, а также оценка их влияния на характер распространения цунами от удаленных землетрясений и составляло основную цель данной работы.

#### МАТЕРИАЛЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Наиболее протяженные сейсмические профили выполнялись ИМГиГ в рамках проекта “Тихоокеанс-

кие трансекты” (PacTran), полученные в ходе этих исследований промерные данные представляли наибольший интерес для решения поставленной задачи. На рис. 1 приведена схема сейсмических профилей, выполненных в рамках этого проекта в различные годы. Использовались также материалы измерений, полученные на НИС “Академик Гамбургцев” (треста “Дальморнефтегазгеофизразведка”) в 1989 г. [4]. Батиметрические измерения выполнялись при помощи эхолота с записью на бумажную ленту или ЭХБ-4. Часть эхограмм, полученных при выполнении наиболее протяженных профилей (1МГ, 5МГ2, 6МГ2, 6П, 13П, 17П, 26П, 79П, 81П), с учетом данных о скорости судна, были оцифрованы с одинаковым шагом по пространству 1 миля. Характеристики прибора не позволяли обеспечить более высокое пространственное разрешение (для сравнения, в работе [6] шаг дискретизации составлял 100 м), но для ряда задач, в частности, оценок затухания цунами, оно было достаточно. Современные цифровые массивы глубин имеют аналогичное пространственное разрешение, однако они получены в основном путем оцифровки батиметрических карт (в свою очередь построенных

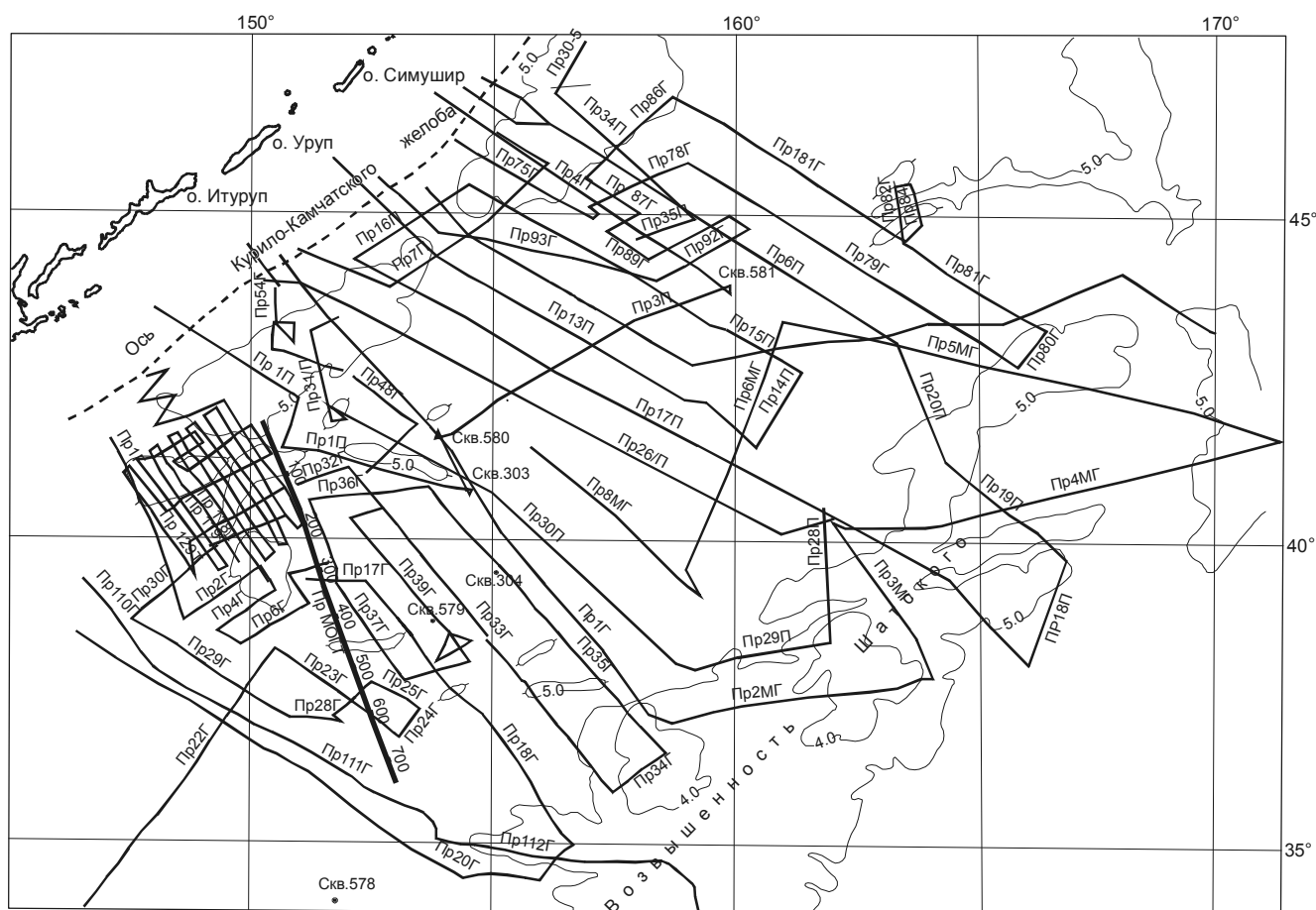


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей, вдоль которых выполнялось эхолотирование [4].



Рис. 2. Вариации глубин вдоль профилей № 17 (1) и № 5–6МГ2 (2).

на основе данных эхолотирования), поэтому возможность использования первичного материала представляется весьма важным обстоятельством.

Наибольший интерес представляли самые длинные трассы, которым при анализе уделялось главное внимание – 17П и образующие непрерывную, хотя и ломаную в плане линию, профили 5МГ2, 6МГ2. Первый из указанных профилей начинался непосредственно в Курильском желобе и заканчивался за подводной возвышенностью Шатского. Второй начинался сразу за желобом (краевой океанический вал Зенкевича) и обходил возвышенность стороной. Протяженность профилей была немногим менее 400 миль, изменения глубин вдоль них представлены на рис. 2. На обоих профилях заметны их существенные вариации в районе, примыкающем к глубоководному желобу (краевой вал), а затем они заметно уменьшаются. Хотя на втором из них заметны резкие колебания на расстоянии 140–180 миль от начала профиля с амплитудой около 600 м. Подобные особенности рельефа, как показано в [7] на примере подводного вулкана Коко Гайот, играют особую роль в рассеянии волн цунами. Однако в данной работе мы остановимся, главным образом, на общих статистических и спектральных характеристиках рельефа ложа прикурильской части Тихого океана.

#### СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АБИССАЛЬНЫХ НЕРОВНОСТЕЙ

На рис. 3 представлены графики спектральной плотности вариаций донного рельефа. Расчет производился по отрезкам протяженностью 92 мили, с половинными сдвигами (число степеней свободы составило 14). Величина отрезка задает верхнюю границу, выше которой нельзя получить адекватные оценки спектральных характеристик неровностей донного рельефа, таким образом, их можно анализировать в диапазоне “длин волн” от 2 до 92 мили.

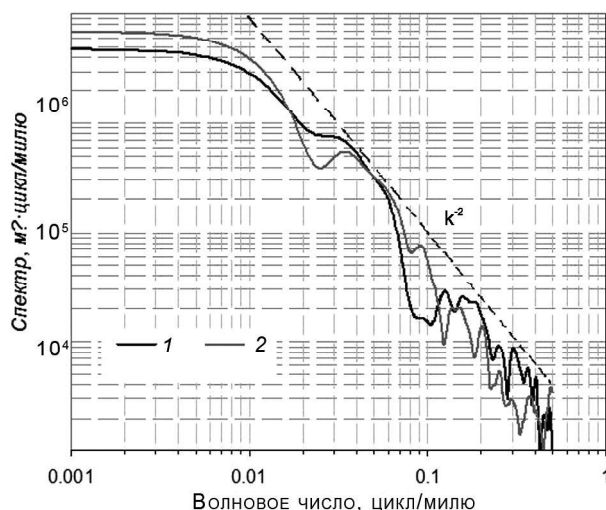


Рис. 3. Графики спектральной плотности вариации глубин вдоль профилей № 17 (1) и № 5–6МГ2 (2). Число степеней свободы 14.

Прежде всего, следует отметить равномерный характер спада спектральной плотности с волновым числом – он хорошо согласуется с законом  $k^{-2}$ , который характерен для большинства геофизических процессов. Заметим, что это существенно отличается от результата, полученного в работе [6] ( $k^{-2.5}$ ). Такое различие выглядит весьма необычным, хотя в указанной работе этот закон был получен для более коротких неоднородностей с размерами от 100 м до 5 км.

В спектрах неровностей по всем профилям не было обнаружено четких максимумов, скорее можно отметить два слабо выраженных минимума на расстояниях 8–10 и 40–50 миль. Соответственно, можно выделить два диапазона, в которых энергия (дисперсия) вариаций глубины океана более существенна – условно можно их назвать диапазонами мелкомасштабных (2–8 миль) и среднемасштабных вариаций (10–40 миль). Второй из этих диапазонов примыкает справа к диапазону волн цунами, длины которых в 2–3 раза больше. С мелкомасштабными неровностями связано образование естественного длинноволнового фона в результате рассеяния движущегося метеоприлива [5], а также генерация внутренних волн при взаимодействии с ними баротропного прилива [6].

Путем интегрирования спектральной плотности по соответствующему интервалу волновых чисел, для указанных диапазонов были рассчитаны среднеквадратические амплитуды неоднородностей – они составляют около 50 и 120 м соответственно.

## ОЦЕНКИ ЗАТУХАНИЯ ЦУНАМИ

Как уже упоминалось выше, в работе [1] были теоретически исследованы особенности рассеяния волн цунами на малых флуктуациях донного рельефа и получены формулы для расчета декремента затухания за счет оттока энергии во внутренние и в баротропные волны. Авторы полагали, что переход энергии цунами в бароклинные движения более существенный, однако измерения на глубоководных донных датчиках DART (которые практически не чувствительны к внутренним волнам) и результаты моделирования указывают на то, что возбуждение баротропных длинных волн может быть более существенным с точки зрения трансформации волнового поля при трансокеанских (удаленных) цунами.

Декремент затухания волны цунами в случае однородных неоднородностей дна (баротропный случай) выражается следующим образом [1]:

$$\gamma = -\sqrt{gH_0} \frac{\pi S_\varepsilon(0)k^2}{2H_0^2 \cos \varphi} \left( 1 - \frac{S_\varepsilon(2k \cos \varphi)}{S(0)} \cos 2\varphi \right) \quad (1),$$

где  $g$  – ускорение силы тяжести,  $H_0$  – средняя глубина океана,  $S_\varepsilon$  – спектр неоднородностей океанического дна,  $\varphi$  – угол между волновыми векторами волны цунами  $k$  и неровностей  $k_\varepsilon$ . Первое слагаемое отвечает “рассеянию вперед” (модуляция фазы). Это наиболее важный и интересный эффект, с которым связано образование волнового пакета из начального одиночного импульса, увеличение продолжительности колебаний и формирование существенных временных сдвигов между моментами прихода первой и максимальной волн. Эти особенности проявились на побережье России при Чилийском цунами 27 февраля 2010 года и были причиной определенных сложностей в работе Службы предупреждения о цунами, как при подаче сигнала тревоги, так и при ее отмене [2].

Второе слагаемое отвечает рассеянию “назад”, при этом направление прямой и отраженной волны противоположно. С ним связана характерная для трансокеанских цунами стохастизация волнового поля в центральной части океана. За рассеяние отвечают спектральные компоненты  $S(2k)$  – длины вдвое меньше длины волны цунами, как раз соответствующие рассмотренному выше диапазону среднemasштабных неоднородностей.

Для оценки декремента, связанного с рассеянием “вперед”, можно представить нулевую точку спектра через дисперсию неоднородностей и радиус корреляции  $R$  [1]:

$$S_\varepsilon(0) = \left\langle \sum \varepsilon^2 \right\rangle R \quad (2)$$

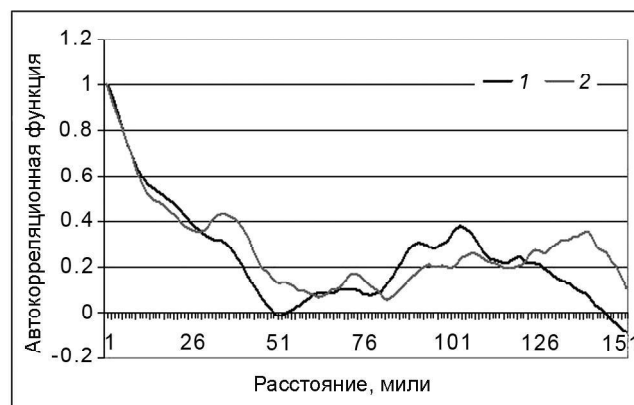


Рис. 4. Автокорреляционная функция вариаций глубин вдоль профилей № 17 (1) и № 5–6 МГ2 (2).

Дисперсию неровностей ( $1.2 \cdot 10^5$  для профиля 17 и  $8 \cdot 10^4$  для профиля 5–6 МГ2) можно принять равной  $10^5$  м<sup>2</sup>. Как следует из рис. 4, радиус корреляции  $R$  составляет примерно 50 миль, для упрощения расчетов можно принять его равным 100 км. Таким образом, получаем из (1) для рассеяния вперед значение декремента для цунами с периодом 30 минут около  $0.2 \text{ ч}^{-1}$ . Это показывает, что эффект существенен для трансокеанских цунами – затухание в  $e$  раз примерно через 5 часов, или на расстоянии 3.5–4 тыс. км. Для рассеяния “назад” величина декремента для того же периода примерно в 2 раза меньше.

Полученные оценки выглядят весьма разумно и неплохо согласуются с наблюдениями трансформации цунами по данным глубоководных измерений и численного моделирования [7, 9].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате оцифровки значительного числа эхограмм, полученных Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН вдоль сейсмических профилей при выполнении проекта “Тихоокеанские трансекты” и анализа полученных материалов, изучены спектральные и статистические характеристики неоднородностей донного рельефа ложа северо-западной части Тихого океана. Показано, что закон спадания спектральной плотности в диапазоне длин волн неоднородностей от 2 до 100 миль хорошо согласуется с законом  $k^{-2}$ , что отличается от северо-восточной части ( $k^{-2.5}$  согласно [6]). При этом в спектре можно выделены два диапазона: мелкомасштабные (поперечник или диаметр основания абиссальных холмов 2–8 миль, средняя высота 50 м) и среднemasштабные (10–

40 миль, 120 м). С первым из них связано рассеяние крупномасштабных волн (приливы, метеоприливы) и переход их энергии во внутренние и длинные волны. Со вторым – рассеяние волн цунами.

Получены оценки декремента затухания волн цунами за счет взаимодействия с неоднородностями донного рельефа – при рассеянии вперед около  $\gamma = 0.2 \text{ ч}^{-1}$  и назад  $\gamma = 0.1 \text{ ч}^{-1}$ . С рассеянием вперед связаны трансформация начального одиночного импульса в пучок волн, запаздывание максимальной волны по отношению к моменту прихода цунами и увеличение длительности колебаний. Учет указанных эффектов важен для деятельности Службы предупреждения о цунами. Полученные оценки затухания согласуются с наблюдениями трансокеанских цунами на глубоководных станциях DART.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ермаков С.А., Пелиновский Е.Н. Аномальное затухание цунами в стратифицированном океане со статистически неровным дном // Изв. АН СССР, ФАО. 1979. Т. 15, № 6. С. 662–668.
2. Ивельская Т.Н., Шевченко Г.В., Храмушин В.Н. Чилийское цунами 27 февраля 2010 года: проверка состояния службы предупреждения // Проблемы анализа риска. 2010. Т. 7, № 2. С. 34–47.
3. Михайлов О.В., Соловьев В.Н. Об одном методе статистического районирования дна океана // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 4. С. 972–976.
4. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов северо-западной части Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
5. Шевченко Г.В. Генерация длинных волн движущейся барической депрессией в океане со статистически неоднородным дном. Препринт. Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ, 1982. 9 с.
6. Bell T.H. Topographically generated internal waves in the ocean // J. Geophys. Res. 1975. V. 80, N 3. P. 320–327.
7. Kowalik Z., Horrillo J., Knight W., Logan T. The Kuril Islands Tsunami of November 2006. P. I: Impact at Crescent City by distant scattering // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. P. 120–131.
8. Mofjeld H.O., Titov V.V., Gonzales F.I., Newman J.C. Tsunami scattering provinces in the Pacific Ocean // J. Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28, N 2. P. 335–337.
9. Rabinovich A.B., Candella R.N., Thomson R.E. Energy decay of the 2004 Sumatra tsunami in the World ocean // J. Pure Appl. Geophys. 2011. V. 168. P. 1919–1950.

*G.V. Shevchenko, V.N. Patrikeev*

#### Statistical characteristics of northwestern Pacific abyssal irregularities and their potential impact on tsunami propagation

Set echograms obtained during realization of the project «Pacific transects» in the second half of the 1980s, was digitized with the same step within a strip one mile wide. As a result of the processing of these materials, spectral and statistical characteristics of the bottom relief irregularities of the northwestern Pacific abyssal plateau have been obtained. It is shown that the law of spectral density decrease in the wavelength range of irregularities from 2 to 100 miles is in good agreement with the law  $k^{-2}$ . In parallel with this two ranges can be distinguished in this spectrum: small-scale (2-8 miles long and 50 m averaged high) and medium-scale (10-40 miles long and 120 m high). We obtain estimates of the damping ratio of the tsunami wave by the interaction with the irregularities of the bottom topography - for forward scattering of about  $\gamma = 0.2 \text{ h}^{-1}$  and reverse  $\gamma = 0.1 \text{ h}^{-1}$ . Transformation of the initial single pulse in the wave train, the delay of the maximum wave relative to the time of arrival of the tsunami, and the increase in the duration of the oscillations are related with the forward scattering.

**Key words:** seismic profile, abyssal plateau, irregularities of bottom topography, spectrum, scattering, tsunami, delay, Pacific.