

5. Токарев П.И. Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.
6. Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т., Федотов С.А., Горельчик В.И., Жаринов Н.А. Ключевской вулкан // В кн. Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. № 1. С. 106-153.
7. Новейший и современный вулканизм на территории России // Под ред. Лаверова Н.П. М.: Наука, 2005. 603 с.
8. Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects //J. Geophys. Res. 1975. V. 80. P. 3322-3342.
9. Fehler M., Hoshiya M., Sato H., Obara K. Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto Tokai region, Japan using measurements of S-wave energy vs hypocentral distance //Geophys. J. Int. 1992. V.108. P. 787-800.
10. Gusev A.A., Abubakirov I.R. Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake //Phys. Earth Planet. Inter. 1987. V. 49. P. 30-36.
11. Hoshiya M., Sato H., Fehler M. Numerical basis of the separation of scattering and intrinsic absorption from full seismogram envelope - A Monte-Carlo simulation of multiple isotropic scattering //Pap. Meteorol. Geophys. (Bull. of Meteorol. Res. Inst.) 1991.V. 42. P. 65-91.
12. Pezzo D.E., Simini M., Ibanez J.M. Separation of intrinsic Q for volcanic areas: a comparison between Etna and Campi Flegrei //Jornal of Volcanology and Geothermal Research. 1996. V. 70. P. 213-219.
13. Paasschens, J.C.J, Solution of the time-dependent Boltzmann equation // Physical Review E. 1997 V. 56. P. 1135-1141.
14. Wu, R.S., Multiple scattering and energy transfer of seismic waves – separation of scattering effect from intrinsic attenuation - I. Theoretical modeling // Geophys. J. R. Astron. Soc., 1985. V. 82. P. 57-80.

УДК 550.344.43

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА УШИРЕНИЯ ИМПУЛЬСА ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ОЦЕНОК  
ПОГЛОЩЕНИЯ СРЕДЫ ПОСТРОЙКИ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОЙ

**В.К. Лемзиков**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006, г. Петропавловск-Камчатский, Бульвар Пуйна 9, 683006, E-mail: [Lemzikov@kcsnet.ru](mailto:Lemzikov@kcsnet.ru)*

**Введение.** Геологические структуры, характеризующие вулканические зоны сильно гетерогенны. С точки зрения распространения сейсмических волн, они составлены из сложного распределения неоднородностей сильно различающих по размерам и физическим свой-

ствам. Здесь имеются сложно построенные структуры без главных направлений излома. Поверхностные низкоскоростные пепловые и шлаковые слои перемежаются с массивами лавовых потоков. Магматические тела, гидротермальные и газовые полости, объемы которых могут изменяться вместе с изменением уровня вулканической активности, дополнительно осложняют распространение сейсмических волн в вулканической постройке.

За последнее столетие на вулкане Ключевской произошло несколько сильных и сильнейших извержений. Между извержениями почти постоянно происходят вулканические землетрясения в постройке вулкана и под ним. Паро-газовые выделения из центрального кратера вулкана почти непрерывны. Иногда сейсмическая и наблюдаемая визуально активность вулкана значительно усиливаются. И наоборот, периоды полного покоя вулкана Ключевской случаются редко. Таким образом, процессы, характерные для вулканогенных областей: возникновение новых эруптивных трещин, существование объемов, содержащих сильно разогретые породы магмы, перегретых паров и жидкостей, - на вулкане Ключевской более мощные, активные и регулярные, по сравнению с другими вулканами Курило-Камчатской вулканической зоны [4,6]. Вулканическая активность влияет на условия распространения сейсмических волн в постройке вулкана Ключевской, что отражается на динамических и кинематических параметрах волн, прошедших через вулканический очаг и ближайших к нему зон.

Одной из основных характеристик среды является показатель добротности, который может указывать не только на уровень затухания сейсмических волн в среде, строение и состав пород, но и на физическое и реологическое состояние пород. В частности, по результатам многих работ экспериментально установлено, что значение добротности  $Q$  для вулканических сред значительно ниже, чем для тектонических областей. А это в первую очередь указывает на более сильную гетерогенность среды вулканических областей по сравнению с тектоническими.

В работах [7, 8, 9, 11, 12, 13, 14] для оценки добротности  $Q$  среды применен метод уширения импульса первых вступлений продольных и поперечных сейсмических волн. Теоретические расчеты [2, 3] показали, что формы и моменты прихода импульсов целиком определяются поглощающими свойствами среды распространения сейсмических волн. В данной работе предлагается использовать метод уширения импульса первых вступлений продольных « $P$ » и поперечных « $S$ » волн записей вулкано-тектонических землетрясений для оценки параметра  $Q$  среды вулканической постройки вулкана Ключевской. В работе применено некоторое изменение метода из [7, 8, 9, 14].

**Метод анализа и способ обработки.** Импульс сейсмической волны содержит информацию относительно среды, которые сейсмические волны преодолевают на пути от

очага до приемника [3]. Форма импульса на некотором расстоянии от источника может быть записана как [3]:

$$f(t, z) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} S(\omega, 0) e^{-K(j\omega)z} e^{j\omega t} d\omega + kc, \quad (1)$$

где  $f(t, 0)$  форма импульса в источнике;  $S(\omega, 0)$  – Фурье-преобразование  $f(t, 0)$ ;  $K(j\omega) = \beta(\omega) + j\varphi(\omega)$  – комплексное волновое число, характеризующее среду в которой распространяется волновой импульс;  $\beta(\omega)$  – коэффициент поглощения;  $\varphi(\omega) = \omega/V(\omega)$  – фазовое число;  $V(\omega)$  – скорость сейсмической волны;  $kc$  – комплексное сопряженное слагаемое.

Из выражения (1) следует, что форма импульса сейсмической волны меняется с расстоянием. Поэтому, приведенное выражение (1) для формы импульса является основанием для определения параметров среды с использованием формы импульса. В работах [7, 8, 9, 14] предложено эмпирическое соотношение, которое связывает продолжительность первого импульса и длину пути пробега сейсмической волны:

$$\tau = \tau_0 + C \int_0^T \frac{dT}{Q} = \tau_0 + C \int_0^S \frac{ds}{VQ}, \quad (2)$$

которое для практического использования записывается как:

$$\tau_{1/2} = \tau_0 + ct/Q_d = \tau_0 + cd/(v_d Q_d), \quad (3)$$

где  $\tau_{1/2}$  – длительность первого  $P$ - или  $S$ - импульса на расстоянии  $d$  из источника,  $\tau_0$  – продолжительность  $P$ - или  $S$ - импульса источнике,  $c$  – постоянное значение,  $t$  – время пробега волны от источника до приемника,  $Q_d$  – показатель добротности среды, равный, соответственно  $Q_P$  для  $P$ - и  $Q_S$  для  $S$ -волн, и так же  $v_d$  – сейсмическая скорость, равная, соответственно  $v_P$  для  $P$ - и  $v_S$  для  $S$ -волн. В выражении (3) значения добротности среды и скорости сейсмических волн имеют смысл средних значений по всему пути сейсмического луча.

Основное затруднение в теоретическом определении формы импульса заключается в определении волнового числа как функции частоты во всем диапазоне частот [2, 3]. Значение  $v(\omega)$ , в общем, зависит от частоты, однако в практических расчетах (пока без особых проблем) применяется не зависящее от частоты значение сейсмической скорости. Для коэффициента поглощения  $\beta(\omega)$  определены как зависящие от частоты, так и не зависящие от частоты значения. Экспериментальные исследования  $\beta(\omega)$  могут быть осуществлены в ограниченном диапазоне частот, а поведение его в области как очень низких, так и очень высоких частот практически не доступны эксперименту и поэтому остается неопределенным. Принятые в работах упрощения и схематизация механизма поглощения столь существенны, что приводят к расхождению следствий разработанных теорий с экспериментальными данными [3].

Применяя соотношение (3) для широкополосных записей получим так называемое «не зависящее от частоты» значение  $Q$ . Реальные записи землетрясений не столь широкополосные, чтобы удовлетворять требованиям  $\delta$ -функции, импульс которых теоретически обсуждается в [2, 3]. Для реальных записей землетрясений значение коэффициента поглощения  $\beta(\omega)$  соответствует некоторой полосе частот ( $\omega_1$  и  $\omega_2$ ), которая определяется амплитудно-частотной характеристикой аппаратуры регистрации землетрясений. Поэтому полученные с применением соотношения (3) по широкополосным записям так называемое «не зависящее от частоты» значение  $Q$  на самом деле относятся не ко всему диапазону частоты от нуля до бесконечности, а только к определенному значению полосы частот, определяемой, в основном, характеристикой аппаратуры регистрации и в меньшей степени энергией очага.

В этой связи специально сузим полосу частот регистрации землетрясений в разумных пределах, допустим до пределов соответствующим, известным в сейсмологии, частотным полосам ЧИСС: 0.5-1; 1-2; 2-4; 4-8 Гц. Вполне обосновано предположить, что для широкополосного импульса в полосе частот  $f_1$  и  $f_2$  Гц формируется соответствующий импульс в этой полосе. Поэтому вполне допустимо применить соотношение (3) к импульсам в каждой частотной полосе.

В работах [7, 9, 14] предлагаются простые способы оценки длительности первых импульсов поперечных и продольных сейсмических волн. Многие методы основываются на измерении только первой половины длительности первого импульса первого вступления  $P$ - или  $S$ -волн. Измерение длительности половины длины первых прямых волн можно выполнить различным способом, в данной работе принят способ, предложенный в работе [9]. По первой четверти первого импульса, если половину импульса условно еще разделить на две части, определяется момент его вступления, точнее, начальная точка импульса. Это выполняется с использованием линейной экстраполяции по точкам, считая от отмеченной на первой четверти импульса до экстремальной, которая может быть как максимальной, так и минимальной, в зависимости от полярности импульса. Минимальное количество точек необходимое для процедуры экстраполяции равно 3. Момент вступления первого импульса сейсмической волны (начало импульса) определяется по пересечению линии регрессии с нулевой линией. Продолжительность импульса определяется от момента вступления до пересечения с нулевой линией первой половины импульса после первого экстремума. Такой метод определения продолжительности импульса сейсмической волны мало зависит от оператора, так как точку на первой четверти импульса можно отметить в любом месте, лишь бы количество точек для процедуры экстраполяции было не менее 3, а последняя точка вычисляется автоматически. Примеры обработки первых импульсов первых вступле-

ний волн  $P$ - и  $S$ -волн по широкополосным и фильтрованным записям землетрясений приведены на рис. 1.

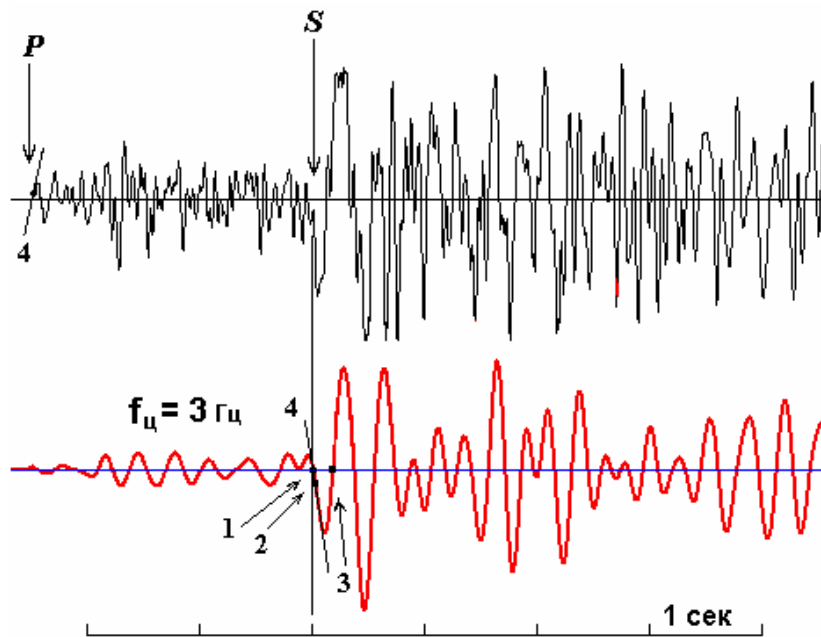


Рис. 1. Примеры обработки первого импульса первых вступлений  $P$ - и  $S$ -волн. Запись вулcano-тектонического землетрясения вулкана Ключевской на станции CIR сейсмическим каналом SHN. Параметры землетрясения: время в очаге - 2002 10 28 12 23 5.3; координаты:  $F_i$  -  $56.05^0$  с.ш.,  $La$  -  $160.84^0$  в.д.,  $H$  - 9.94 км;  $K_{S1.2}^{\Phi 68}$  - 6.3. Приведены примеры удачного определения длительностей первых импульсов  $P$ - и  $S$ -волн на широкополосной и фильтрованной полосовым фильтром с  $f_{ц} = 3$  Гц, и не удачного - для  $P$ - волн по фильтрованной записи. Показаны три точки на первом импульсе фильтрованной записи для  $S$ -волн, причем точка 2 отмечается оператором, а точки 1 и 3 определяются автоматически. Показаны линии регрессии (помеченные цифрой 4), проведенные по первому наклону импульса. Длительность в секундах между точками 1 и 3 - является характеристикой соответствующего импульса.

В соответствии с поставленной задачей выполнялась следующая процедура обработки. Исходные записи землетрясений корректировались за амплитудно-частотные характеристики приборов регистрации. При этом корректировалась нулевая линия и ее возможное искажение. Выполнялось определение длительности первого импульса  $P$ - или  $S$ -волн по широкополосным записям землетрясений. Далее записи фильтровались полосовыми фильтрами: 0.5-1; 1-2; 2-4 и 4-8 Гц. И снова выполнялось определение длительности первого импульса  $P$ - или  $S$ -волн по фильтрованным записям землетрясений. Измерение длительностей первых импульсов продольных и поперечных сейсмических волн выполнялось отдельно по каждому фильтрованному каналу. В задачу оператора входило отметить одну точку на первом склоне. Если точек было достаточно, то был не важен выбор в такой точке. Для последнего фильтра с осевой частотой 6 Гц при частоте цифровки сейсмограмм  $128 \text{ сек}^{-1}$  половина импульса определяется всего 10 точками, т.е. 5 точек на его четверть. А это минимальное количество точек, необходимое для определения линии наклона по точкам для четверти импульса, т.е. для частот выше 6 Гц описанный метод измерения длительности первого импульса для использованных записей не применим.

При применении метода уширения импульса, необходимо следить, чтобы не возникало соотношений между продолжительностью импульса и магнитудой землетрясения или его механизмом. Источники землетрясений должны по возможности однотипные и одинаковые тогда форма пульса и его ширина мало зависят от очага и больше зависят от среды распространения сейсмических волн. Частично для учета влияния очага землетрясения на длительность первых импульсов  $P$ - и  $S$ -волн, во-первых, измерения выполнялись при превышении амплитуды импульса не менее, чем в 3 раза уровня амплитуды помех (микросейсм), во-вторых, при каждом измерении отмечалась полярность импульса (сдвиг вверх или вниз).

**Исходные данные.** В работе использованы записи слабых вулcano-тектонических землетрясений цифровых телеметрических сейсмических станций Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФГСРАН) за 2000-2004 гг., установленных на склонах вулкана Ключевской (рис. 2). Вулcano-тектонические землетрясения относятся к 1-му типу вулканических землетрясений и по характеру записи ничем не отличаются от местных тектонических [4, 5]. Их очаги расположены в земной коре на глубинах 5-30 км в пределах вулканической постройки. В районе вулкана Ключевской вулcano-тектонические землетрясения происходят регулярно во времени и непосредственно с извержением вулкана не связаны.

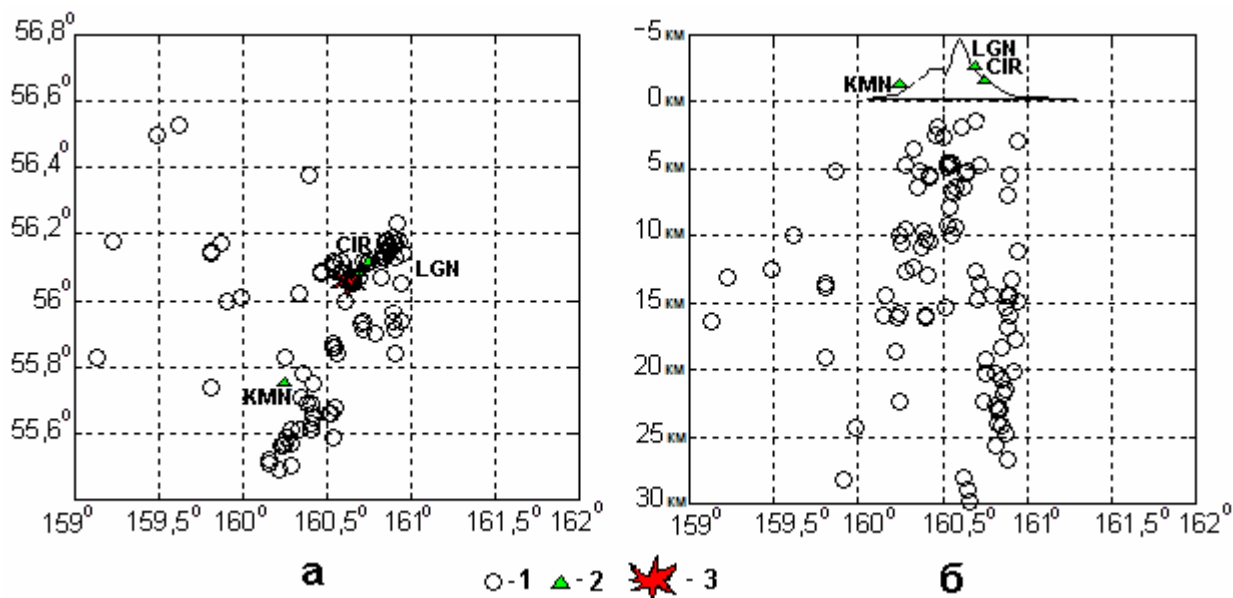


Рис. 2. Карта слабых вулcano-тектонических землетрясений вулкана Ключевской, обработанных методом уширения импульса. а) горизонтальная проекция; б) вертикальная проекция по плоскости запад-восток на широте вершины вулкана. 1 – соответствующие эпицентры и гипоцентры землетрясений, 2 – радиотелеметрические сейсмические станции КФГС РАН, 3 – горизонтальная схема вершины вулкана Ключевской.

Из сейсмических станций КФГСРАН выбраны: «Цирк» (CIR), «Логонова» (LGN), «Каменистая» (KMN) (см. рис. 2). Каждая станция имеет три компоненты записи скорости колебаний грунта (SHE, SHN, SHZ): две горизонтальные и вертикальную. Эти станции, по

местоположению, и сейсмические каналы, по частотному диапазону, оптимально соответствуют требованиям поставленной в работе задачи. Записи станций КФГСРАН имеют частоту цифровки  $128 \text{ сек}^{-1}$ .

Местные геологические условия установки выбранных станций КФГСРАН примерно одинаковые. Всего, с использованием телеметрических станций КФГСРАН, обработано 98 слабых вулcano-тектонических землетрясений. По энергетическому классу, согласно шкалы С.А.Федотова, они разделяются следующим образом:  $K_{S1,2}^{\Phi 68}=5-4$ ;  $K_{S1,2}^{\Phi 68}=6-55$ ;  $K_{S1,2}^{\Phi 68}=7-36$ ;  $K_{S1,2}^{\Phi 68}=8-3$ . Среднее значение  $K_{S1,2}^{\Phi 68}=6.3$ . По глубине они распределяются как  $0 < H < 5 = 18$ ,  $5 < H < 10 = 25$ ,  $10 < H < 15 = 20$ ,  $15 < H < 20 = 15$ ,  $20 < H < 25 = 13$ ,  $25 < H < 30 = 7$ . Средняя глубина  $H = 12.7 \text{ км}$ .

**Результаты и обсуждение.** Землетрясения выбирались с очагами под вулканом Ключевской на глубинах 0-30 км и на гипоцентральных расстояниях до 40-50 км. Для выборки использованных вулcano-тектонических землетрясений определены средние скорости продольных  $P$ - и поперечных  $S$ -волн для постройки вулкана Ключевской. С этой целью выбрана скоростная модель среды постройки Ключевского вулкана, которая в настоящее время используется для определения параметров его вулканических землетрясений. С учетом средней глубины использованных в данной работе землетрясений  $H=12,7 \text{ км}$  и весовых коэффициентов, которые соответствуют толщине слоя скоростной модели среды платформы вулкана Ключевской, средние скорости равны соответственно  $v_P = 5.1 \text{ км} \cdot \text{сек}^{-1}$  и  $v_S = 3.0 \text{ км} \cdot \text{сек}^{-1}$ .

Влияние очага может сильно исказить реальные результаты. Вулканические землетрясения разных типов имеют разный механизм очага, но вполне обоснованно предположить, что однотипные вулканические землетрясения имеют примерно одинаковый механизм очага. Для уменьшения влияния очага на длительность импульса, во-первых, выбирались только вулcano-тектонические землетрясения вулкана Ключевской. Они относятся к 1-му типу вулканических землетрясений [4, 5]. Вулcano-тектонические землетрясения связаны, по видимому, с микротектоникой вулкана, вызванной медленным изменением давления в магматическом очаге и в выводном канале и с изменением напряженного состояния среды вулканической постройки в результате поступления магматического вещества из глубины к поверхности Земли [4,5]. Во-вторых, в работе использованы вулcano-тектонические землетрясения в узком диапазоне энергетических классов. Это подтверждается следующим: из общего количества 98 землетрясений их более 56% с энергией  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 6$  и около 93% с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 6$  и 7, т.е., землетрясений с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 7$  в 1.5 раза меньше, чем с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 6$ , а последние составляют большинство в выборке.

Следовательно, выбор однотипных землетрясений в узком энергетическом диапазоне позволяет значительно уменьшить влияния очага на длительность импульса первых вступлений продольных « $P$ » и поперечных « $S$ » волн. Предположим, что все использованные землетрясения имеют одинаковый механизм в виде импульсного точечного источника и сейсмические волны распространяются в однородной по рассеивающим и поглощающим свойствам среде. Такие допущения позволят получить средние оценки добротности  $Q$  среды по всему пути сейсмического луча.

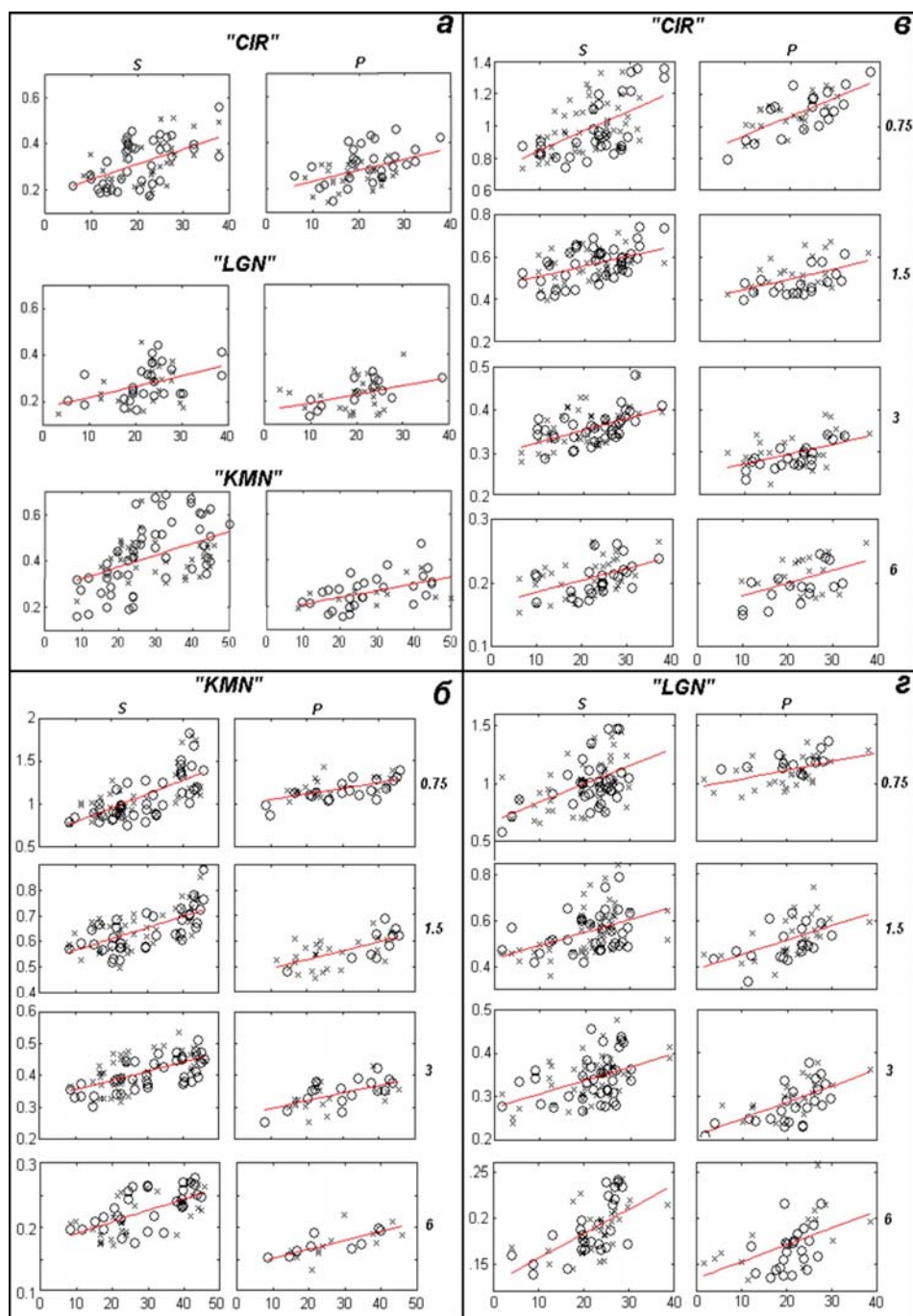


Рис. 3. Графики зависимости длительности импульса от гипоцентрального расстояния. По вертикальной оси – длительность импульса в с, по горизонтальной – гипоцентрального расстояния в км. Полярность импульса обозначена следующим образом: крестик – вверх на сейсмограмме, кружок – вниз. **а** – для широкополосных записей землетрясений по станциям CIR, LGN и KMN; **б** – для фильтрованных полосовыми фильтрами записей землетрясений станции KMN, цифры 0.75, 1.5, 3 и 6 соответствуют осевым частотам полосовых фильтров; **в** – то же для станции CIR; **г** – то же для станции LGN.



Измерения сделаны на сейсмограммах записи скорости смещения грунта, поэтому полученные значения должны соответствовать половине импульса сейсмограмм смещения. Однако это обстоятельство существенно не влияет на окончательный результат, так как в соотношении (3) меняется только постоянный коэффициент  $c$ . Значение  $c$  принято в [7] для сейсмограмм смещения как 0.5, в работе [14] постоянный коэффициент  $c$  имеет значение 0.485, 0.298 и 0.217 соответственно для сейсмограмм смещения, скорости и ускорения. В работе [9] значение постоянного коэффициента для сейсмограмм смещения проверялось в интервале от 0.5 до 3.0. В данной работе для постоянного коэффициента  $c$  для сейсмограмм скорости смещения грунта принято значение 0.5. Возможно из-за коэффициент  $c$ , как следует из соотношения (3), полученные в работе результаты будут больше в 1.5-2 раза, но это можно учесть при сравнении результатов работы с известными в литературе.

**Таблица 1. Расчет параметра поглощения «Q» по методу уширения импульса первых вступлений P- и S-волн вулcano-тектонических землетрясений вулкана Ключевской по широкополосным записям**

Станц. канал	N	$\rho$	Q	$Q_{min}$	$Q_{max}$
CIR S	76	0.56	27.7	20.7	41.9
CIR P	53	0.51	37.8	27.7	61.9

Станц. канал	N	$\rho$	Q	$Q_{min}$	$Q_{max}$
LGN S	50	0.40	54.2	33.1	148.8
LGN P	41	0.37	69.1	38.5	334.1

Станц. канал	N	$\rho$	Q	$Q_{min}$	$Q_{max}$
KMN S	92	0.46	49.3	35.4	81.4
KMN P	42	0.50	84.8	54.5	190.4

Примечание: N – количество исходных данных;  $\rho$  - коэффициент корреляции; доверительные границы ( $Q_{min}$  и  $Q_{max}$ ) рассчитаны при 95% уровне доверия с использованием распределения Стьюдента.

Полярность импульса первых вступлений продольных «P» и поперечных «S» волн, т.е. направление движения в соответствующем первом импульсе вверх или вниз на записи вулcano-тектонического землетрясения, может повлиять на окончательные результаты. В этом случае имеется влияние, по крайней мере, трех факторов: механизм очага, направление подхода сейсмических волн и ошибки оператора. Чтобы проверить влияние этих факторов на результат, при каждом измерении длительности импульса обозначалась его полярность. На рис. 3 приведены графики зависимости длительности импульсов от гипоцентрального расстояния. Приведены результаты для широкополосных и фильтрованных записей землетрясений. Все рисунки приведены с обозначением полярности первых импульсов. Не отмечено какой-либо систематической зависимости полярности импульса на его

длительность ни по широкополосным, ни по фильтрованным полосовыми фильтрами записям землетрясений.

**Таблица 2. Расчет параметра поглощения «Q» по методу уширения импульса первых вступлений P- и S-волн вулкано-тектонических землетрясений вулкана Ключевской по фильтрованным записям**

Станц. канал	$f_{ц}$	N	$\rho$	$Q$	$Q_{min}$	$Q_{max}$
CIR S	0.75	80	0.54	20.3	15.1	30.9
	1.5	82	0.47	51.7	36.6	88.1
	3.0	79	0.51	89.8	65.2	144.1
	6.0	57	0.48	137.9	93.3	264.1
CIR P	0.75	41	0.71	21.6	16.5	31.4
	1.5	39	0.48	51.8	32.2	125.9
	3.0	43	0.47	105.6	67.4	243.1
	6.0	34	0.47	124.8	75.8	353.4

Станц. канал	$f_{ц}$	N	$\rho$	$Q$	$Q_{min}$	$Q_{max}$
LGN S	0.75	83	0.52	16.0	11.8	25.0
	1.5	86	0.45	44.2	31.0	77.2
	3.0	82	0.45	80.3	56.1	141.3
	6.0	57	0.60	92.6	68.5	142.8
LGN P	0.75	46	0.50	33.8	22.3	69.9
	1.5	46	0.54	40.3	27.7	74.3
	3.0	43	0.62	66.0	47.7	106.9
	6.0	38	0.50	135.5	86.2	317.1

Станц. канал	$f_{ц}$	N	$\rho$	$Q$	$Q_{min}$	$Q_{max}$
KMN S	0.75	83	0.69	15.2	12.4	19.7
	1.5	85	0.64	57.0	45.3	76.9
	3.0	80	0.59	85.7	65.8	122.6
	6.0	62	0.64	139.2	106.7	200.0
KMN P	0.75	42	0.65	33.2	24.4	51.7
	1.5	36	0.61	73.8	51.5	130.2
	3.0	36	0.57	106.2	71.6	205.5
	6.0	23	0.63	177.1	123.8	310.9

Примечание:  $f_{ц}$  – Осевая частота полосового фильтра в Гц; остальные обозначения соответствуют табл. 1

Для каждого набора данных, который определялся сейсмической станцией и P- или S-волнами, при анализе длительности импульса от гипоцентрального расстояния определялся коэффициент корреляции. Все приведенные в данной работе результаты показали его значение близкое к 0.5, а некоторые больше (табл. 1 и 2). Здесь не приведены результаты по другим станциям, установленным на вулкане Ключевской, так как результаты по ним

имели значение коэффициента корреляции значительно меньше 0.5. Это в первую очередь объясняется малым количеством исходных данных для статистического анализа по этим станциям.

В табл. 1 и 2 приведены результаты значения  $Q$  по широкополосным и фильтрованным полосовыми фильтрами записям землетрясений по станциям CIR, LGN и KMN вместе с доверительными границами. Количество исходных данных для **P**- и **S**-волн разное, так как для **S**-волн выполнялись измерения на двух сейсмических каналах: SHE и SHN; а для **P**-волн только – SHZ. При этом необходимо учесть, что иногда амплитуда импульса не превышала необходимого уровня помех и измерения в этом случае не выполнялись. Доверительные границы ( $Q_{\min}$  и  $Q_{\max}$ ) рассчитаны при 95% уровне доверия, пользуясь распределением Стьюдента.

На рис. 4 приведены результаты настоящей работы при сравнении их с результатами по тектонической зоне (Авачинский залив, Камчатка [1]) и по вулканической зоне (вулкан Этна, Италия [10]). Результаты данной работы на рис. 4 приведены средними значениями (соответствующие медианы по табл. 1 и 2) и разбросом (соответствующие наибольшие и наименьшие значения по табл. 1 и 2).

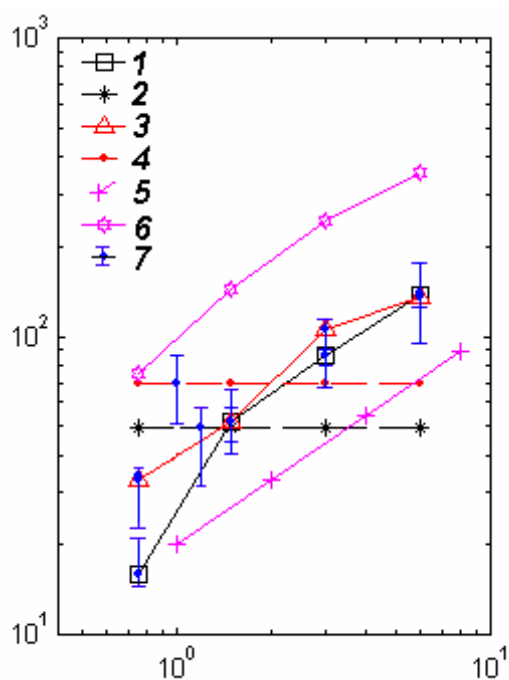


Рис. 4. Сводный график зависимости добротности  $Q$  от частоты. 1-для **S**-волн, 2 – то же по широкополосным записям землетрясений, 3 – для **P**-волн, 4 - то же по широкополосным записям землетрясений, 5 – для вулкана Этна [10], 6 – для Авачинского залива, Камчатка [1], 7 – разброс данных для фильтрованных и широкополосных записей.

По широкополосным записям по **P**- и **S**-волнам значения  $Q$  вроде бы различаются. Однако, с учетом большого разброса результаты по продольным и поперечным волнам по широкополосным записям практически не различаются. С другой стороны, возможно, что вклад на низких частотах существенен и это отразилось в результатах по широкополосному каналу. При сравнении значений  $Q$  по широкополосным с фильтрованными полосовыми фильтрами записям землетрясений, можно отметить, что первые характеризуют не всю час-

тотную полосу (0 до  $\infty$  Гц или подобную), а - близкую к 0.5-3 Гц, на которой сосредоточена основная энергия этих землетрясений.

Результаты по фильтрованным полосовыми фильтрами записями землетрясений различаются для продольных и поперечных волн только на частоте 0.75 Гц. По остальным полосовым фильтрам результаты по **P**- и **S**-волнам практически равны. Полученные результаты ближе к данным по вулканической зоне (вулкан Этна, Италия [10]), чем к тектонической зоне (Авачинский залив, Камчатка [1]). Затухание сейсмических волн в вулканической зоне больше, чем в тектонической. Это известный по другим работам и подтвержденный здесь результат.

Поглощение сейсмических волн имеет две главных составляющих: рассеивающее и внутреннее. Полученное в работе значение **Q** больше соответствует общему, так же можно согласиться с [14], что это значение **Q** больше состоит из внутреннего поглощения. Вклад рассеивания сейсмических волн в первые импульсы значительно меньше, по сравнению с кодовой частью землетрясения.

**Выводы.** Предложен метод оценки поглощающих свойств среды постройки вулкана Ключевской. Оценка параметра **Q** по широкополосным записям землетрясений относится к частотному интервалу, на котором сосредоточена подавляющая часть энергии первых импульсов продольных и поперечных волн этих землетрясений. Применение этого метода для фильтрованных полосовыми фильтрами вулкано-тектонических землетрясений позволило получить частотно-зависимые значения параметра **Q**. Полученные оценки значений **Q** соответствуют литературным данным.

Автор благодарен д.ф.-м.н. А.А. Гусеву за обсуждение работы и ценные замечания.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абубакиров И.Р. Оценка характеристик затухания поперечных волн в литосфере Камчатки по наблюдениям цифровой широкополосной станции «Петропавловск» // Физика Земли. 2005. № 10. С. 46-58.
2. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М.: Мир, 1983. Т.1.
3. Азими Ш.А., Калинин А.В., Калинин В.В., Пивоваров Б.Л. Импульсные и переходные характеристики сред с линейными и квадратичными законами поглощения // Известия АН СССР. Серия Физика Земли. 1968. № 2. С. 42-54.
4. Горельчик В.И., Зобин В.М., Токарев П.И. Сейсмичность вулканов // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 61-77.
5. Токарев П.И. Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.

6. Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т., Федотов С.А., Горельчик В.И., Жаринов Н.А. Вулкан Ключевской // Действующие вулканы Камчатки. Т.1 . М.: Наука, 1991. С. 106-145.
7. Gladwin M.T., Stacey F.D. Anelastic degradation of acoustic pulses in rocks // Phys. Earth Planet. Int. 1974a, V. 8. P. 332-336.
8. Gladwin M.T., Stacey F.D. Ultrasonic pulse velocity as a rock stress sensor // Tectonophysics. 1974b. V. 21. N. ½. P. 39-45.
9. Martinez-Arevalo C., Bianco F., Ibanez M., Del Pezzo E. Shallow seismic attenuation and shear-wave splitting in the short period range of Deception Island volcano (Antarctica) // J. Volc. Geoth. Res. 2003. V. 128. P. 89-113.
10. Pezzo D.E., Simini M., Ibanez J.M. Separation of intrinsic Q for volcanic areas: a comparison between Etna and Campi Flegrei //Jornal of Volcanology and Geothermal Research. 1996. V. 70. P. 213-219.
11. Savage J.C. and Hasegawa H.S. Evidense for attenuation mechanism // Geophysics. 1967. V. XXXII. N. 6. P. 1003-10014.
12. Strick E. An explanation of observed time discrepancies between continuous and conventional well velocity surveys // Geophysics. 1971. V. 36. N. 2. P. 285-295.
13. Strick E. A predicted pedestal effect fop pulse proragation in constant – Q solids // Geophysics. 1970. V. 35. N. 3. P. 387-403.
14. Wu J., Lees J.M. Attenuation of Coso geothermal area, California, from waves pulse width // Bull. Seismol. Soc. Am. 1996. V. 86. P. 1574-1590.

УДК 532.685

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ  
БАЗАЛЬТОВЫХ ВЗРЫВОВ**

**А.Ю. Озеров**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
683006; e-mail: [ozerov@ozerov.ru](mailto:ozerov@ozerov.ru)*

Завораживающие и прекраснейшие явление на Планете - извержение вулкана. Каждое извержение неповторимо, но следует искать общие закономерности в механизме этого грандиозного явления. Наиболее удачными представляются работы, выполненные на основе теории гидродинамики течения газо-жидкостных систем [1, 4, 5, 7, 8, 9]. Для объяснения механизма извержений вулканов уже в прошлом веке проводились лабораторные модельные эксперименты [2, 3, 6, 10, 11, 12, 13]. В русле этих исследований в Институте вулканологии и