

УДК 551.21 : 550.34

ТОКАРЕВ П. И.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭНЕРГИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**1. Типы вулканических землетрясений
и их энергетическая характеристика**

В настоящее время к вулканическим землетрясениям принято относить те землетрясения, эпицентры которых располагаются в пределах вулканической постройки, а очаги — на глубинах не более 60 км. По характеру записи и связи с извержением они разделены на пять типов [4, 8].

Землетрясения I типа непосредственно с извержениями не связаны и отражают движение магмы и микротектонику вулкана на глубинах 5—60 км. По характеру записи ничем не отличаются от местных тектонических землетрясений. Их эпицентры могут располагаться на удалении до 30—40 км от кратера вулкана.

Землетрясения II и III типов связаны с движениями магмы и разрушением пород на глубинах менее 5 км от уровня моря. Землетрясения имеют достаточно хорошо выраженные объемные волны и интенсивные поверхностные волны. Эпицентры располагаются вблизи кратера вулкана. Они используются для прогноза места, времени и энергии извержения.

Вулканические землетрясения IV и V типов связаны непосредственно с извержением, со взрывами в кратере вулкана. Землетрясения IV типа представляют собой длинную запись поверхностных волн, сопровождающую отдельные взрывы в кратере вулкана. Объемные волны выделить не удастся. При увеличении частоты взрывов до двух-трех в минуту, записи сопровождающих их землетрясений сливаются в непрерывную запись, называемую непрерывным низкочастотным вулканическим дрожанием или землетрясениями V типа. Низкочастотное вулканическое дрожание возникает и при непрерывном истечении из кратера газов или газоагломератовой струи. Источником (очагом) землетрясений IV и V типов является активный кратер вулкана. Такие землетрясения используются для изучения динамики и механизма извержений, для слежения за состоянием вулкана.

Наряду с координатами очага в пространстве и временем начала, важной характеристикой землетрясений является их энергия. Для энергетической характеристики тектонических землетрясений разработаны шкалы магнитуд и энергетических классов [2, 9]. Однако ввиду большого разнообразия и специфики вулканических землетрясений прямое их применение для определения энергии вулканических землетрясений не всегда возможно.

Определение энергии вулканических землетрясений в СССР в различные периоды наблюдений производилось различными методами. Г. С. Горшков [1] для определения энергии землетрясений вулкана Безымянный, зарегистрированных на сейсмостанции Ключи в 1955—1956 гг. сейсмографами общего типа ($T_s=12,5$ с), использовал полученную им эмпирическим путем формулу: $\lg E = 1,5 \lg A + 14,5$, где E —

энергия землетрясения, выраженная в эргах, а A — амплитуда максимального смещения, выраженная в микрометрах. Автор [3, 4] в своих ранних работах (1957—1963 гг.) в качестве относительной энергетической характеристики вулканических землетрясений I—III типов, связанных с извержением вулкана Безымянный и прорывами побочных кратеров вулкана Ключевской, использовал плотность энергии землетрясений. Недостатком указанных двух методов является то, что полученные формулы или пригодны для определения энергии только одного вулкана, или дают относительную оценку энергии землетрясений. На первом этапе исследований, когда вблизи вулканов работала только одна сейсмостанция, они удовлетворяли потребности, однако с развитием сети сейсмических станций потребовались абсолютные оценки энергии землетрясений, не зависящие ни от расстояния, ни от типа вулкана.

Для определения энергии вулканических землетрясений I—III типов, имеющих хорошо выраженные объемные волны, начиная с 1963 г. [4] использовалась шкала энергетических классов, разработанная для определения энергии тектонических землетрясений Камчатки [9]. Автором [8] к этой шкале были определены поправки на грунтовые условия в районе сейсмостанций Ключи, Козыревск и Апахончич, на частотную характеристику аппаратуры и тип сейсмической волны, использованной при определении энергетического класса. С учетом всех поправок энергетический класс вулканических землетрясений I—III типов приводится к среднему уровню энергетического класса тектонических землетрясений. После установки однотипной аппаратуры на всех сейсмических станциях Камчатки методика определения энергетического класса вулканических землетрясений I—III типов ничем не отличалась от применяемой для тектонических землетрясений.

Для определения энергии взрывных вулканических землетрясений (землетрясений IV типа) в 1965 г. при проведении сейсмологических исследований вблизи вулкана Карымский были получены эмпирические формулы [5]. Однако из-за скудости материала и объема наблюдений они оказались мало надежными, могли применяться как относительные оценки энергии при наблюдении в одной и той же точке и в дальнейшем перестали использоваться.

При определении энергии низкочастотного вулканического дрожания в вулканологии обычно используют формулу для определения энергии поверхностных волн Рэлея и Лява [10]. Автор [4], предполагая, что при вулканическом дрожании энергия волн Лява равна энергии волн Рэлея, предложил за энергию вулканического дрожания принимать удвоенную энергию волн Рэлея. Однако при этом не учитывалось затухание волн с расстоянием, которое было в то время неизвестно. При исследовании вулканического дрожания во время Толбачинского извержения в 1976 г. [6] был определен коэффициент затухания сейсмических волн с расстоянием, а в работе [7] показано, что коэффициент затухания вблизи вулканов зависит от расстояния и уменьшается по мере удаления от вулкана. Были предложены новые формулы для определения энергии низкочастотного дрожания, учитывающие затухание сейсмических волн.

Ниже предлагается методика определения энергии вулканических землетрясений II—IV типов и мощности вулканического дрожания по поверхностной волне Рэлея, зарегистрированной на вертикальной составляющей аппаратурой регионального типа ($T_g=1,2$ с, $T_g=0,07$ с), а также приводятся соответствующие номограммы. В основу метода определения энергии по поверхностной волне Рэлея положены следующие положения и предположения.

1. Очаги вулканических землетрясений II—III типов лежат в осадочном слое на глубине не более 5 км, поэтому землетрясения имеют интенсивные поверхностные волны, а объемные волны выражены слабее

или полностью отсутствуют уже на расстоянии нескольких километров от эпицентра. На долю поверхностных волн приходится не менее 95% полного потока энергии [3].

2. Источник взрывных землетрясений и низкочастотного вулканического дрожания лежит на удалении не более 500 м от дна активного кратера, объемные волны или выражены слабо или совершенно отсутствуют. На сейсмограммах преобладают поверхностные волны Рэлея и Лява.

3. По частотным спектрам и скоростям распространения поверхностные волны вулканических землетрясений II—V типов различаются мало, что объясняется подобием механизма их возбуждения и подобием среды, в которой они распространяются.

4. Предполагается, что в волну Рэлея переходит одна и та же доля энергии источника при всех вулканических землетрясениях II—V типов, а излучение не зависит от направления.

5. На горизонтальных составляющих сейсмических станций одновременно регистрируются волны Рэлея и Лява, поэтому амплитуда волны зависит от направления на источник. На вертикальной составляющей регистрируется только волна Рэлея, и ее амплитуда A_z не зависит от направления на источник, поэтому при определении энергии землетрясений целесообразно использовать A_z .

6. За энергию вулканических землетрясений II—V типов принимается энергия поверхностных волн, излучаемая из очага землетрясения.

7. Землетрясения зарегистрированы аппаратурой регионального типа с собственным периодом сейсмографа $T_s = 1,2$ с, а частотная характеристика имеет столбовую форму в интервале периодов 0,03—1,2 с.

2. Энергия вулканических землетрясений

Энергии поверхностных волн Рэлея (E_R) и Лява (E_L) определяются по общеизвестным формулам [8]

$$E_R(r) = 4\pi^3 \rho r [1,12\lambda C e^{2kr} \cdot B]_R, \quad (1)$$

$$E_L(r) = 4\pi^3 \rho r [HC e^{2kr} B]_L, \quad (2)$$

где r — расстояние от сейсмостанции до эпицентра землетрясения, ρ — плотность пород в районе сейсмостанции, C — фазовая скорость распространения волны, λ — длина волны Рэлея, H — толщина слоя, в котором распространяется волна Лява, k — коэффициент затухания волн с расстоянием

$$B_R = \sum_1^n \left(\frac{A_N^2 + A_E^2 + A_Z^2}{T} \right)_{Ri},$$

$$B_L = \sum_1^n \left(\frac{A_N^2 + A_E^2}{T} \right)_{Li};$$

A_j и T_j — амплитуды смещения и периоды колебаний на составляющих $N-S$, $E-W$ и Z в соответствующей волне, n — число колебаний в поверхностной волне при землетрясении. В работе [7] было показано, что в районе северной группы вулканов Камчатки величины, входящие в равенства 1 и 2, имеют близкие значения ($k_R = k_L$; $[1,12\lambda C]_R \approx [HC]_L$; $B_R \approx B_L$; $n_R \approx n_L$; $T_R \approx T_L$) и за энергию поверхностных волн можно принимать удвоенную энергию волны Рэлея. Кроме того, так как $T_R \approx T_L$, при измерении амплитуд на сейсмограмме можно производить измерения не раздельно, а совместно для обеих волн и вместо B_R и B_L брать $B \approx B_R + B_L$. Таким образом, полная энергия поверхностных волн при вулканических землетрясениях может определяться по формуле

$$E(r) = 4,48\pi^3 \rho r \lambda C e^{2kr} \cdot B, \quad (3)$$

где λ , C , k — длина волны, скорость распространения и коэффициент затухания волны Рэлея, $B = \sum_1^n ((A_N^2 + A_E^2 + A_Z^2)/T)_j$, а A_j — полные амплитуды смещения грунта в поверхностных волнах на соответствующих составляющих.

При рутинной обработке пользоваться формулой (3) для определения энергии землетрясений очень сложно, поэтому величину из равенства (3) заменим на

$$b_{zm} \left(\frac{A}{T} \right)_{zm}^2 = B \quad (4)$$

или на

$$b_{ze} \left(\frac{A}{T} \right)_{ze}^2 \cdot \tau = B, \quad (5)$$

где $(A/T)_{zm}$ и $(A/T)_{ze}$ — максимальные (m) и среднеквадратичные (e) значения скоростей смещения в поверхностной волне на вертикальной составляющей на участке сейсмограммы длительностью $\tau = T_e \cdot N$. Здесь N — число всех колебаний в волне при землетрясении или число колебаний при непрерывном вулканическом дрожании на сейсмограмме длительностью τ . Постоянные коэффициенты b_{zm} и b_{ze} для данного типа землетрясений определяются экспериментальным путем.

При вулканических землетрясениях II—IV типов поверхностные волны имеют ограниченную длительность τ , обычно не более 1 мин, поэтому при определении их энергии целесообразно и удобнее пользоваться соотношением (4). При вулканическом дрожании запись с почти одинаковой амплитудой может продолжаться часы и дни, поэтому при определении его энергии можно пользоваться только соотношением (5). Окончательно формула определения энергии вулканических землетрясений II—IV типов имеет вид

$$E(r) = 4,48\pi^3 \rho r \lambda C e^{2kr} b_{zm} \left(\frac{A}{T} \right)_{zm}^2, \quad (6)$$

для определения энергии вулканического дрожания

$$E(r) = 4,48\pi^3 \rho r \lambda C e^{2kr} b_{ze} \left(\frac{A}{T} \right)_{ze}^2 \cdot \tau. \quad (7)$$

3. Коэффициенты уравнений

При определении энергии отдельных сейсмических волн, землетрясений и вулканического дрожания должны быть известны расстояние r от источника (очага землетрясения) до точки наблюдения, тип волны и коэффициенты уравнений (1)—(3). Амплитуды смещений грунта A и их периоды T измеряются на сейсмограмме.

Среда и ее плотность ρ . В районе Камчатки и других вулканических районах мира большинство сейсмических станций устанавливается на плотных вулканогенных осадках, мощность которых (H) на расстояниях до 50 км от активных вулканов колеблется в пределах 0,2—2 км. За среднюю толщину этого слоя можно принять $H = 1200 \pm 600$ м, а плотность пород равной $\rho = 2,0 \cdot 10^3 \pm 0,5 \cdot 10^3$ кг/м³.

Скорости распространения сейсмических волн. Согласно табл. 1, приводимой в работе [7], фазовые скорости распространения поверхностных волн Лява лежат в пределах 650—1200 м/с (среднее значение $C_L = 1010 \pm 240$ м/с), а волн Рэлея 850—2000 м/с (среднее значение $C_R = 1230 \pm 200$ м/с). Приняв за средние значения $C_L = 1000 \pm 250$ м/с и $C_R = 1200 \pm 250$ м/с, мы допускаем ошибку не более 30%.

Длина волны Рэлея $\lambda = C_R T$. В районе Ключевской группы вулканов средний период колебаний в волне Рэлея $T = 1,0 \pm 0,2$ с, а скорость $C_R =$

$=1200 \pm 250$ м/с. Отсюда $\lambda = 1200$ м. Относительная погрешность ее определения не превосходит 0,4.

Величины $(C \cdot H)_L$, $(C \cdot 1,12\lambda)_R$, входящие в формулы (1)–(3). Для слоя плотных вулканогенных осадков, в которых распространяются волны Лява (L) и Рэлея (R), выше нами принято: $C_L = 1000 \pm 250$ м/с; $H = 1200 \pm 600$ м/с; $C_R = 1200 \pm 250$ м/с; $\lambda = 1200 \pm 500$ м; $(CH)_L = 1,2$ км²/с и $(C \cdot 1,12\lambda)_R = 1,6$ км²/с. В пределах ошибок измерения величин можно принять $(CH)_L \approx (C \cdot 1,12\lambda)_R = 1,6$ км²/с.

Материалы, использованные для определения коэффициентов k , b_{zm} и b_{ze} . При определении указанных коэффициентов использовались сейсмограммы землетрясений II–III типов (32 землетрясения) за январь — июнь 1983 г., эпицентры которых лежали вблизи побочного кратера вулкана Предсказанный (см.

IV на рис. 1); сейсмограммы землетрясений IV типа за 1977–1984 гг. (всего 25 землетрясений), связанных со взрывами в кратере вулканов Ключевской (8 землетрясений), Безымянный (12 землетрясений) и

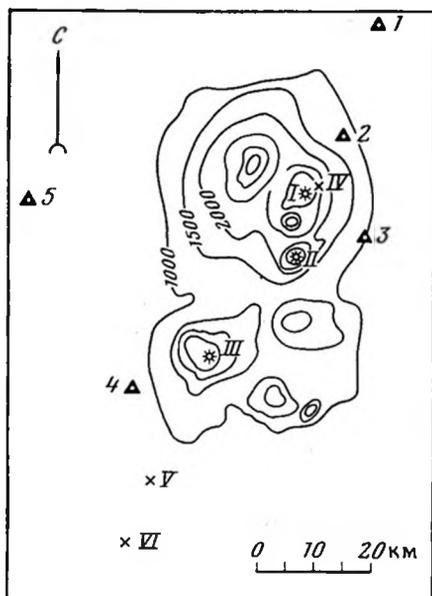


Рис. 1

Рис. 1. Схема района вулканов Ключевской группы. Сейсмические станции: 1 — Ключи; 2 — Подкова; 3 — Апахончич; 4 — Водопадный; 5 — Козыревск. I–VI — центральные (I–III) и побочные (IV–VI) вулканы: I — Ключевской; II — Безымянный; III — Плоский Толбачик; IV — Предсказанный (март 1983 г.); V — Северный и VI — Южный прорывы Толбачинского извержения 1975–1976 гг.

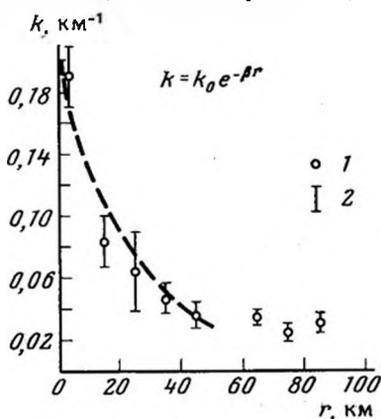


Рис. 2

Рис. 2. Средние значения (1) и средние квадратичные отклонения (2) коэффициента затухания поверхностных волн k в районе Ключевской группы вулканов. Пунктиром показана аппроксимирующая кривая $k = f(r)$ с коэффициентами $k_0 = 0,20$ км⁻¹ и $\beta = 0,040$ км⁻¹ при $r \leq 50$ км

вулкана Карымский (5 землетрясений); сейсмограммы непрерывного низкочастотного вулканического дрожания за 1983 г. (8 сейсмограмм), источником которого был центральный кратер вулкана Ключевской; сейсмограммы штормовых микросейсм (4 сейсмограммы) за 1983–1984 гг., источником которых был Тихий океан (восточное побережье Камчатки) во время прохождения больших циклонов. Сеть основных сейсмических станций, на которых регистрировались эти землетрясения, а также расположения вулканов, показаны на рис. 1 (сейсмостанции Эссо и Карымская на схеме не показаны, так как они находятся за пределами планшета). При обработке сейсмограмм измерялись амплитуды $(A_i)_j$ и периоды $(T_i)_j$ или всех колебаний (i) на всех составляющих (j) и на всех сейсмических станциях или только их максимальные или средние значения, составлялись соответствующие таблицы, а затем на-

ходились средние (e) и максимальные (m) значения A_j , T_j , $(A/T)_j^2$, $\sum(A/T)_j$ и $\sum(A/T)_j^2$, а также соотношения их на различных составляющих и на разных сейсмостанциях.

Поправки на грунтовые условия в районе сейсмостанций Камчатки при определении энергии тектонических землетрясений (ΔK_1) получены С. А. Федотовым (1972 г.), для вулканических землетрясений II и III типов района северной группы вулканов (ΔK_2) — автором [8].

Пытаясь определить поправки на грунтовые условия в районе сейсмостанций Камчатки при определении энергии вулканических землетрясений IV и V типов, а также найти критерий для распознавания вулканического дрожания на фоне микросейсм, мы составили таблицу относительного уровня микросейсм и вулканического дрожания на различных сейсмостанциях Камчатки. За опорную была принята сейсмостанция Ключи, так как на ней поправки к энергетическому классу ΔK_1 и для тектонических (см. [9]), и для вулканических (см. [8]) землетрясений равны нулю. Были выбраны четыре дня во время прохождения циклонов в районе Камчатки, когда на всех сейсмостанциях амплитуда микросейсм была большой, а сейсмограммы хорошо читаемы (30.I и 13.X.1983 г., 5 и 10.II 1984 г.). На сейсмограммах измерялись амплитуды A и периоды T в наиболее интенсивных цугах колебаний на горизонтальных (H) и вертикальных (Z) составляющих, бралось отношение амплитуд $A_{ij}/A_{икл}$ и скоростей смещений $(A/T)_{ij}/(A/T)_{икл}$ каждой станции к соответствующим величинам на сейсмостанции Ключи, определялись их средние значения. На каждой сейсмостанции было сделано не менее 15 измерений. Результаты приведены в табл. 1. Приведены средние значения периодов и отношения амплитуд для вулканического дрожания, источником которого был вулкан Ключевской в 1983—1984 гг. (обработано 8 сейсмограмм) и когда отсутствовали штормовые микросейсм. В табл. 1 указаны и расстояния (r_0) сейсмостанций от кратера вулкана Ключевской.

Из табл. 1 следует, что по величине периодов микросейсм сейсмостанции делятся на две группы: 1) сейсмостанции (1—7), расположенные около вулканов или западнее их (средний период микросейсм $T = 2,2 \pm 0,3$ с); 2) сейсмостанции (8—15), расположенные восточнее вулканов и вблизи восточного побережья Камчатки, с периодом микросейсм $1,4 \pm 0,1$ с и большими амплитудами колебаний. Общая закономерность такова: с удалением от берега Тихого океана амплитуда колебаний штормовых микросейсм уменьшается, а период растет при их регистрации аппаратурой регионального типа ($T_1 = 1,2$ с, $T_2 \sim 0,07$ с). На сейсмостанциях 1—5 (см. табл. 1), расположенных вблизи вулканов и почти на одинаковом расстоянии от берега Тихого океана, в соотношении амплитуд микросейсм нет существенных различий, и влияние грунтовых условий в районе сейсмостанции на амплитуду поверхностных волн, по видимому, незначительно.

В районе Камчатки часто проходят большие циклоны и возбуждают интенсивные микросейсм, которые на сейсмограммах камчатской региональной сети сейсмических станций по видимому характеру записи ничем не отличаются от непрерывного низкочастотного вулканического дрожания и часто ошибочно принимаются за вулканическое дрожание. Одним из наиболее надежных критериев их распознавания является соотношение амплитуд дрожания на различных сейсмостанциях, особенно когда они располагаются на разных расстояниях от вулканов, что хорошо видно из табл. 1. Если в небольшом районе расположено несколько действующих вулканов, то по соотношению амплитуд колебаний на различных сейсмостанциях можно не только отличать дрожание от микросейсм, но и определять, какой вулкан является источником дрожания.

Относительная величина амплитуд смещений $A_j/A_{Kл}$ и A_H/A_Z на сейсмостанциях Камчатки при микросейсмах и вулканическом дрожании вулкана Ключевской

Сейсмостанция	r_0 , км	ΔK_1	ΔK_2	Микросейсмы			Вулканическое дрожание		
				T , с	$A_j/A_{Kл}$	A_H/A_Z	T , с	$A_j/A_{Kл}$	A_H/A_Z
1. Ключи (Кл)	32	0	0	2,2	1	$1,6 \pm 0,5$	1,2	1	$1,9 \pm 0,4$
2. Подкова	11	—	—	2,2	$1,1 \pm 0,4$	$2,0 \pm 0,6$	0,8	$7,6 \pm 2,4$	$1,3 \pm 0,2$
3. Апахончич	14	0,2	0,7	1,9	$1,2 \pm 0,2$	$1,4 \pm 0,3$	0,9	$8,5 \pm 1,6$	$1,2 \pm 0,4$
4. Водопадный	44	—	—	2,0	$1,3 \pm 0,2$	$1,7 \pm 0,9$	0,9	$1,0 \pm 0,3$	$1,4 \pm 0,4$
5. Козыревск	48	+0,3	-0,9	2,5	$1,3 \pm 0,6$	$2,1 \pm 1,7$	1,2	$0,5 \pm 0,1$	$1,5 \pm 0,3$
6. Эссо	121	+0,8	—	2,7	$0,5 \pm 0,1$	$1,3 \pm 0,4$	0,9	$0,05 \pm 0,01$	$1,5 \pm 0,3$
7. Тополово	354	+0,5	—	1,9	$0,9 \pm 0,2$	$1,6 \pm 0,5$			
8. Карымский	236	—	—	1,6	$1,2 \pm 0,5$	$2,4 \pm 0,6$			
9. Крутоберегово	130	0	—	1,8	$7,1 \pm 1,4$	$1,0 \pm 0,6$			
10. Беринг		0	—	1,4	$3,3 \pm 1,5$	$0,9 \pm 0,2$			
11. Кроноки	165	-1,3	—	1,4	$7,4 \pm 2,5$	$1,3 \pm 0,4$			
12. Шипунский	330	0	—	1,3	$3,5 \pm 1,6$	$1,2 \pm 0,8$			
13. Петропавловск	359	+0,3	—	1,4	$0,8 \pm 0,2$	$1,4 \pm 0,5$			
14. Березовая	444	—	—	1,3	$0,5 \pm 0,2$	$1,3 \pm 0,6$			
15. Паужетка	568	+0,5	—	1,3	$1,7 \pm 0,6$	$1,5 \pm 0,7$			
Среднее						$1,5 \pm 0,4$	$1 \pm 0,2$		$1,5 \pm 0,3$

Примечание. r_0 — расстояние от вулкана Ключевской ΔK_1 и ΔK_2 — поправки на грунтовые условия для тектонических и вулканических землетрясений.

Коэффициенты затухания k . Изменение амплитуды колебаний A в сейсмической волне с увеличением расстояния r от источника колебаний до точки наблюдения происходит по закону

$$A = A_0 r^n \cdot e^{-kr}, \quad (8)$$

где n и k — коэффициенты расхождения и затухания¹ соответственно, A_0 — амплитуда колебаний в эпицентре источника. Выражение (8) не учитывает зависимости поглощения от частоты колебаний. Однако ею можно пренебречь, если рассматривать колебания в узком диапазоне частот.

Затухание поверхностных волн в районе Ключевской группы вулканов детально изучалось при Толбачинском извержении в 1976 г. Было найдено, что коэффициент расхождения $n = 0,5$, а коэффициент затухания k на расстоянии от источника 0,3—80 км и на периодах колебаний 0,6—0,9 с лежит в пределах 0,2—0,03 км⁻¹, причем с увеличением расстояния от активного кратера вулкана уменьшается по закону [7]:

$$k(r) = k_0 e^{-\beta r}. \quad (9)$$

Коэффициенты оказались одинаковыми для волн Рэлея и Лява и равными $k_0 = 0,20 \pm 0,01$ км⁻¹ и $\beta = 0,041 \pm 0,002$ км⁻¹.

При подготовке этой статьи по всем обработанным материалам определялось соотношение средних и максимальных амплитуд и отношений $(A/T)_m$ и $(A/T)_0$ на шести сейсмических станциях, расположенных вблизи Ключевской группы вулканов (см. рис. 1 и табл. 1), при вулканическом дрожании и взрывных землетрясениях с источником в кратере вулкана Ключевской, при взрывных землетрясениях вулкана Безымянный и землетрясениях II и III типов с эпицентрами вблизи побочного кратера вулкана Ключевской (см. рис. 1, IV). Во всех случаях соотношения получились близкими. По ним были определены коэффициенты затухания как по соотношению амплитуд смещений, так и по соотношению скоростей смещений, средние значения которых показаны на рис. 2. Убывание коэффициента затухания с удалением от кратера вулкана на расстояниях 10—50 км оказалось таким же, как и на вулкане Толбачик ($k_0 = 0,20$ км⁻¹ и $\beta = 0,040$ км⁻¹). Такое точное совпадение результатов объясняется, по-видимому, тем, что определения производились практически в одном и том же вулканическом районе, в районе Ключевской группы вулканов, в которую входят вулканы Ключевской, Безымянный и Толбачик, почти на одних и тех же сейсмических станциях. Определение k во время Толбачинского извержения производилось при одностороннем, во втором случае при равномерном вокруг вулкана расположении сейсмостанций, поэтому можно делать вывод, что коэффициент затухания не зависит существенно от направления излучения волн из источника.

Таким образом, при расчете энергии поверхностных волн по формулам (1)—(3) будем считать, что на расстояниях 0,3—50 км от кратера активного вулкана (или эпицентра вулканического землетрясения II—III типов с очагом на глубине менее 5 км от уровня моря) коэффициент затухания определяется по формуле (9) с $k_0 = 0,20$ км⁻¹ и $\beta = 0,040$ км⁻¹. Погрешность определения e^{2kr} на расстоянии 50 км составляет один порядок.

Коэффициент b_{zm} уравнения (6). С целью определения коэффициента b_m для взрывных землетрясений (IV типа) были обработаны пять землетрясений вулкана Карымский, зарегистрированных на сейсмостанции Карымская (Крм), и три землетрясения вулкана Безымянный,

¹ Коэффициент k в равенстве (8) часто называют коэффициентом поглощения, хотя более правильно называть его коэффициентом затухания, так как он отражает потерю энергии волны не только за счет поглощения энергии средой, но также и потерю энергии на границах среды.

Значения измерений при взрывных землетрясениях вулканов Карымский и Безымянный

Вулкан	Сейсмо-станция	Число зем-летрясе-ний	Рассто-яние до станций r , км	Состав-ляющая	T_{cp}	b_{jm}	σ_j	σ_j/b_{jm}	A_{Hm}/A_{Zm}
Карымский	Крм	5	3,6	$N-S$	0,6	14	7	0,45	$2,0 \pm 0,4$
				$E-W$	0,7	58	57	0,98	
				Z	0,7	68	25	0,37	
Безымянный	Апх	3	16	$N-S$	0,8	100	67	0,67	$1,8 \pm 0,6$
				$E-W$	0,8	27	22	0,81	
				Z	0,6	65	22	0,31	
Карымский и Безымянный		8		$N-S$	—	46	57	1,24	$1,9 \pm 0,5$
				$E-W$	—	46	47	1,02	
				Z	—	67	22	0,33	

зарегистрированных на сейсмостанции Апахончич (Апх). Для каждого землетрясения на сейсмограмме измерялись амплитуды ($A_{ij} \geq 0,2$ мкм) и периоды (T_{ij}) всех (N) колебаний на всех трех составляющих (j) и определялись отношения $(A/T)_{ij}$, $(A/T)_{ij}^2$, $(A/T)_{Hm}/(A/T)_{Zm}$ и среднее значение $T_j = (1/N) \sum_{i=1}^N T_{ij}$, находились максимальные значения $(A/T)_{jm}^2$, оп-

ределялись $B_j = \sum_{i=1}^N (A/T)_{ij}^2$ и $B = \sum_{j=1}^3 B_j$, а также коэффициенты $b_{jm} =$

$= B/(A/T)_{jm}^2$. Окончательные значения измерений как отдельно для землетрясений вулканов Карымский и Безымянный, так и совместно для них приведены в табл. 2.

Как видно из табл. 2, разброс коэффициентов горизонтальных составляющих ($N-S$ и $E-W$) b_{Nsm} и b_{Esm} значительно больше (в 3—4 раза), чем коэффициента b_{Zsm} как отдельно для взрывных землетрясений вулканов Карымский и Безымянный, так и совместно для них, причем коэффициент b_{Zsm} для обоих вулканов имеет близкие значения (68 и 65). Это является еще одним аргументом в пользу того, что при определении энергии землетрясений по поверхностным волнам необходимо пользоваться вертикальной составляющей, а не горизонтальной.

Таким образом, при определении энергии землетрясений II—IV типов по поверхностным волнам коэффициент b_{Zsm} можно принимать округленно равным 70 с относительной погрешностью 0,4.

Коэффициент b_{ze} уравнения (7). При определении энергии непрерывного вулканического дрожания берется среднее значение $(A/T)_{ze}$, а коэффициент $b_{ze} = B/(A/T)^2 \cdot \tau$. Процедура определения величины B такая же, как и в предыдущем случае, а при определении коэффициентов b_{je} берутся не максимальные, а средние значения $(A/T)_{je}^2$ на рассматриваемом участке сейсмограммы длительностью τ . Методика снятия с сейсмограмм средних значений A_{je} нами подробно описана ранее [7]. С целью определения коэффициента b_{je} на сейсмограммах сейсмических станций Ключи, Козыревск, Апахончич, Подкова, Водопадный за 10.VII.1984 г. были выбраны участки длительностью около 30 с и на них на всех трех составляющих измерены все амплитуды и периоды колебаний вулканического дрожания, связанного с извержением центрального кратера Ключевского вулкана. Средние значения периодов колебаний T_{cp} , коэффициентов b_{je} , стандартов σ_j и отношений $(A/T)_{je}/(A/T)_{ze}$ приведены в табл. 3.

Средние значения b_{je} при непрерывном вулканическом дрожании с источником в центральном кратере Ключевского вулкана

Составляющая	T_{cp}	b_{je}	σ_j	σ_j/b_{je}	A_{He}/A_{Ze}
$N-S$	$0,9 \pm 0,2$	3,1	1,2	0,37	$1,6 \pm 0,6$
$E-W$	$0,9 \pm 0,2$	2,6	0,5	0,20	$1,6 \pm 0,3$
Z	$1,0 \pm 0,3$	6,6	2,4	0,37	1

Таким образом, при определении энергии непрерывного низкочастотного вулканического дрожания по средней скорости смещения (A/T) на составляющей Z коэффициент $b_{ze} = 6,6$ с относительной погрешностью 0,37. Округленно его можно принять равным $b_{ze} = 7$ с относительной погрешностью 0,45.

Соотношение амплитуд на горизонтальных (A_H) и вертикальных (A_Z) компонентах. При всех производившихся измерениях определялись отношения A_H/A_Z и $(A/T)_H/(A/T)_Z$. Величина A_H бралась по той составляющей, на которой она больше. Оказалось, что $A_H/A_Z \approx (A/T)_H/(A/T)_Z$, поэтому при каждом измерении A_H/A_Z определялось как среднее из этих двух отношений. Результаты определения отношения амплитуд приведены в табл. 1—3. На основании полученных данных можно считать, что $(A_H/A_Z)_e = 1,5 \pm 0,5$, а $(A_H/A_Z)_m = 1,9 \pm 0,5$. Принимая во внимание эти соотношения в необходимых случаях при определении энергии вулканических землетрясений по формулам (6) и (7) вместо $(A/T)_{zm}$ и $(A/T)_{ze}$, можно использовать $(A/T)_{Hm}$ и $(A/T)_{He}$. При этом относительная погрешность определения энергии увеличится на 0,3.

4. Построение номограмм

Исходные данные. В предыдущих двух разделах было показано, что для определения энергии взрывных землетрясений и непрерывного вулканического дрожания наиболее целесообразно использовать формулы (6) и (7). Были определены все величины, входящие в них, и сделаны оценки их погрешностей (см. раздел 3). После подстановки всех величин формулы для определения энергии вулканических землетрясений (в.з.) II—IV типов вулканического дрожания (в.д.) принимают вид

$$E(r)_{в.з.} = 2,8 \cdot 10^4 r e^{2kr} \left(\frac{A}{T} \right)_{Zm}^2, \text{ Дж}, \quad (10)$$

$$E(r)_{в.д.} = 2,8 \cdot 10^3 r e^{2kr} \left(\frac{A}{T} \right)_{Ze}^2 \tau, \text{ Дж}, \quad (11)$$

где эпицентрально расстояние r выражено в км, смещение грунта A_{zm} и A_{ze} — в мкм, а периоды колебаний T и время τ — в с.

Для энергетической классификации землетрясений будем пользоваться шкалой энергетических классов $K_{R1,2}^{T86} = \lg E_{в.з.}$ (энергия $E_{в.з.}$ выражена в Дж), а для вулканического дрожания мощностью $W_{R1,2}^{T86} = dE_{в.д.}/dt$, Вт и энергией $E_{в.д.} = W_{R1,2}^{T86} \tau$, Дж. Для удобства определения K и W были построены номограммы $K_{R1,2}^{T86} = f(A/T)_{zm}$ и $W_{R1,2}^{T86} = f(A/T)_{ze}$. Индексы означают: T86 — начальная буква фамилии автора (П. И. Токарев) и год (1986) построения номограммы; R — тип волны (Рэлея), по которой определяется энергетический класс или мощность; 1,2 — период сейсмометра; Z — вертикальная составляющая; m — максимальная, а e — средняя амплитуда смещения грунта на расстояние r от источника волны (эпицентра землетрясения). С целью упрощения написания при

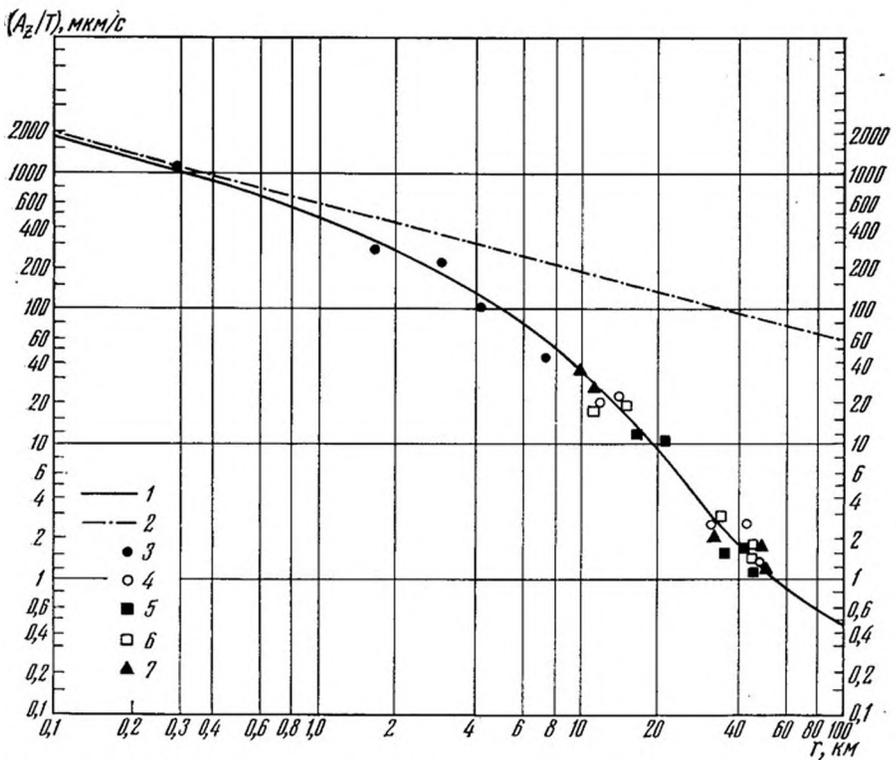


Рис. 3. Калибровочная кривая (1) $K_{R_{1,2}}^{T_{86}} = 10$; 2 — калибровочная прямая $K_{R_{1,2}}^{T_{86}} = 10$ при коэффициенте затухания $k=0$; 3—7 — экспериментальные средние значения $(A_z/T) = f(r)$: 3 — вулканическое дрожание Южного прорыва Толбачинского извержения 1976 г., 4 — вулканическое дрожание вулкана Ключевской 1983—1984 гг., 5 — взрывные землетрясения вулкана Ключевской 1983—1984 гг., 6 — взрывные землетрясения вулкана Безымянный 1984 г., 7 — вулканические землетрясения II типа с эпицентрами в районе побочного кратера Предсказанный (см. рис. 1, IV)

рутинной обработке землетрясений индексы при K , W и (A/T) можно опускать, если это не ведет к искажению их смысла.

Калибровочные кривые. В качестве калибровочных кривых были выбраны кривые для $K=10$ и $W=10^9$ Вт. Так как коэффициент затухания k в формулах (10) и (11) имеет одну и ту же величину, кривые $K=f(r, A_{zm}/T)=10$ и $W=f(r, A_{ze}/T)=10^9$ Вт имеют подобную форму и совпадают по уровню при $(A_z/T)_m = (A_z/T)_w$. Поэтому строилась только кривая $K=10$ в зависимости от r и (A/T) . Она показана на рис. 3 (кривая 1). Так как $k=f(r)$ (см. уравнение (9)) при построении кривой $K=10$ для каждого фиксированного расстояния r_i определялся эффективный коэффициент затухания $k(r)$ [7], по нему находились величины $e^{2k_i r_i}$ и $E_{в.з.} = 10^{10}$, а затем и $(A/T) = f(r_i)$. Данные опорных кривых $K_{R_{1,2}}^{T_{86}} = 10$ и $W_{R_{1,2}}^{T_{86}} = 10^9$ Вт приведены в табл. 4.

На графике $K=10$ нанесены осредненные экспериментальные значения $(A/T)_z = f(r)$, полученные для различных типов землетрясений и на разных вулканах (см. 3—7 на рис. 3). При нанесении на график каждая серия данных смещалась по вертикальной оси так, чтобы их среднее отклонение от графика $K=10$ было минимальным. Как видно из

Опорные кривые номограмм $K_{R1,2}^{T86}$ и $W_{R1,2}^{T86}$

r , км	$K=10$	$W=10^9$ Вт	r , км	$K=10$	$W=10^9$ Вт
	$(A_z/T)_{m^*}$ мкм/с	$(A_z/T)_e$, мкм/с		$(A_z/T)_{m^*}$ мкм/с	$(A_z/T)_e$, мкм/с
0,1		1862	12		25,9
0,2		1288	15		16,5
0,4		871	20		9,86
0,6		692	30		3,42
1,0		490	40		1,87
2,0		288	50		1,21
4,0		143	60		0,91
6,0		84	80		0,60
8,0		53,8	100		0,50
10,0		36,6			

рис. 3, все экспериментальные точки довольно хорошо укладываются на расчетной кривой в диапазоне расстояний 0,3—50 км. Это свидетельствует о правильности определения коэффициента затухания поверхностных волн. Для сравнения на рис. 3 показана и прямая $K=10$, если не учитывать затухание волны с расстоянием, т. е. при $k=0$.

Уровень калибровочной кривой. При разработке шкал энергетической классификации землетрясений наибольшее трудности вызывает приведение их к абсолютному уровню. Причем наибольшую погрешность вносит фактор e^{2hr} . По сделанным нами оценкам при определении энергии поверхностных волн по формуле (10) эта погрешность при $r=50$ км может достигать одного порядка. Погрешность, вызванная неточностью измерения остальных параметров уравнения (10), составляет не более 0,5 порядка. Таким образом, абсолютная погрешность определения $K_{R1,2}^{T86}$ и $W_{R1,2}^{T86}$ при $r=50$ км может достигать величины $\Delta K=1,5$ и $\Delta W/W=30$.

Номограмма $K_{R1,2}^{T86}$ для определения энергетических классов вулканических землетрясений II—IV типов по максимальной скорости смещения грунта в поверхностной волне Рэлея на вертикальной составляющей $(A/T)_{zm}$ приведена на рис. 4. На сейсмограмме на вертикальной составляющей измеряется максимальная амплитуда A_{zm} в микрометрах и ее период в секундах, находится их отношение $(A/T)_{zm}$ и по нему и эпицентральному расстоянию r по номограмме находится K с точностью до 0,1. Энергия землетрясения $E=10^k$, Дж. Возможно, что номограмма пригодна и для определения энергетических классов тектонических землетрясений с глубиной очага $H \leq 5$ км на эпицентральных расстояниях менее 50—100 км. Это необходимо проверить в дальнейшем.

Номограмма $W_{R1,2}^{T86}$ для определения мощности низкочастотного ($T=0,5—1,5$ с) непрерывного вулканического дрожания по средней скорости смещения грунта на вертикальной составляющей $(A_z/T)_e$ приведена на рис. 5. На сейсмограмме измеряются на вертикальной составляющей средняя амплитуда колебаний A_{ze} в микрометрах, период T и продолжительность отрезка времени τ , на котором амплитуды колебаний в среднем имеют одинаковую величину. По найденному отношению $(A_z/T)_e$ и расстоянию r от сеймостанции до активного кратера, который является источником дрожания, по номограмме находится мощность дрожания W , а по ней и энергия дрожания $E_{в.д.} = W \cdot \tau$. Методика измерения средних амплитуд непрерывного вулканического дрожания

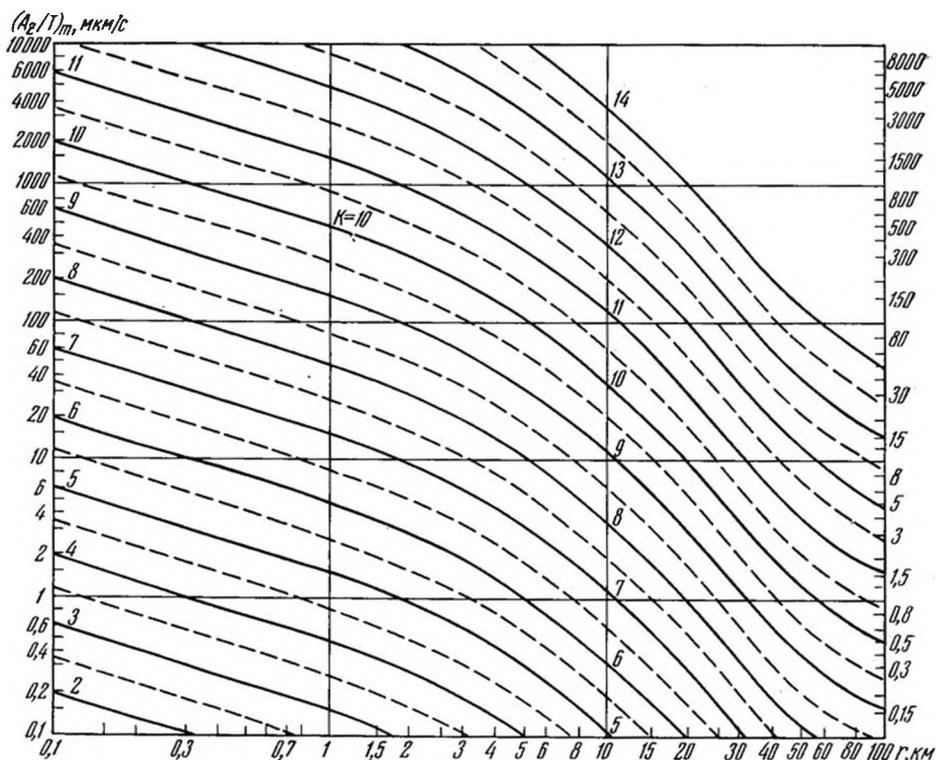


Рис. 4. Номограмма для определения энергетических классов $K_{R1,2}^{T86}$ вулканических землетрясений II, III и IV типов по максимальной скорости смещения грунта $(A_z/T)_m$ на вертикальной составляющей в поверхностной волне и эпицентральному расстоянию r

описана в работе [7]. Так как интервал между линиями по номограмме W равен 10, а вертикальная шкала логарифмическая, для удобства определения мощности дрожания в правом верхнем углу номограммы дано деление 10 на целые числа в масштабе номограммы.

Сопоставление энергии землетрясений, определенной по объемным и поверхностным волнам. Вулканические землетрясения II типа имеют четкие вступления объемных волн P и S , поэтому энергия может быть определена одновременно по номограмме $K_{R1,2}^{T86}$ и $K_{S1,2}^{Ф68}$ [9]. В процессе

Таблица 5

Сравнение энергетических классов одних и тех же землетрясений II типа, определенных по номограммам $K_{R1,2}^{T86}$ и $K_{S1,2}^{Ф68}$

Номограммы	Эпицентры землетрясений в районе вулкана								
	Толбачик			Ключевской			Среднее		
	n	ΔK	σ	n	ΔK	σ	n	ΔK	σ
$K_{R1,2}^{T86} - K_{S1,2}^{Ф68}$	142	2,0	0,7	44	1,9	0,6	186	2,0	0,7
$\bar{K}_{R1,2}^{T86} - \bar{K}_{S1,2}^{Ф68}$	29	2,0	0,3	24	2,1	0,4	53	2,0	0,4
Среднее	171	2,0	0,5	68	2,0	0,5	239	2,0	0,5

Примечание. n —число измерений.

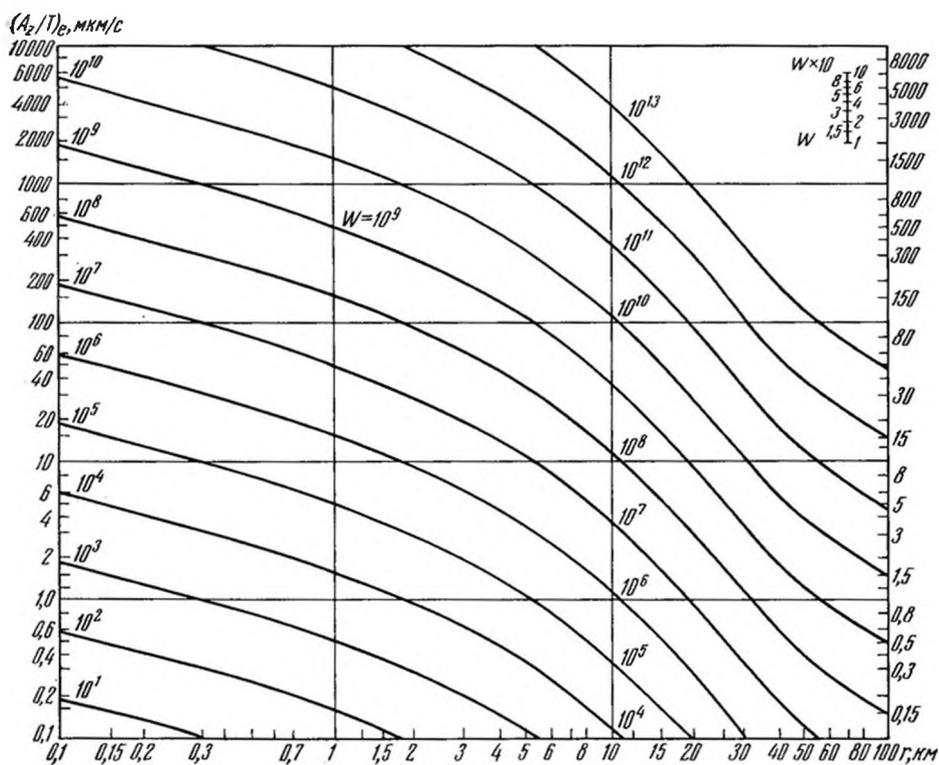


Рис. 5. Номограмма для определения мощности низкочастотного непрерывного вулканического дрожания $W_{R1,2}^{T86}$ по средней скорости смещения грунта $(A_z/T)_e$ на вертикальной составляющей и эпицентральному расстоянию r

работы были выбраны 29 землетрясений II типа за 1975 г. с эпицентрами в районе Северного и Южного прорывов Толбачинского извержения и 24 землетрясения за 1983 г. с эпицентрами в районе прорыва Предсказанный (см. рис. 1), зарегистрированные сейсмостанциями района Северной группы вулканов Камчатки. Для каждого из них были определены на всех сейсмостанциях энергетические классы $K_{R1,2}^{T86}$ и $K_{S1,2}^{\Phi 88}$ и их средние значения $\bar{K}_{R1,2}^{T86}$ и $\bar{K}_{S1,2}^{\Phi 88}$, разности $\Delta K = \bar{K}_{R1,2}^{T86} - \bar{K}_{S1,2}^{\Phi 88}$ между ними, а также среднеквадратичные отклонения σ от среднего значения ΔK . Результаты представлены в табл. 5.

Из табл. 5 следует, что энергия землетрясений, определенная по поверхностным волнам, на два порядка больше, чем определенная по объемным волнам. Значительные расхождения величин $K_{R1,2}^{T86}$ и $K_{S1,2}^{\Phi 88}$ объясняются, по-видимому, тем, что очаги вулканических землетрясений располагаются в слое вулканогенных осадков и большая часть энергии переносится поверхностными волнами [3]. Кроме того, надо иметь в виду, что номограмма $K_{S1,2}^{\Phi 88}$ [9] разработана для определения энергии тектонических землетрясений и ее нельзя применять для определения энергии вулканических землетрясений.

Точность определений $K_{R1,2}^{T86}$. По 150 измерениям определено, что среднеквадратичное отклонение стационарных значений $(K_{R1,2}^{T86})_i$ от средних значений $\bar{K}_{R1,2}^{T86}$ для землетрясений из обоих районов (см. табл. 5) составляет 0,4 единицы K . Поправки на грунтовые условия $K_{R1,2}^{T86}$ на сейсмостанциях Ключи, Козыревск, Апахончич, Подкова, Водопадный, по предварительным данным, не превосходят $\pm 0,4$; они будут точно опре-

делены в дальнейшем при массовой обработке землетрясений из разных районов.

Применимость номограмм. При построении обеих номограмм были использованы сейсмограммы, полученные на сейсмических станциях Камчатской сети, оборудованных сейсмической аппаратурой регионального типа со столообразной частотной характеристикой в интервале периодов 0,03—1,2 с ($T_s=1,2$; $T=0,07$ с), поэтому номограммы могут быть использованы только для определения K и W вулканических землетрясений II—IV типов, зарегистрированных подобной аппаратурой. При использовании сейсмограмм, полученных другими типами аппаратуры, по-видимому, необходимо будет вводить поправки, которые могут быть определены только экспериментальным путем в каждом конкретном случае.

С целью получения однородного материала в дальнейшем необходимо определять энергию вулканических землетрясений II—IV типов и низкочастотного дрожания по номограммам $K_{R1,2}^{T86}$ и $W_{R1,2}^{T86}$. Энергию вулканических землетрясений I типа, очаги которых лежат на глубине 5—60 км, следует определять только по номограмме $K_{S1,2}^{\Phi 86}$, так как по характеристикам источника они не отличаются от местных тектонических землетрясений.

В дальнейшем необходимо определить стационарные поправки за грунтовые условия при определении энергии землетрясений и вулканического дрожания по предлагаемым номограммам.

5. Заключение

Вулканические землетрясения II—IV типов, очаги которых располагаются на глубине менее 5 км, имеют интенсивные поверхностные волны, а объемные волны или отсутствуют (землетрясения IV и V типов), или выражены существенно слабее (землетрясения II и III типов). Для определения сейсмической энергии этих землетрясений автором предложены шкалы, в которых энергия определяется по поверхностным волнам. При этом используется только вертикальная составляющая, так как на ней смещение грунта в точке наблюдения не зависит от направления на источник. Для определения энергии вулканических землетрясений II—IV типов предложена шкала энергетических классов $K_{R1,2}^{T86}$, а для определения энергии низкочастотного вулканического дрожания (V тип) — шкала мощности $W_{R1,2}^{T86}$. Привязка этих шкал по абсолютному уровню энергии может иметь погрешность, достигающую 1,5 порядка. Применение предлагаемых шкал позволит ввести единообразную и сопоставимую по уровню энергетическую характеристику землетрясений, связанных с процессом внедрения магмы на небольших глубинах и ее выходом на поверхность земли. Кроме того, при этом значительно уменьшается нижний энергетический уровень землетрясений II и III типов, для которых определяется энергия, так как поверхностные волны регистрируются на значительно больших расстояниях, чем объемные волны.

Автор благодарит Т. Г. Раутиан, С. А. Федотова и В. Д. Феофилактова, сделавших полезные замечания при подготовке статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Горшков Г. С.* О связи вулканических и сейсмических явлений при извержении вулкана Безымянный (1955—1956 гг.)//Бюл. вулканол. ст. 1961. № 31. С. 32—37.
2. *Раутиан Т. Г.* Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км//Тр. ИФЗ АН СССР. 1964. № 32 (199).
3. *Токарев П. И.* Энергетическая оценка силы землетрясений вулкана Безымянный//Бюл. вулканол. ст. 1961. № 31, с. 38—45.
4. *Токарев П. И.* Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1966. 120 с.
5. *Токарев П. И., Фирстов П. П.* Сейсмические исследования вулкана Карымского//Бюл. вулканол. ст. 1967. № 43, с. 9—22.
6. *Токарев П. И., Лемзиков В. К.* Изучение вулканического дрожания при Толбачинском извержении в 1976 г.//Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 79—87.
7. *Токарев П. И.* Низкочастотное вулканическое дрожание//Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 56—78.
8. *Токарев П. И.* Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.
9. *Федотов С. А.* Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 С.
10. *Yokoyama I.* Energetics in Active Volcanoes, 1st paper//Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo University. 1956. V. 34. Part 2. P. 185—196.

Институт вулканологии
ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
3.VI.1985