
А. Д. Лукашов, Б. З. Белашев

О МОДЕЛЬНОЙ ОЦЕНКЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ КАРЕЛИИ

Введение

Характеристики палеоземлетрясений важны при изучении эволюции динамики Земли и определении надежности сооружений, разрушение которых в ходе землетрясения может нанести вред экономике и экологии региона.

Акустическая прозрачность Земли, изобретение сейсмографа и организация сети сейсмических станций решили проблему мониторинга землетрясений – определения характеристик землетрясения при помощи сейсмических волн, регистрируемых в реальном времени. Информацию о параметрах палеоземлетрясений получить таким способом невозможно.

Оценку параметров палеоземлетрясения можно вести на основе моделей, применимых к объектам, длительно сохраняющим память о значительных сейсмических событиях в истории Земли. Такими объектами являются сейсмодислокации, возникающие при локальном изменении рельефа, сопровождаемом одновременным и быстрым обрушением больших масс породы.

На территории Карелии обнаружены все известные типы палеосейсмодислокаций (Lukashov, 1995). Признаками сейсмогенного характера являются приуроченность сейсмодислокаций к разломам с возможной активизацией движений и концентрирование на ограниченных площадях и участках. Положения палеосейсмогенных структур коррелируют с элементами геологического строения и относятся, как правило, к местам пересечения северо-западных зон разломов с субширотными и северо-восточными. Выделены Ладожская, Онежская, Сегозерская, Нюхчинская, Лехтинская, Калевальская, Панаярвинская, Кандалакшская зоны развития локальных сейсмодислокаций и установлена слабая современная сейсмическая активность Панаярвинской, Кандалакшской, Лехтинской и Ладожской структур (Геология Карелии, 1987). Отличить сейсмогравитационные обвалы от осыпей, образованных в результате физического выветривания, можно по морфологическим признакам. Один из них – нарушение тектуры донных отложений ленточных глин в озерах, развитых в пределах сейсмодислокаций (Давыдова и др., 1986), позволил дать оценку возраста сейсмодислокаций.

При современном уровне знаний определения характеристик древних землетрясений носят весьма приближенный характер. Интенсивность палеоземлетрясений оценивают при помощи эмпирических формул, выведенных на основе данных наблюдений в сейсмически активных районах. В качестве параметров используют площадь развития локальных сейсмодислокаций, протяженность разлома с сейсмодислокациями, длину предполагаемого очага на поверхности с учетом типа разлома, размер сеймотектонических зон разломов с учетом мощности активного слоя (Ивановская и др., 1988). Полученные статистические закономерности в значительной степени отражают геодинамику района. Поэтому при перенесении их на другой регион мы не застрахованы от ошибок.

Более перспективными нам представляются способы оценивания палеосейсмичности, опирающиеся на общеземные закономерности. Один из таких способов модельного описания движения обломков обсуждается в данной статье. В этом способе оценка интенсивности палеоземлетрясения выражена через скорость колебаний поверхности – величину, непосредственно используемую при определении характеристик землетрясения в реальном времени. Благодаря этому определение параметров древних и современных землетрясений ведется с единых позиций в рамках одной сейсмологической шкалы.

Модель

Предметом изучения являются элементы ландшафта с признаками сейсмодислокаций в виде обвалов конусообразной формы, с нишами обрушения, выколами, уступами, сейсмическими рвами, «каменными столбами» и периферическими валами выпирания перед фронтом обвалов (Lukashov, 1995). На рис. 1 с изображенным на нем планом обвала в губе Святуха (Заонежье) и отдельными вертикальными разрезами видны характерные черты сейсмодислокаций. Основной интерес для модели представляют обломки, находящиеся на значительном расстоянии от вершины дислокации.

Удаленность обломков, идентичных по составу и структуре породам дислокации, позволяет предположить, что эффект землетрясения состоял либо в отступании дислокации при ее последовательном

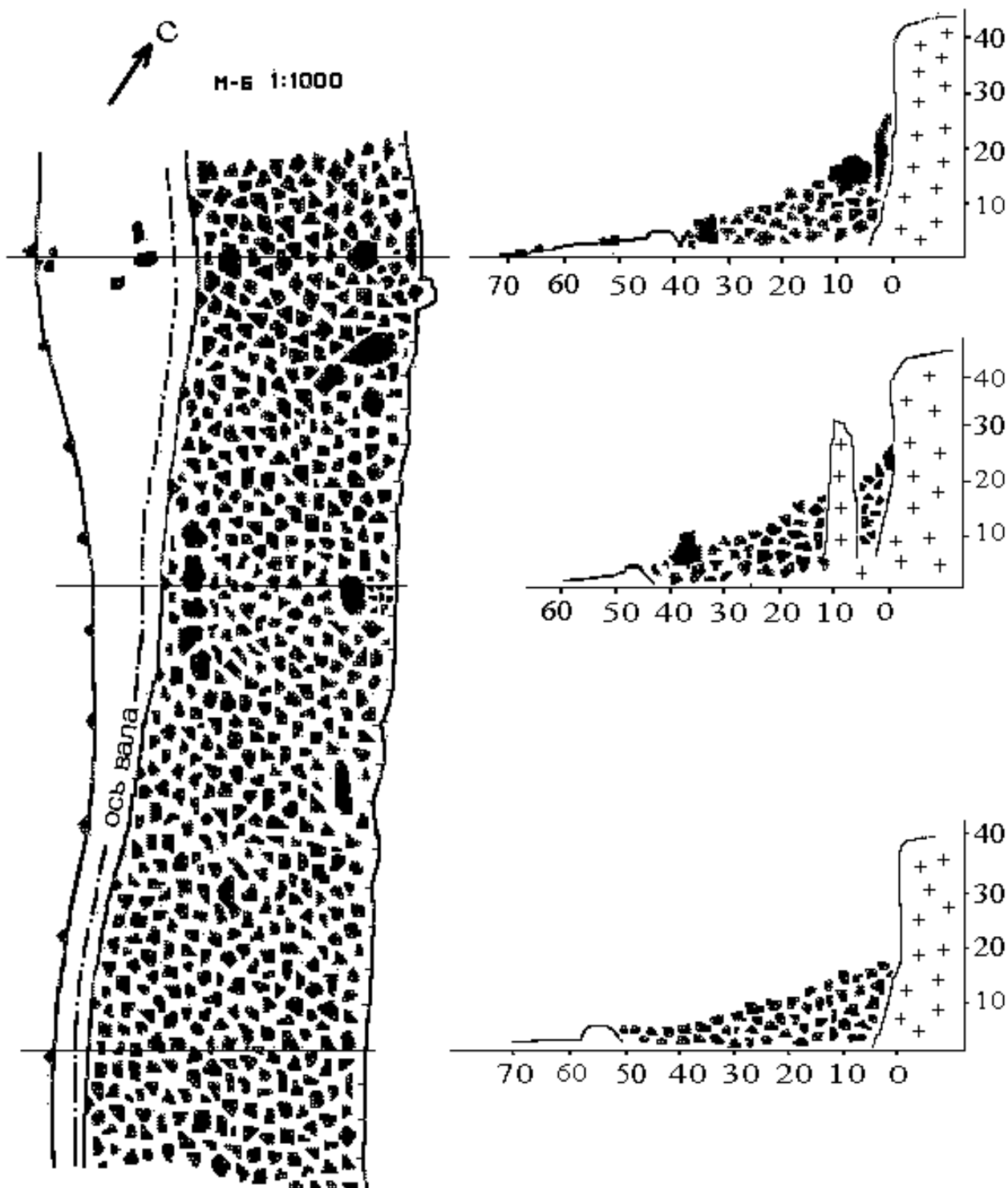


Рис. 1. План и вертикальные разрезы сейсмодислокации в губе Святуха (Заонежье)

разрушении, либо в отрыве обломков от дислокации и их перемещении в пространстве. Причину наблюдаемого расположения обломков можно выявить при подробном анализе конкретной ситуации. В рамках модели мы отдаем предпочтение наиболее просто формализуемому механизму полета обломка с вершины дислокации в результате однократного сейсмического воздействия при абсолютно неупругом приземлении. Возможными типа-

ми перемещения являются полет с отражением от выступа дислокации или другого обломка и перемещение в режиме поверхностного вибрационного воздействия (Блехман, Джанелидзе, 1969). Качение обломка не рассматривается по причине наличия у него острых краев и отличной от сферической формы.

Будем считать, что обломок отрывается с высоты H с начальной скоростью v_0 , направленной под

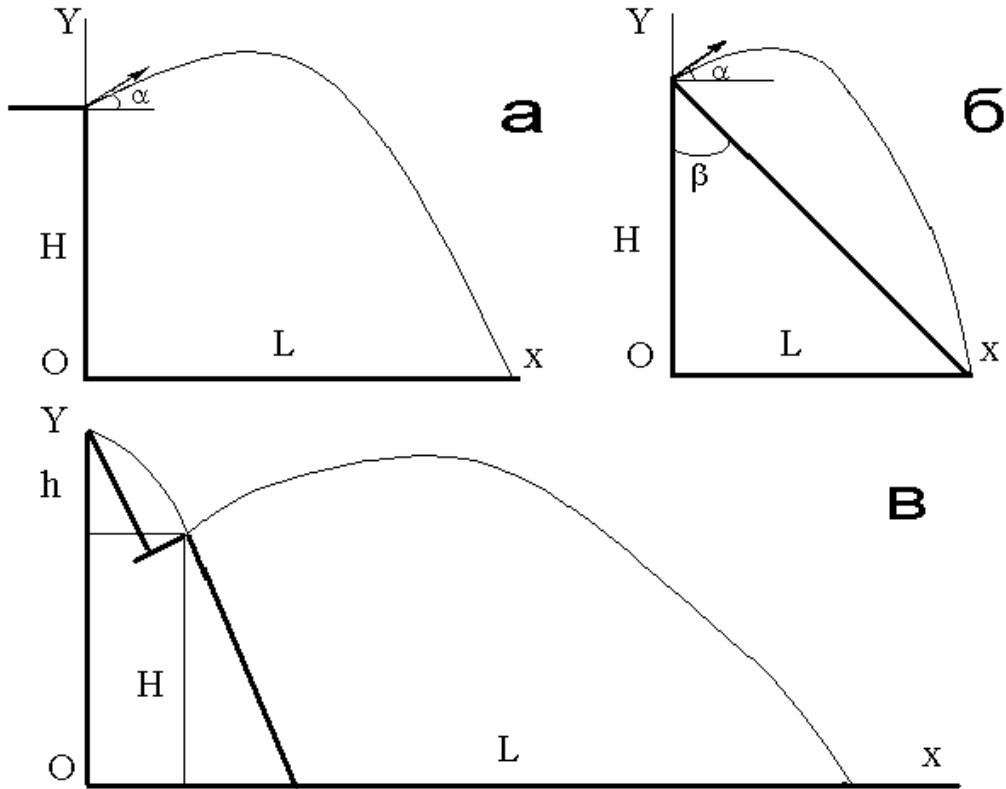


Рис. 2. Схемы простого полета обломка с вершины вертикальной дислокации (а), наклонной дислокации (б), полета обломка с отражением от уступа (в)

углом α к горизонту, а дальность его полета составляет L (рис. 2, а). Измеряемые величины H и L позволяют определить величину начальной скорости v_0 и связать ее с параметрами землетрясения.

Задача нахождения начальной скорости тела по величинам H , L , углу α без учета сопротивления воздуха известна в кинематике: изменение декартовых координат центра тяжести обломка во времени описывается системой уравнений:

$$\begin{aligned} x &= v_0 \cos \alpha t \\ y &= H + v_0 \sin \alpha t - \frac{gt^2}{2}, \end{aligned} \quad (1)$$

где g – ускорение свободного падения. Понимая под t полное время полета, перепишем систему (1) в виде:

$$\begin{aligned} L &= v_0 \cos \alpha t \\ 0 &= H + v_0 \sin \alpha t - \frac{gt^2}{2}. \end{aligned} \quad (2)$$

Выразим время $t = \frac{L}{v_0 \cos \alpha}$ из первого уравнения и подставим во второе:

$$\begin{aligned} -H &= Ltg\alpha - \frac{gL^2}{2v_0^2 \cos^2 \alpha} = \\ &= Ltg\alpha - \frac{gL^2}{2v_0^2} (tg^2 \alpha + 1). \end{aligned} \quad (3)$$

Полученное преобразованием из выражения (3) соотношение

$$\frac{gL^2}{2v_0^2} tg^2 \alpha - Ltg\alpha + \frac{gL^2}{2v_0^2} - H = 0 \quad (4)$$

дает квадрат величины начальной скорости:

$$v_0^2 = gL^2 \frac{tg^2 \alpha + 1}{2(Ltg\alpha + H)}. \quad (5)$$

При угле α , удовлетворяющем условию

$$tg\alpha = \sqrt{1 + \frac{H^2}{L^2}} - \frac{H}{L}, \quad (6)$$

наименьшее значение скорости

$$v_1^2 = gH \left(\sqrt{1 + \frac{L^2}{H^2}} - 1 \right) \quad (7)$$

выражено через квадрат скорости гравитационного падения $2gH$ с высоты H .

Простое выражение для оценки наименьшей начальной скорости можно получить, считая, что обломок совершает полет под углом 45° , соответствующим максимальной дальности полета. В этом случае в формуле (5) следует положить $tg=1$, что дает соотношение

$$v_1^2 = \frac{gL^2}{L+H} = gH \frac{L^2 / H^2}{1 + L/H}. \quad (8)$$

В пределах $1 \leq L/H \leq 4$ отношение скоростей $\frac{v_1}{v_0}$ относительная погрешность $\frac{v_1 - v_0}{v_0} 100\%$ со-

ставляет менее 10%. Поэтому для оценки величины наименьшей начальной скорости с такой погрешностью можно пользоваться обеими этими формулами.

Ограничения на величину максимальной начальной скорости формула (5) не дает. При угле $\alpha = \pi/2$ или удовлетворяющем условию $tg\alpha = -\frac{H}{L}$,

соответствующему движению обломка по прямой между начальным и конечным положениями, начальная скорость оказывается бесконечной. Смысла такие движения не имеют, хотя бы потому, что при больших скоростях резко возрастает сопротивление воздуха перемещению обломка.

Реалистичной оценкой верхней скорости обломка можно считать величину скорости, соответствующей горизонтальному направлению начальной скорости $\alpha=0$, отвечающему минимальному

времени полета $t = \frac{L}{v_0 \cos \alpha}$. Положив в формуле (5) $tg\alpha=0$, получим

$$v_0^2 = gL^2 \frac{1}{H} = gH \frac{L^2}{H^2}. \quad (9)$$

Приведенные формулы не зависят от массы, объема и размеров обломка из-за пренебрежения силой сопротивления воздуха. При скоростях порядка 1 м/с для обломков больших поперечных размеров сила сопротивления воздушной среды оказывается заметной величиной, а ее учет ведет к увеличению расстояния $L+\Delta L$, на которое мог бы переместиться обломок при той же величине начальной скорости в отсутствие сопротивления полету. Такое увеличение параметра L в соответствии с формулами (7)–(9) приводит к увеличению величины начальной скорости.

При учете силы сопротивления полету обломка уравнения движения могут быть проинтегрированы. Однако полученные зависимости громоздки и не позволяют представить начальную скорость простым аналитическим выражением параметров H , L и α . Мы получим приращение ΔL приближенно из следующих соображений.

Силу сопротивления воздушной среды определим в виде произведения давления воздуха на

обломок $p = \frac{\rho_v v^2}{2}$, где ρ_v – плотность воздуха,

на площадь поперечного сечения обломка S , v – скорость движения обломка

$$F_c = \frac{\rho_v S v^2}{2}. \quad (10)$$

Проекцию этой силы на оси ОХ будем считать равной $F_{cx} = \frac{\rho_v S v^2 \cos^2 \alpha}{2}$.

В отличие от ранее рассмотренного случая движение в горизонтальном направлении будет замедленным, и наблюдаемый параметр L может быть записан через ускорение a

$$L = v_0 \cos \alpha t - \frac{at^2}{2}. \quad (11)$$

Под величиной ΔL будем понимать

$$\Delta L = \frac{at^2}{2}. \quad (12)$$

Тогда, воспользовавшись известными формулами

$$a = \frac{F_{cx}}{m} = \frac{\rho_v S v_0^2 \cos^2 \alpha}{\rho l} = \frac{\rho_v}{\rho l} v_0^2 \cos^2 \alpha, \quad (13)$$

где m – масса, l – продольный размер, S – плотность поперечного сечения, ρ – плотность обломка, считая время полета неизменным

$t = \frac{L}{v_0 \cos \alpha}$ (сопротивление среды сокращает

подъем, но удлиняет спуск), получим для ΔL выражение

$$\Delta L = \frac{\rho_v L^2}{\rho l}. \quad (14)$$

Соотношение (14) позволяет учесть в формулах (7)–(9) силу сопротивления среды, понимая под параметром L параметр $L+\Delta L$. Для $\rho_v = 1,29$ кг/м³, $\rho = 2700$ кг/м³, $l = 1$ м, $L = 40$ м оценка величины ΔL дает значение около 1 м. В соответствии с полученным результатом эффектом влияния среды на движение обломка будем пренебрегать.

С помощью упрощенной геометрической схемы дислокации рис. 2, а несложно рассчитать другие схемы. На рис. 2, б представлена дислокация с углом наклона к вертикали β , у которой отлетевший обломок находится на ее склоне. В этом случае параметры H и L связаны соотношением $L/H = tg\beta$, подстановка которого в формулу (5) дает

$$v_0^2 = gH tg^2 \beta \frac{tg^2 \alpha + 1}{2(tg\beta tg\alpha + 1)}. \quad (15)$$

Соответственно переписутся формула (7)

$$v_1^2 = 2gH \frac{1 - \cos \beta}{2 \cos \beta} = 2gH \frac{\sin^2 \beta / 2}{\cos \beta}, \quad (16)$$

формула (8)

$$v_1^2 = gH \frac{L^2 / H^2}{1 + L/H} = gH \frac{tg^2 \beta}{1 + tg\beta} \quad (17)$$

Таблица 1
**Результаты расчета начальной скорости обломков сейсмодислокаций
и оценки интенсивности палеоземлетрясений**

Сейсмогенная структура	Место дислокации	H [м]	L [м]	$\frac{L}{H}$	v_1 [м/с]	v_2 [м/с]	v_{cp} [м/с]	v_c [см/с]	J балл
Онежская	Городок								
	ПК-3	33,9	32,9	0,97	11,5	12,5	12,0	4,6–5,0	6
	ПК-13	20,7	36,8	1,80	14,7	18,1	16,4	5,9–7,2	6–7
	Г. Церковная	22,5	24,3	1,08	10,1	11,1	10,6	4,0–4,4	6
	Вилозеро	14,6	22,1	1,51	10,8	12,8	11,8	4,3–5,1	6
	Колгостров	20,0	27,0	1,35	11,5	13,4	12,6	4,6–5,4	6
	Губа Святуха								
	ПР-2	32,1	45,0	1,40	13,7	17,5, 40,2	15,8	5,5–7,0	6–7
	ПР-3	29,1	98,2	3,37	26,8	17,5	34,0	10,7–16,1	7
	ПР-4	27,1	41,0	1,51	14,7		16,1	5,9–7,0	6–7
Сегозерская Ладожская	Уницкая губа	7,0	13,0	1,95	9,0	11,4	10,3	3,6–4,6	6
		30,0	34,8	1,16	12,6	14,1	13,4	5,0–5,6	6
	Импилахти	26,0	51,0	1,96	17,5	21,4	19,4	7,0–8,6	7
	О. Мякисало	40,0	41,4	1,03	13,1	14,7	13,9	5,2–5,9	6
	Пос. Харлу	30,0	51,2	1,70	17,0	20,6	18,8	6,8–8,2	7
	Кирьволахти	21,5	41,4	1,92	15,6	19,7	17,8	6,2–7,9	7
	Оз. Палосаари	12,0	18,2	1,52	9,8	11,7	10,8	3,9–4,7	6
	Зал. Меклахти	24,0	40,0	1,67	14,9	18,1	16,5	6,0–7,2	6–7
	О. Путсаари								
	ПК-22	12,5	22,0	1,76	11,3	13,7	12,5	4,5–5,5	6
	ПК-22-2	8,0	22,0	2,75	12,3	17,1	14,7	4,9–6,8	6–7
	ПК-22-4	13,2	24,0	1,82	11,8	14,6	13,2	4,7–5,8	6
	ПК-22-6	18,9	33,6	1,78	14,0	17,1	15,5	5,6–6,8	6–7
	Зал. Марьялахти								
	ПК-1	15,7	28,5	1,82	12,9	16,0	14,5	5,2–6,4	6
ПК-2	11,8	29,0	2,45	13,5	18,6	16,1	5,4–7,4	6–7	
Зал. Нет-Саменлахти	22,3	35,6	1,60	13,9	16,6	15,2	5,6–6,6	6–7	

и формула (9)

$$v_2^2 = gH \frac{L^2}{2H^2} = \frac{1}{2} gH \operatorname{tg}^2 \beta. \quad (18)$$

Более сложное движение обломка включает отражение от выступа дислокации (рис. 2, в). Таким типом движения можно объяснить отлет обломка на значительное расстояние. Удар о выступ дислокации будем считать абсолютно упругим, а о землю – абсолютно неупругим. При ударе о выступ дислокации справедлив закон сохранения энергии:

$$\frac{mv_3^2}{2} = \frac{mv_0^2}{2} + mgh, \quad (19)$$

позволяющий связать скорость при отражении v_3 через начальную скорость v_0 обломка. В такой схеме параметры L и H позволяют определить v_3 , а параметр h в соответствии с равенством (19) – величину начальной скорости v_0 .

Модель движения обломка приложима к сейсмодислокациям различной формы и позволяет оценить величину начальной скорости обломка, приобретаемую им в результате сейсмического воздействия.

Связь с сейсмическими характеристиками

Для установления связи полученной оценки величины начальной скорости обломка с сейсмическими характеристиками будем полагать, что начальная скорость обломка определена скоростью колебаний поверхности $v = A\Omega \cos(\Omega t + \varphi)$, сообщенной ей импульсной сейсмической волной с амплитудой A, циклической частотой Ω и с начальной фазой колебания φ . Если считать, что поверхностные колебания регистрируются сейсмографом,

то после окончания импульса сейсмограф совершает колебания на собственной циклической частоте ω с коэффициентом затухания δ . Из-за инерционности сейсмографа и различия частот ω , Ω зарегистрированная скорость колебаний $v_c = A_c \omega \cos(\omega t + \varphi_c)$ составит лишь небольшую долю реальной скорости поверхности.

В системе отсчета сейсмографа сейсмическая волна сообщает сейсмографу силу инерции с ускорением $a = A\Omega^2 \sin(\Omega t + \varphi)$. При этом амплитуда колебаний сейсмографа на частоте ω в соответствии с частотной характеристикой колебательной системы (Яворский, Детлаф, 1968) равна

$$A_c = \frac{\Omega^2 A}{\sqrt{(\omega^2 - \Omega^2)^2 + 4\delta^2 \omega^2}} \text{ и при условии } \Omega \gg \omega$$

составляет величину того же порядка, что и амплитуда колебаний поверхности A. Однако отношение скоростей сейсмографа и поверхности пропорционально отношению частот их колебаний

$$\frac{v_c}{v} = \frac{\omega}{\Omega}. \text{ Так, для средней циклической частоты } v$$

сейсмических волн $\Omega = 6280$ рад/с (1 кГц) и собственной циклической частоты сейсмографа $\omega = 25,12$ рад/с (Козырев и др., 2000) коэффициент ослабления скорости равен 0,004.

Приведенные соображения позволяют пересчитать получаемую в модели величину скорости колебаний поверхности в скорость колебаний, фиксируемую сейсмографом

$$v_c = \frac{\omega}{\Omega} v \quad (20)$$

Таблица 2

Интенсивность возможных землетрясений в палеотектонических структурах

Структура	Слабая тектоническая активность					Средняя тектоническая активность			
	D	M	J баллы			M	J баллы		
			15 км	25 км	35 км		15 км	25 км	35 км
Ладожская	150	5,4	7,0	6,2	5,7	5,9	7,7	6,9	6,4
Онежская	125	5,2	6,7	5,9	5,4	5,7	7,4	6,7	6,2
Сегозерская									
Нюхчинская	175	5,5	7,1	6,3	5,9	6,1	8,0	7,3	6,8
Панаярвинская									
Калевальская	250	5,7	7,4	6,7	6,2	6,3	8,3	7,6	7,1
Кандалакшская									

и использовать последнюю для оценки балльности землетрясений в соответствии с известными подходами (Аптикаев, 1999).

Результаты

Для расчетов использованы данные наблюдений (Lukashov, 1995) и связь параметров сейсмических колебаний с интенсивностью землетрясений (Аптикаев, 1999).

Результаты расчетов по формулам (7), (9), (20) с учетом соответствия интенсивности землетрясений приведены в табл. 1.

Для сравнения приведем результаты расчетов магнитуды M и интенсивности J возможных землетрясений в палеотектонических структурах известными способами (табл. 2) (Лукашов, Гришин, 1993).

Как видно из приведенных таблиц, сравнение дает согласующиеся результаты.

Преимуществами рассмотренной модели являются:

- общность описания движения обломка для дислокаций различной формы;
 - отсутствие априорных сведений о геодинамике региона;
 - определение параметров палеоземлетрясений по методике, используемой при мониторинге землетрясений;
 - возможность оценки энергии, выделившейся в результате сейсмического воздействия: кинетическую энергию находим по массам и скоростям обломков, потенциальную энергию – по понижению общего центра тяжести. Суммарная энергия, по-видимому, также может рассматриваться как характеристика интенсивности палеоземлетрясений;
 - простота используемого математического аппарата.
- Авторы благодарят А. А. Никонова за полезное обсуждение и ценные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

Аптикаев Ф. Ф. Проблема создания шкалы сейсмической интенсивности нового поколения // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 23–28.

Блехман И. И., Джанелидзе Г. Ю. Вибрационное перемещение. М., 1969.

Геология Карелии. Л., 1987. 231 с.

Давыдова Н. Н., Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Субетто Д. Новые данные по стратиграфии донных отложений Ладожского озера // Изучение озерно-болотных формаций в целях палеогеографических реконструкций: Тез. докл. Таллин, 1986. С. 24–25.

Ивановская Л. В., Фирсова Д. Б., Хоменок Ю. В., Шуклин Ю. К. Долговременное прогнозирование сейсмичес-

кой опасности по комплексу геолого-геофизических данных. М., 1988. 108 с.

Козырев А. А., Сахаров Я. А., Шаров Н. В. Введение в геофизику. Апатиты, 2000. 66 с.

Лукашов А. Д., Гришин А. С. Научный отчет «Исследование палеотектонической активности на территории Карелии». Петрозаводск, 1993. С. 67.

Яворский Б. М., Детлаф А. А. Справочник по физике. М., 1968. 120 с.

Lukashov D. Paleoseismotectonics in the Northern part of lake Onega (Zaonezhskij Peninsula Russian Karelia) – Report YST-90, Geological Survey of Finland Nuclear Waste Disposal Research. Espoo, 1995.