

ЧИСЛЕННАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННОЙ ДЕНУДАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

© 2011 г. Р. К. Непоп, А. Р. Агатова

*Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, Новосибирск, проспект академика Коптюга, 3
E-mail: agatr@mail.ru*

Поступила в редакцию 25.03.2010 г.

В статье впервые представлены расчеты скорости сейсмогравитационной денудации рельефа наиболее сейсмоактивной юго-восточной части Горного Алтая в голоцене. За счет увеличения объема выборочной совокупности уточнены значения коэффициентов линейной регрессии, описывающей зависимость общего объема смещенного склонового материала от магнитуды землетрясения. На примере Тункинского землетрясения 1995 г. ($M = 5.9$) рассмотрено влияние на рельеф сейсмических толчков умеренной силы. Сравнительный анализ численных оценок скорости сейсмогравитационной денудации в различных сейсмоактивных районах мира показал, что скорость этого процесса в большей степени определяется магнитудой землетрясений и господствующим климатом.

Ключевые слова: сейсмичность, сейсмоиндуцированные склоновые процессы, сейсмогравитационная денудация, голоцен, Алтай.

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмический процесс в существенной мере определяет развитие склоновых явлений в горных районах. Вызванные землетрясениями обвалы, оползни, сели нередко становятся причиной многочисленных жертв и разрушений. Только в минувшем веке подобные катастрофы, унесшие в общей сложности сотни тысяч человеческих жизней, произошли в 1920 г. в Китае, в 1968 г. на Аляске, в 1970 г. в Перу, в 2001 г. в Сальвадоре, в 1949 г. и в 1989 г. в Советском Союзе во время Хайтского и Гиссаро-Алайского землетрясений. И это далеко не полный список.

Каждое из сильных землетрясений может вызывать десятки тысяч сейсмогравитационных деформаций общим объемом несколько миллионов кубических метров на площади в тысячи квадратных километров [39, 43]. Несмотря на достаточно подробное документирование обвально-оползневых явлений, возникающих в ходе таких землетрясений, до сих пор мало известно о влиянии сейсмоиндуцированных склоновых процессов на денудацию рельефа в целом и о их роли в снижении горного рельефа в сравнении с другими экзогенными процессами.

В данной статье впервые представлены расчеты скорости сейсмогравитационной денудации рельефа наиболее сейсмоактивной юго-восточной части российской территории Алтайского горного поднятия за голоцен. В ряде работ [3, 19, 20] нами уже была продемонстрирована возможность использования сейсмогравитационных дислокаций для определения магнитуд древних землетрясений, расчета общего объема склоновых отложений, смещаемых

в ходе сейсмической активизации, оценки вклада в последний показатель афтершоков сильных землетрясений. Развивая этот подход, мы уточняем значения коэффициентов линейной регрессии, описывающей зависимость общего объема склонового субстрата, смещенного в результате единичного землетрясения, от его магнитуды [41, 43], за счет увеличения объема выборочной совокупности до 17 сейсмособытий. Отдельное внимание уделяется рассмотрению влияния на рельеф сейсмических толчков умеренной силы и сравнительному анализу полученных численных оценок скорости сейсмогравитационной денудации рельефа с результатами исследований в других сейсмоактивных районах мира.

МЕТОДИКА

Сейсмогравитационная денудация представляет собой процесс снижения земной поверхности в результате смещения склонового субстрата, инициированного землетрясениями. Основной методической проблемой при численных расчетах является определение способа количественной оценки объема смещаемого в ходе сейсмических активизаций субстрата.

Сейсмогравитационная денудация сопутствует процессу горообразования на всем его протяжении, усиливаясь в периоды тектонической активизации и наиболее резкой дифференциации рельефа. Однако выделение сейсмогравитационной составляющей в осадках не только предгорных прогибов, окружающих горные сооружения, но даже межгорных впадин – локальных базисов эрозии – практически не-

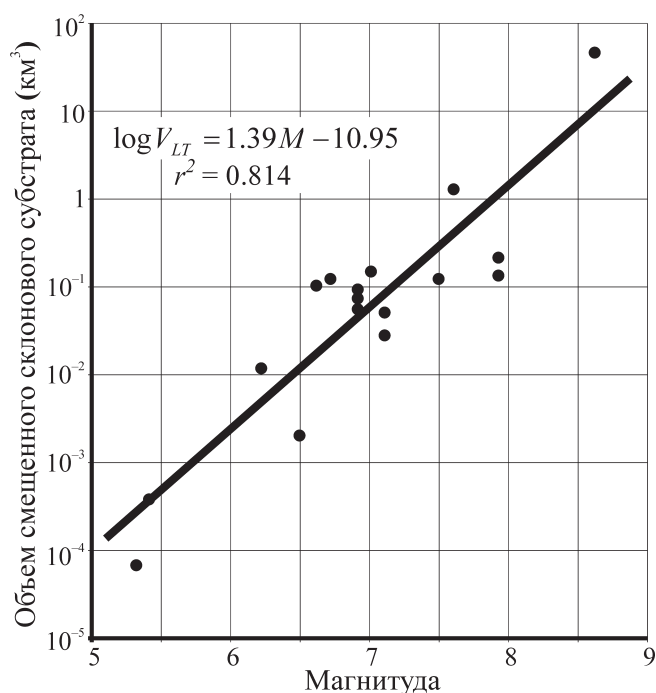


Рис. 1. Зависимость общего объема смещаемого в ходе землетрясения склонового субстрата от его магнитуды.

Точками показаны данные для 17-ти землетрясений (табл. 1), сплошная линия – линейная регрессия, рассчитанная методом наименьших квадратов.

возможно [37]. Субстрат, смещенный в результате наиболее молодых, голоценовых землетрясений, вообще не достигает предгорий, оставаясь в пределах долин хребтов. Поэтому для численной оценки перемещаемого склонового субстрата наиболее приемлемыми являются количественные натурные измерения и статистические методы. Для увеличения точности количественных оценок, получаемых в результате натуральных измерений последствий землетрясений, необходимы долговременные предварительные наблюдения за состоянием сейсмоактивных территорий. К недостаткам этого метода относится сложность выбора полигона для стационарных наблюдений, связанная с невозможностью точного определения эпицентров будущих землетрясений и длительным периодом их повторяемости.

Принципиально иным подходом к оценке сейсмогравитационной денудации, используемым в данной работе, являются статистические методы, которые позволяют выявлять корреляционные зависимости различных величин, не углубляясь в функциональные связи между ними. Изучение сейсмоиндуцированных склоновых процессов может осуществляться как на основе анализа исторического набора сейсмогравитационных дислокаций – последствий целого ряда землетрясений, так и полного набора деформаций, связанных с отдельным землетрясением. Проверка всех корреляцион-

ных зависимостей и численных оценок путем непосредственных количественных натурных измерений в конкретном сейсмоактивном регионе повышает точность полученных результатов. Однако на сегодняшний день возможность таких измерений для большинства горных районов весьма ограничена. Это связано как со сложностью выявления и картирования всех сейсмогравитационных деформаций (особенно небольших по размерам) в условиях высокогорий, так и с трудностью разделения деформаций, возникших в результате основного толчка и афтершоков.

Используемая в данной работе методика расчета скорости сейсмогравитационной денудации рельефа подробно описана в [20]. Общий объем склонового субстрата, смещаемого в результате единичного толчка – V_{LT} , является величиной, которая характеризует разрушительную силу землетрясения, приводящую к изменению рельефа, которое, в свою очередь, можно выразить через скорость сейсмогравитационной денудации – \dot{h} [20]:

$$\dot{h} = \alpha \cdot \frac{\sum V_{LT}}{S \cdot T} \quad (1)$$

Здесь $\sum V_{LT}$ – объем смещаемого склонового субстрата, просуммированный по всем сильным землетрясениям на территории с площадью S за промежуток времени T , α – региональный коэффициент, учитывающий вклад афтершоков сильных землетрясений [3, 18].

Связь между объемом смещенного склонового субстрата и магнитудой землетрясения¹ была впервые установлена в [43] и уточнена в 1994 г на основе данных о 15 современных землетрясениях и вызванных ими сейсмогравитационных деформациях [41]. В 2004 г. В. **Malamud с соавторами** [44] дополнили статистическую выборку информацией о Нортриджском землетрясении 1994 г. [32]. В данной работе при проведении регрессионного и корреляционного анализов мы используем уточненные данные по землетрясениям 1987 г. в Эквадоре и 1989 г. в США (табл. 1) и расширяем статистическую выборку за счет землетрясения 2004 г. в Нигате [31]. Таким образом, в основе рассчитанной зависимости V_{LT} от M (рис. 1) лежат данные о 17 современных землетрясениях с инструментально определенной магнитудой и вызванных ими вторичных нарушениях рельефа. Несмотря на различие тектонических, климатических и геологических условий всех рассмотренных сейсмических событий, наблюдается достаточно высокая корреляция магнитуды землетрясения и общего объема вызванных им оползней:

$$\log V_{LT} = 1.39M - 10.95 \quad (2)$$

(5.3 ≤ M ≤ 8.6; r² = 0.814; n = 17).

¹ Далее по тексту везде подразумевается моментная магнитуда, если не оговорено иное. Объем измеряется в км³.

Таблица 1. Общий объем склонового субстрата, смещенный в результате землетрясения

Местоположение	Дата	Магнитуда	Объем смещенного склонового субстрата (км ³)	Источник
Артур Пасс, Новая Зеландия	09.03.1929	6.9	0.059	[25]
Буллер (Мерчисон), Новая Зеландия	17.06.1929	7.6	1.3	[25]
Папуа–Новая Гвинея	20.09.1935	7.9	0.215	[50]
Ассам, Индия	15.08.1950	8.6	47	[46]
Дэйли-сити, Калифорния, США	22.03.1957	5.3	0.000067	[27]
Инангахуа, Новая Зеландия	23.05.1968	7.1	0.052	[25]
Перу	31.05.1970	7.9	0.141	[48]
Папуа–Новая Гвинея	31.10.1970	7.1	0.028	[47]
Гватемала	04.02.1976	7.6	0.116	[35]
Дарьен, Панама	11.07.1976	7.0	0.13	[30]
Маммот-Лейкс, Калифорния, США	25.05.1980	6.2	0.012	[34]
Колинга, Калифорния, США	02.05.1983	6.5	0.00194	[33]
Сан-Сальвадор, Сальвадор	10.10.1986	5.4	0.000378	[49]
Эквадор	05.03.1987	6.9	0.0925	[29], [51]
Лома Приета, Калифорния, США	17.10.1989	6.9	0.0745	[40], [53]
Нортридж, Калифорния, США	17.01.1994	6.7	0.12	[32]
Ниигата, Япония	23.10.2004	6.6	0.1	[31]

Примечание. В таблице указаны местоположение, дата и моментная магнитуда сейсмособытия, за исключением землетрясений в Дэйли-сити, Калифорния, США (локальная магнитуда) и в Эквадоре (магнитуда поверхностных волн).

В случае палеоземлетрясений удобно использовать зависимость общего объема смещенного склонового субстрата от объема максимального обвала/оползня (формула (5), в [21]), которая является общим следствием статистического распределения сейсмооползней [45]. С учетом уточненного эмпирического соотношения (2) эта зависимость принимает вид [21]:

$$\log V_{LT} = 1.021 \cdot \log V_{Lmax} + 0.89 (\pm 1.02) \quad (3)$$

Значение в скобках представляет собой стандартное отклонение величины. Соотношение (3) позволяет вычислять объем всего склонового субстрата, смещаемого в результате единичного толчка, по параметрам максимальных сейсмогравитационных деформаций, которые, собственно, и сохраняются в рельефе в течение тысячелетий. Для проведения подобных расчетов прежде всего необходимо выявить максимальные для каждой конкретной территории палеодислокации сейсмического происхождения и оконтурить аккумулятивные тела с возможно большей точностью для последующего определения их площади. Границы оползневых тел проводятся по детальной топографической карте после предварительного дешифрирования аэрофотоснимков либо с помощью GPS-приемника в полевых условиях.

Коэффициент α в формуле (1), учитывающий региональные особенности протекания афтершокового процесса, с учетом уточненной зависимости (2) может быть рассчитан по формуле:

$$\alpha = \left(1 + \frac{V_A}{V_{LT}}\right) = \left(1 + \frac{b}{1.39 - b} \cdot 10^{-1.39 \Delta M}\right), \quad (4)$$

где V_{LT} – объем материала, перемещенного со скло-

нов в результате главного толчка, V_A – объем материала, перемещенного в результате всех афтершоков, ΔM – разность магнитуд главного толчка и сильнейшего афтершока, b – параметр в распределении Гутенберга-Рихтера. Методика расчета коэффициента α подробно описана в [3, 18].

Так, региональные особенности блокового строения земной коры обусловили отклонение афтершокового процесса Чуйского землетрясения 2003 г. и ряда других сильных землетрясений Алтае-Саянской горной области (Урег-Нурское 1970 г., $M_S = 7.0$; Бусингольское 1991 г., $M_S = 6.5$) от закона Омори [12]. Для Юго-Восточного Алтая при расчете скорости сейсмогравитационной денудации в течение голоцена вклад всех афтершоков за этот период по аналогии с афтершоками Чуйского землетрясения 2003 г. был принят равным 25% ($\alpha = 1.25$) от объема оползней, смещенных в результате главных толчков. Это допущение основывается на концентрации многочисленных крупных сейсмогравитационных палеодислокаций в непосредственной близости от оползня, возникшего в ходе Чуйского землетрясения 2003 г., что свидетельствует о сходстве механизмов сильных землетрясений на этой территории в течение голоцена [3].

Следует подчеркнуть, что все корреляционные зависимости были рассчитаны для землетрясений, вызвавших максимальные сейсмогравитационные деформации с площадью аккумулятивных тел не более 1 км². Использование полученных зависимостей при изучении существенно более крупных обвалов и оползней требует проведения отдельного исследования.

ВОЗДЕЙСТВИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ТОЛЧКОВ УМЕРЕННОЙ СИЛЫ

Так как с течением времени в результате воздействия эрозионных процессов в рельефе сохраняются лишь крупнейшие палеодислокации, при расчете сейсмогравитационной денудации на продолжительном временном интервале (порядка 10^4 лет) в данной методике фактически учитывается влияние лишь сильных землетрясений, способных вызывать подобные деформации.

Для обоснования правомерности такого подхода покажем роль в денудационном процессе сейсмических толчков умеренной силы на примере Тункинского землетрясения 1995 г. ($M = 5.9$, $K = 14.5$, $I = 7$). Объем склонового субстрата, смещенного в результате этого землетрясения в горной части бассейна р. Кынгарга площадью ≈ 41.3 км² (хребет Тункинские гольцы, Байкальская рифтовая зона), составил $\approx 2 \cdot 10^3$ м³ [7]. Примем наклон графика повторяемости землетрясений $\gamma = 0.32 \pm 0.07$ и вероятность сейсмических событий энергетического класса $K = 10$ на территории площадью 1 000 км² в 1 год $A_{10} = 0.1$, полученные для района Байкала и Тунки за десятилетний период наблюдения [17].

Эпицентр Тункинского землетрясения 1995 г. расположен примерно в 28 км юго-восточней изученной горной части бассейна реки Кынгарга. Соответственно, можно ожидать, что землетрясения такого же энергетического класса с эпицентром, расположенным на удалении не более 30 км, способны вызвать здесь сравнимые деформации земной поверхности.

При известном наклоне графика повторяемости землетрясений γ имеем:

$$\frac{N_{14.5}}{N_{10}} = 10^{-\gamma(K_{14.5}-K_{10})}, \quad (5)$$

а из определения величины уровня сейсмической активности A_{10} для площади, измеряемой в км²:

$$A_{10} = \frac{N_{10}}{S \cdot T} \cdot 1000, \quad (6)$$

где $N_{14.5}$ (N_{10}) – число землетрясений энергетического класса $K = 14.5$ ($K = 10$), зафиксированных на территории площадью S в течение времени T .

Таким образом, используя два последних соотношения (5 и 6), находим N – число землетрясений энергетического класса $K = 14.5$ в год на территории, ограниченной окружностью с радиусом $R = 30$ км:

$$\begin{aligned} N &= \frac{N_{14.5}}{T} = A_{10} \cdot \frac{S}{1000} \cdot 10^{-\gamma(K_{14.5}-K_{10})} = \\ &= A_{10} \cdot \frac{\pi \cdot R^2}{1000} \cdot 10^{-\gamma(K_{14.5}-K_{10})} = 0.0103 \end{aligned} \quad (7)$$

Следовательно, период повторяемости T землетрясений энергетического класса $K = 14.5$ для рассматриваемой территории составит 97 лет. Далее по

формуле (1) ($\alpha = 1$) можно оценить скорость сейсмогравитационной денудации рельефа горной части бассейна реки Кынгарга в результате сейсмических толчков умеренной силы. Полученная скорость $\dot{h} = 5 \cdot 10^{-7}$ м/год, как минимум, на два порядка меньше аналогичного показателя для сильных землетрясений (табл. 2).

Тункинское землетрясение 1995 г. с $M = 5.9$ привело к одномоментной денудации склонов в зонах активных разломов на 12.1–13.4 мм, при этом общий объем склонового субстрата, смещенного на площади ≈ 41.3 км², не превысил $\approx 2 \cdot 10^3$ м³ [7]. Для сравнения: одномоментная денудация склонов, вызванная Оймяконским землетрясением 1971 г. с $M = 6.9$ – 7.0 достигла 12.1 см, а объем смещенного субстрата в районе максимальных деформаций земной поверхности составил $\approx 10^5$ м³ [13], что на 2 порядка превосходит соответствующий показатель для Тункинского землетрясения. Наши расчеты для бассейна реки Чаган-Узун (Юго-Восточный Алтай) также свидетельствуют о существенно большем влиянии высокомагнитудных толчков на преобразование рельефа: в результате отдельных голоценовых землетрясений с магнитудами ≥ 6.9 в этом сейсмоактивном районе смещалось от $3.9 \cdot 10^7$ до $7.6 \cdot 10^7$ м³ склонового субстрата [4].

Таким образом, приведенные численные оценки говорят о весьма незначительном вкладе сейсмических толчков умеренной силы в общее снижение земной поверхности и свидетельствуют о правомерности учета последствий только сильных землетрясений при расчете скорости сейсмогравитационной денудации рельефа.

ОЦЕНКА СКОРОСТИ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННОЙ ДЕНУДАЦИИ РЕЛЬЕФА ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

Палеосейсмогеологические исследования в Юго-Восточном Алтае [6, 24] выявили многочисленные сейсмогравитационные деформации голоценового возраста в долинах Курайского, Южно- и Северо-Чуйского хребтов и на границах Чаган-Узунского межвпадинного выступа. Помимо крупных сейсмогравитационных деформаций, маркирующих, в основном, разломные границы морфоструктур ранга хребтов и впадин, многочисленные грабены и эскарпы позднеплейстоцен-голоценового возраста были картированы также на границах блоков, образующих приподнятую часть днища Курайской впадины [24]. Все это позволяет выделить в качестве высокосейсмичной зоны с повторяемостью сильных землетрясений 500–900 лет [23] всю территорию Курайской и Чуйской впадин и их горного обрамления (за исключением хребта Сайлюгем), проведя северную границу этой зоны по гребневой части Курайского хребта.

Эта граница совпадает с границей морфотектонической зоны, образованной морфоструктурами

Таблица 2. Скорость сейсмогравитационной денудации рельефа (\dot{h}), рассчитанная для некоторых сейсмоактивных районов Земли

Район (площадь)	\dot{h} (10^{-5} м/год)	Примечания	Источник
Горная часть бассейна р. Кынгарга, хр. Тункинские Гольцы (41 км^2)	0.05	Единое сейсмическое событие (Тункинское землетрясение $M = 5.9$)	данная работа
Бассейн р. Чаган-Узун, Юго-Восточный Алтай (1.4 тыс. км^2)	3	Набор голоценовых землетрясений Скорость за голоцен	данная работа
Плейстоценовая область Нортриджского 1994 г землетрясения (1 тыс. км^2)	10	Единое сейсмическое событие (Нортриджское землетрясение $M = 6.7$)	[45]
Южная Калифорния (70 тыс. км^2)	4–8	Исторический набор землетрясений	[41]
Южная Калифорния (240 тыс. км^2)	2–20	Исторический набор землетрясений	[45]
Северное побережье Папуа – Новая Гвинея	50–70	Гумидный климат	[47]

с максимальными для Горного Алтая абсолютными высотами (до 4000–4500 м) и амплитудами относительных вертикальных смещений (до 2600–3000 м). Подобные характеристики являются следствием расположения этой зоны на бровке крутого субширотного уступа базисной поверхности Алтайского кайнозойского поднятия, а также возникновения взбросовой составляющей за счет резкой смены простирания структурообразующих правосторонних сдвигов на территории Юго-Восточного Алтая с северо-западного до субширотного.

В пределах этой морфоструктурной зоны межгорные впадины имеют олигоценное заложение [10, 15] – наиболее древнее для Алтая. Усиление дифференциации рельефа в верхнем миоцене привело к резкому сокращению во впадинах озерного осадконакопления и формированию грубообломочных отложений буроцветной серии $N_1^3-Q_1$ [10]. Несомненно, что эта резкая перестройка рельефа сопровождалась сейсмическими процессами – они отражены в виде пликтивных и разрывных деформаций ниже- и средне-миоценовых отложений [8, 10], однако оценить параметры землетрясений того периода и их влияние на рельеф сейчас практически невозможно. Соотношение ледниковых форм рельефа разного возраста с элементами современной тектонической структуры позволило предположить общее поднятие Юго-Восточного Алтая и рост его хребтов также на рубеже среднего и позднего плейстоцена [1, 2]. Наиболее же ярко, благодаря сохранности в рельефе, проявлены следы целого ряда крупных голоценовых землетрясений, произошедших уже после деградации ледников позднего плейстоцена [6, 19, 24]. Последним в этом ряду стало Чуйское землетрясение 2003 г.

Таким образом, наиболее древняя зона горообразования на территории Алтая является весьма активной в сейсмическом плане и в голоцене, который и был взят в качестве временного интервала при оценке скорости сейсмогравитационной денудации рельефа. Благодаря хорошей морфологической сохранности, возраст голоценовых форм рельефа относительно просто устанавливается по соотношению с более древними формами, что не требует их обязательного абсолютного датирования.

Так, в долинах горного обрамления Курайской и Чуйской межгорных впадин возраст голоценовых сейсмогравитационных дислокаций зачастую определяется по деформации ими позднплейстоценовых морен. Кроме того, продолжительность голоцена значительно превосходит период повторяемости сильных землетрясений, что является необходимым условием при оценке скорости сейсмогравитационной денудации.

В качестве одного из участков, в полной мере отражающих воздействие голоценовых землетрясений на рельеф Юго-Восточного Алтая, нами был выбран бассейн реки Чаган-Узун (рис. 2), на территории которого закартирован целый ряд крупных сейсмогравитационных дислокаций. Критерии их сейсмического происхождения подробно обсуждены в работах [6, 19]. Бассейн является замкнутой устойчивой природной системой и включает фрагменты юго-западной части Чуйской межгорной впадины и хребтов ее обрамления. Зона сочленения хребтов с впадиной представляет собой вовлеченную в поднятие периферическую часть впадины с рыхлыми неоген-нижнплейстоценовыми осадками, перекрытыми в пределах Чаган-Узунского бассейна чехлом ледниковых и водно-ледниковых отложений среднего и позднего плейстоцена.

Концентрация крупных палеосейсмооползней в этой зоне свидетельствует о том, что к периферии Чуйской впадины в пределах рассматриваемого бассейна были приурочены эпицентры целого ряда сильных землетрясений прошлого [6, 19] (рис. 3). Прямым доказательством продолжающегося горообразования послужило Чуйское землетрясение 2003 г., инициировавшее сход гигантского оползня в непосредственной близости от ряда древних оползней (рис. 3в).

Для оценки объема склонового субстрата, смещенного на территории бассейна р. Чаган-Узун в результате голоценовых сейсмических событий, нами были использованы параметры максимальных из сейсмогравитационных дислокаций (соотношение (3)). При расчете скорости сейсмогравитационной денудации помимо оползней, вызванных сильнейшими древними сейсмическими событиями,

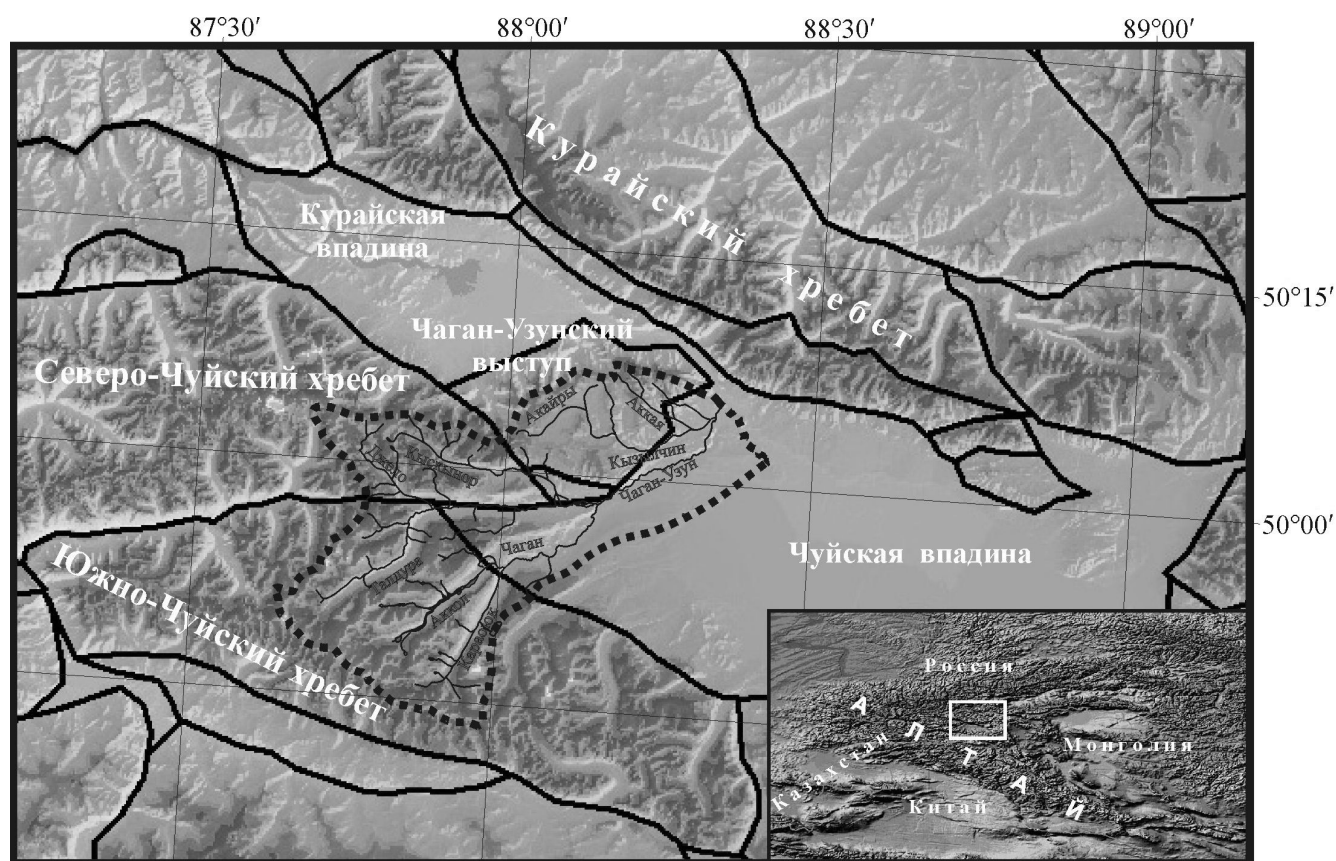


Рис. 2. Район исследований. Пунктиром показана граница бассейна реки Чаган-Узун.

мы также учитывали объем оползней, возникших в результате Чуйского землетрясения 2003 г., который был оценен по формуле (2). Измерение площадей палеооползней производилось в программе Arc View по топооснове масштаба 1 : 25 000; современный оползень был оконтурен с помощью GPS-приемника. Объем оползневых масс рассчитывался по эмпирической формуле, приведенной в работе [36]. Рассчитанная таким образом скорость сейсмогравитационной денудации рельефа бассейна реки Чаган-Узун в голоцене составила $3 \cdot 10^{-5}$ м/год, что равнозначно смещению со склонов $4.3 \cdot 10^8$ м³ пород за голоцен на площади бассейна.

Это значение, согласно описанному алгоритму, является нижней оценкой возможной величины скорости сейсмогравитационной денудации рельефа на площади Чаган-Узунского бассейна, т.к. в расчетах учитываются параметры лишь максимальных палеосейсмооползней. Таким образом, это значение учитывает воздействие на рельеф лишь сильнейших землетрясений и их афтершоков. На основании сходного строения и механизма формирования хребтов в обрамлении Курайско-Чуйской системы впадин наиболее точно полученное численное значение характеризует скорость сейсмогравитационной денудации рельефа в пределах именно этой системы впадин и их горного обрамления.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В табл. 2 представлены значения скорости сейсмогравитационной денудации для некоторых сейсмоактивных регионов мира. Имеющиеся численные оценки подтверждают мнение о том, что различия в скорости сейсмогравитационной денудации рельефа обусловлены, в основном, магнитудой землетрясений (чем сильнее землетрясение, тем выше его влияние на рельеф) и климатом, господствующим на конкретной сейсмоактивной территории (чем влажнее, тем выше скорость денудации).

Как было показано выше, сейсмические толчки умеренной силы в значительно меньшей степени влияют на общее снижение земной поверхности по сравнению с сильными землетрясениями. Так, скорость денудации горной части бассейна р. Кынгарга за счет Тункинского землетрясения 1995 г. с $M = 5.9$, на два порядка ниже, чем скорость денудации за счет высокомагнитудных землетрясений.

Для сейсмически активных районов с аридным климатом значения скорости сейсмогравитационной денудации имеют один порядок, несмотря на различия в методике расчетов. Несколько определений этой скорости различными способами проведено для Калифорнии, характеризующейся, как и Алтай, аридным климатом и высокой сейсмичностью. Так,

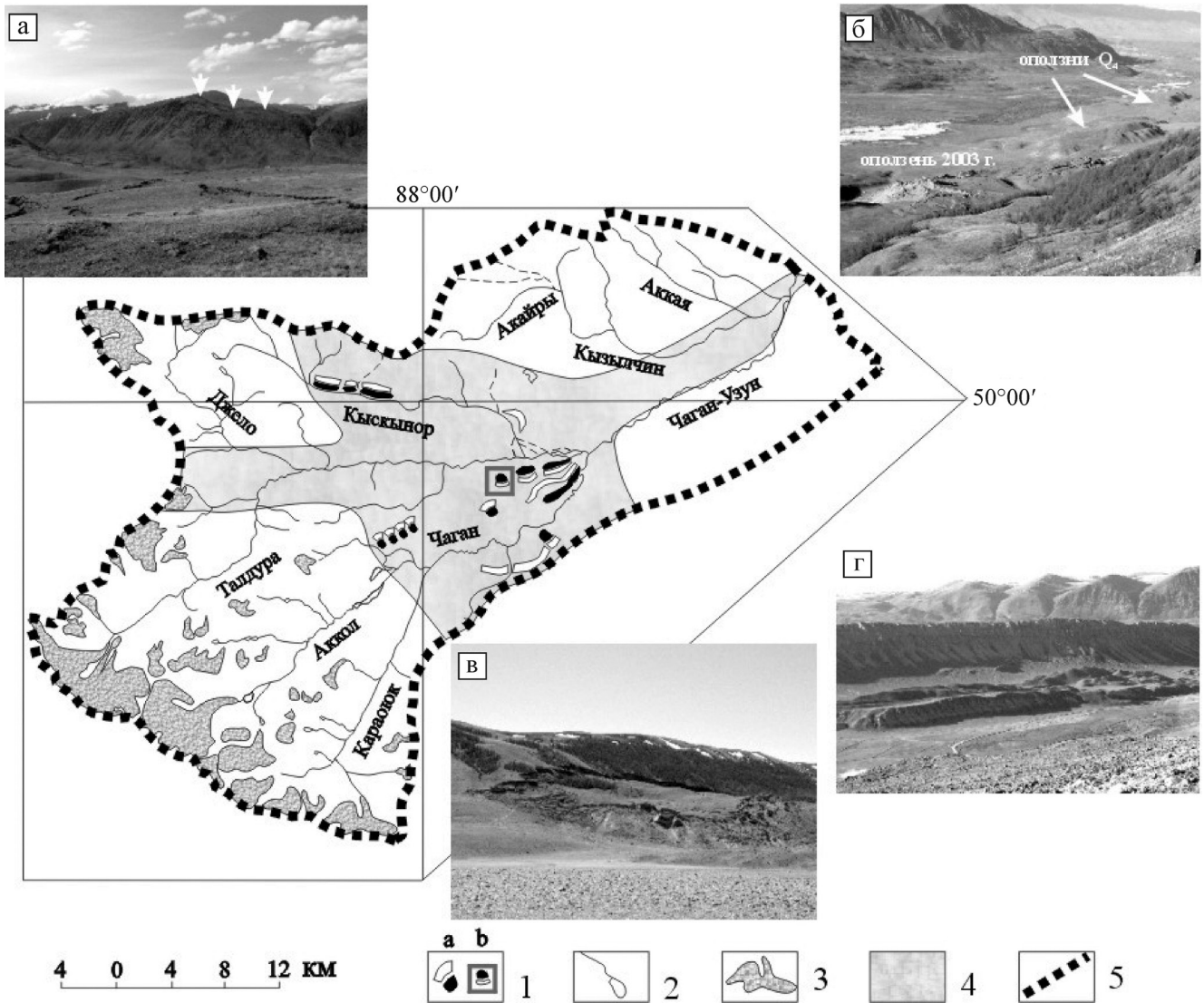


Рис. 3. Максимальные сейсмогравитационные палеодислокации, расположенные на территории бассейна р. Чаган-Узун (фото А.Р. Агатовой).

а – осывы у подножия левого склона долины р. Кыскынов (стрелками показан сейсмогенный сбросовый уступ высотой 20 м, протягивающийся вдоль бровки склона; на переднем плане – сейсморазрывы в урочище Узюк, возникшие в результате Чуйского землетрясения 2003 г.); б – современный и палеосейсмооползни на правом склоне долины р. Талдура; в – максимальный оползень, возникший в результате Чуйского землетрясения 2003 г.; г – сейсмооползни на левом склоне долины р. Чаган. На карте: 1 – обвалы, оползни и осывы, стенки их отрыва (а), максимальный оползень, возникший в результате Чуйского землетрясения 2003 г. (б); 2 – реки; 3 – ледники; 4 – область максимального воздействия сейсмоиндуцированных склоновых процессов (границы хребтов и зона перехода хребтов к межгорной впадине); 5 – граница бассейна.

на основе данных о сейсмогравитационных деформациях, вызванных Нортриджским землетрясением 1994 г. с $M = 6.7$, максимальное возможное значение скорости сейсмогравитационной денудации составило $\dot{h} = 1 \cdot 10^{-4}$ м/год [44]. Методика этих вычислений аналогична той, которую мы применили для оценки скорости сейсмогравитационной денудации рельефа в бассейне Кынгарги, за исключением того, что все расчеты проводились для территории площадью 1 тыс. км², на которую приходился основной объем сейсмогравитационных деформаций. В работе [41] проводится оценка скорости сейсмогравита-

ционной денудации рельефа Южной Калифорнии с использованием данных об исторических землетрясениях и корреляционной зависимости общего объема смещенного склонового субстрата от магнитуды землетрясения – $\dot{h} = (4-8) \cdot 10^{-5}$ м/год. И, наконец, используя распределение Гутенберга-Рихтера и оценки значений коэффициентов этого распределения [52], а также функцию статистического распределения сейсмооползней, для более значительной по площади территории этого же региона в [44] приводится расчет скорости сейсмогравитационной денудации $\dot{h} = (2-20) \cdot 10^{-5}$ м/год.

Сейсмоактивные районы с влажным климатом представлены в данной выборке северным тропическим побережьем Папуа – Новая Гвинея, для которого скорость сейсмогравитационной денудации составила $\dot{h} = (5-7) \cdot 10^{-4}$ м/год [47]. На порядок большая скорость в условиях гумидного климата объясняется увлажненным состоянием субстрата в момент воздействия сильных землетрясений.

Все приведенные значения скорости сейсмогравитационной денудации рельефа высокогорий позволяют лишь предполагать влияние геодинамических обстановок (сжатия, растяжения и т.д.), типов морфоструктур и механизмов их формирования. Также недостаточно пока данных для численного выражения влияния на скорость этого процесса таких факторов, как геологическое строение, плотность сети сейсмогенерирующих разломов и т.д. В своих работах D.K. Keefter [39, 41, 42], отмечая важность всех перечисленных факторов, тем не менее, на основе имеющегося статистического материала, в качестве ведущего фактора возникновения сейсмоопасней выделяет именно силу землетрясения – его магнитуду. Магнитуда землетрясения как мера высвобожденной при толчке энергии сейсмических волн наилучшим образом подходит для этих целей. Эта величина, являясь *инструментально определяемой*, не зависит от мнения экспертов. Наличие нескольких магнитудных шкал в этой связи не является противоречием. В их основе лежит исходная идея Ч. Рихтера о наличии эмпирической количественной связи между силой землетрясения, расстоянием от очага до сейсмографа и максимальной амплитудой колебания, зарегистрированной этим сейсмографом. Несмотря на то, что в различных шкалах при расчете магнитуды используются записи разных частотных составляющих спектра колебаний, характеризующих собой различные физические стороны сейсмического процесса (локальная магнитуда, магнитуды, определяемые по объемным и по поверхностным волнам, моментная магнитуда), имеется удовлетворительная сходимость получаемых результатов в широком диапазоне значений [36, 55].

Интенсивность сотрясения земной поверхности, определяемая по разным шкалам в баллах, наоборот, не может быть использована при расчете корреляционных зависимостей и численной оценке сейсмогенных изменений рельефа. Она характеризует степень фактических разрушений в различных точках зоны воздействия землетрясения и, основываясь на описательных критериях, является *экспертной* оценкой.

Проведенные в данной работе расчеты позволили не только сравнить абсолютные значения скорости сейсмогравитационной денудации рельефа Алтая и других сейсмоактивных районов мира, но и оценить вклад сейсмоиндуцированных склоновых процессов в общее снижение поверхности Юго-Восточного Алтая в голоцене. Так, интенсив-

ное новейшее горообразование на Алтае, связываемое с Индо-Евразийской коллизией, происходит в течение последних 3 млн. лет. Оценка средней скорости денудации рельефа Юго-Восточного Алтая за это время по результатам трекового датирования апатитов из приосевой части Курайского хребта составила $\approx 3 \cdot 10^{-4}$ м/год [9, 28]. Рассчитанная нами скорость денудации рельефа под воздействием ледниковых, флювиальных и сейсмоиндуцированных склоновых процессов в голоцене не ниже среднего значения скорости денудации за последние 3 млн. лет [5]. Следовательно, принимая значение $3 \cdot 10^{-4}$ м/год как минимальное значение скорости снижения поверхности Юго-Восточного Алтая в голоцене, вклад сейсмоиндуцированных склоновых процессов в общую денудацию может составлять до 10% (отношение скорости сейсмогравитационной денудации $3 \cdot 10^{-5}$ м/год, рассчитанной в данной работе, к общей денудации).

Высокая скорость денудации в голоцене связана с продолжающимся активным поднятием Юго-Восточного Алтая и ростом хребтов в этот период, что, несмотря на аридный климат, вызывало неоднократное развитие оледенения в голоцене. О росте хребтов за счет поднятия прилегающих частей межгорных впадин свидетельствуют и современные эрозионные врезы в долинах, а на сопутствующее этому процессу относительное перемещение отдельных блоков в структуре хребтов указывают вертикальные смещения до 50–100 м по сместителям, секущим плейстоценовые кары, цирки и трои [1].

Следует отметить, что оценка средней скорости денудации Юго-Восточного Алтая за последние 3 млн. лет согласуется со скоростями современного снижения горных систем Евразии, приведенных в [16] и рассчитанных по стоку взвешенных наносов рек [11, 25, 54]. Она составляет для Карпат – $1.1 \cdot 10^{-4}$ м/год, Альп – $2.6 \cdot 10^{-4}$ м/год, Западного Кавказа – $2.9 \cdot 10^{-4}$ м/год, Восточного Кавказа – $4.5 \cdot 10^{-4}$ м/год и для Гималаев – $7.1 \cdot 10^{-4}$ м/год. При этом средняя скорость снижения рельефа высокогорий под воздействием всего комплекса экзогенных процессов, определенная на основе общемировых данных, близка к значению $5 \cdot 10^{-4}$ м/год [55].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Смещение склонового субстрата, сопровождающее сильные землетрясения, не только представляет опасность для жизни людей и их хозяйственной деятельности, но и приводит к значительной денудации земной поверхности. За счет увеличения объема выборочной совокупности уточнены значения коэффициентов линейной регрессии, описывающей зависимость общего объема смещенного склонового материала от магнитуды землетрясения. На примере Тункинского землетря-

сения 1995 г. ($M = 5.9$) показан незначительный вклад в денудацию рельефа сейсмических толчков умеренной силы.

Скорость сейсмогравитационной денудации рельефа бассейна реки Чаган-Узун, одного из ключевых районов для оценки сейсмичности Юго-Восточного Алтая в голоцене, рассчитанная с помощью уточненной в данной работе зависимости, составила $2 \cdot 10^{-5}$ м/год. Сравнение этой скорости со средней за последние 3 млн. лет скоростью общей денудации рельефа, полученной по результатам трекового датирования апатитов Курайского хребта, показывает, что вклад сейсмоиндуцированных склоновых процессов в общее снижение поверхности Юго-Восточного Алтая достигает 10%.

Имеющиеся численные оценки подтверждают тезис, что сейсмогравитационная денудация рельефа конкретных горных районов в большей степени определяется магнитудой землетрясений и господствующим климатом. Именно поэтому оценки сейсмогенных изменений рельефа Юго-Восточного Алтая – горного района, расположенного в центре Евразии, близки к значениям скорости сейсмогравитационной денудации Южной Калифорнии, несмотря на различия, свойственные этим столь удаленным друг от друга районам Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агатова А.Р.* Оледенения и активная тектоника: их взаимосвязь на территории Юго-Восточного Алтая // Известия РГО. 2003. Т. 135, Вып. 5. С. 16–22.
2. *Агатова А.Р.* Геоморфологическое картирование бассейна реки Чаган-Узун – ключ к реконструкции истории оледенений Юго-Восточного Алтая // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 6. С. 101–112.
3. *Агатова А.Р., Ненон Р.К.* Оценка вклада афтершокового процесса сильных землетрясений в сейсмогравитационную денудацию (на примере Чуйского землетрясения 2003 года) // Геоморфология. 2009. № 4. С. 53–63.
4. *Агатова А.Р., Ненон Р.К.* Расчет объема сейсмооползней, вызванных главным сейсмическим толчком и его афтершоками (на примере Юго-Восточного Алтая) // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: мат-лы совещ. Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 7–11.
5. *Агатова А.Р., Ненон Р.К.* Скорости основных экзогенных рельефообразующих процессов, действующих на территории Юго-Восточного Алтая в голоцене (сравнение численных оценок и данных трекового датирования апатитов) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: мат-лы XLI Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 8–12.
6. *Агатова А.Р., Ненон Р.К., Высоцкий Е.М.* Сейсмогравитационные палеодислокации в долине реки Чаган (Юго-Восточный Алтай) // Геоморфология. 2006. № 4. С. 53–62.
7. *Агафонов Б.П.* Тектонически раздробленные склоны в зонах активных разломов – чувкие индикаторы умеренных сейсмических воздействий // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 61–71.
8. *Аксарин А.В.* Чуйский буроугольный бассейн в Юго-Восточном Алтае // Вестник Зап.-Сиб. геол. упр. 1938. Вып. 4. С. 41–69.
9. *Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И.* Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 9. С. 862–870.
10. *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 244 с.
11. *Дедков А.П., Мозжерин В.И.* Эрозия и сток наносов на Земле. Казань: Изд-во КГУ, 1984. 264 с.
12. *Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В.* Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8, № 1. С. 49–64.
13. *Курушин Р.А., Демьянович М.Г., Кочетков В.М.* Макросейсмические последствия Оймяконского землетрясения // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ, 1976. С. 50–60.
14. *Лузгин Б.Н., Русанов Г.Г.* Особенности формирования неогеновых отложений юго-востока Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. Т. 33, № 4. С. 23–29.
15. *Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А.* Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. Геология и геоморфология складчатых областей Сибири и Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 79–91.
16. *Мамина Л.Р.* О соотношении скоростей современной денудации и тектонических поднятий эпигеосинклинальных гор Евразии // Геоморфология. 2005. № 3. С. 98–101.
17. *Мишарина Л.А., Пшеничников К.В., Фомина Е.В.* Сейсмичность. Инструментальные исследования. // Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. С. 127–145.
18. *Ненон Р.К., Агатова А.Р.* Влияние афтершокового процесса на скорость сейсмогравитационной денудации (На примере Чуйского землетрясения 2003 г.) // Докл. АН. 2008. Т. 423, № 3. С. 367–369.
19. *Ненон Р.К., Агатова А.Р.* Первый опыт использования оползневых сейсмодеформаций для оценки магнитуд палеоземлетрясений на территории Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 188–199.
20. *Ненон Р.К., Агатова А.Р.* Сейсмогравитационные дислокации: новые возможности для палеосейсмогеологических и морфогеодинимических исследований // Литосфера. 2008. № 1. С. 65–76.
21. *Ненон Р.К., Агатова А.Р., Квасов Г.А.* Численная оценка скорости сейсмогравитационной денудации рельефа высокогорий на примере Юго-Восточного Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 2. С. 22–24.

22. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: ГЕО, 2004. 313 с.
23. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения // Геотектоника. 2007. № 2. С. 3–22.
24. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
25. Adams J. Contemporary uplift and erosion of the Southern Alps, New Zealand // Geol. Soc. Amer. Bul. 1980. V. 91(2). P. 1–114.
26. Bednarchuk T., Madesku M. Erosion processes in small Carpatian watersheds // Erosion and sediment yield: global and regional perspectives. IANS publication. 1996. № 236. P. 399–404.
27. Bonilla M.G. Landslides in the San Francisco South Quadrangle, California // U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 1960. P. 44.
28. De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 188–204.
29. Evans S.G., De Graff J.V. Catastrophic landslides: effects, occurrence, and mechanisms. Geol. Soc. Amer. 2002. 411 p.
30. Garwood N.C., Janos D.P., Brokaw N. Earthquake caused landslides: a major disturbance to tropical forests // Science. 1979. V. 205. P. 997–999.
31. Guidebook for Trans-TOHOKU Field Trip on landslides. International Conference on Management of Landslide Hazard in Asia-Pacific Region. Tohoku Gakuin University. Sendai, Japan. 2008.
32. Harp E.L., Jibson R.W. Landslides triggered by the 1994 Northridge, California, Earthquakes // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1996. V. 86(1B). P. S319–S332.
33. Harp E.L., Keefer D.K. Landslides triggered by the earthquake // The Coalinga, California, Earthquake of May 2, 1983. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1487. 1990. 32 p.
34. Harp E.L., Tanaka K., Sarmiento J., Keefer D.K. Landslides from the May 25–27, 1980, Mammoth Lakes, California, earthquake sequence // U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser. Map 1–1612. 1984.
35. Harp E.L., Wilson R.C., Wiczorek G.F. Landslides from the February 4, 1976, Guatemala Earthquake // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1204-A. 1981. P. 25–34.
36. Hovius N., Stark C.P., Allen P.A. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping // Geology. 1997. V. 25. P. 801–804.
37. Kanamori H. Magnitude scale and quantification of earthquakes // Tectonophysics. 1983. V. 93. P. 185–199.
38. Kashiwaya K., Tsuya Y., Okimura T. Earthquake-related geomorphic environment and pond sediment information // Earth Surface Processes and Landforms. 2004. V. 29. P. 785–793.
39. Keefer D.K. Landslides caused by earthquakes // Geol. Soc. Amer. Bul. 1984. V. 95. P. 406–421.
40. Keefer D.K. The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989 // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1551-C. 1989. 185 p.
41. Keefer D.K. The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions // Geomorphology. 1994. V. 10. P. 265–284.
42. Keefer D.K. Investigating landslides caused by earthquakes – a historical review // Surveys in Geophysics. 2002. V. 23. P. 473–510.
43. Keefer D.K., Wilson R.C. Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semi-arid environments // Landslides in Semi-Arid Environments with Emphasis on Inland Valleys of Southern California. Inland Geological Society of Southern California Publications, Riverside, CA, 1989. V. 2 (1). P. 118–149.
44. Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach P. Landslides, earthquakes and erosion // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 229. P. 45–59.
45. Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach P. Landslides inventories and their statistical properties // Earth Surface Processes and Landforms. 2004. V. 29. P. 687–711.
46. Mathur L.P. Assam earthquake of 15th Aug., 1950 – a short note on factual observations // Compilation of Papers on the Assam Earthquake of August 15, 1950. National Geophysical Research Institute. Hyderabad, India. 1953.
47. Pain C.F., Bowier J.M. Denudation following the November 1970 earthquake at Magang, Papua New Guinea // Geomorphology. 1973. V. 18. P. 92–104.
48. Plafker G., Ericksen G.E., Fernfindez Concha J. Geological aspects of the May 31, 1970, Peru earthquake // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1971. V. 61. P. 543–587.
49. Rymer M.J. The San Salvador earthquake of October 10, 1986 – geologic aspects // Earthquake Spectra. 1987. V. 3. P. 435–463.
50. Simonett D.S. Landslide distribution and earthquakes in the Bewani and Torricelli Mountains, New Guinea – a statistical analysis // Landform Studies from Australia and New Guinea. Cambridge Univ. Press. Cambridge, 1967. P. 64–85.
51. Tibaldi A., Ferrari L., Pasquare G. Landslides triggered by earthquakes and their relations with faults and mountain slope geometry: an example from Ecuador // Geomorphology. 1995. V. 11. P. 215–226.
52. Turcotte D.L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. 2nd ed. Cambridge University Press. Cambridge, 1997. 398 p.
53. US Geological Survey, http://earthquake.usgs.gov/regional/states/events/1989_10_18.php
54. Weiss F.N. Sediment monitoring, long term loads balances and management strategies in southern Bavaria // Erosion and sediment yield: global and regional perspectives. IANS publication. 1996. V. 236. P. 575–586.
55. Wells D., Coppersmith K. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1994. V. 48 (4). P. 974–1002.
56. Young A. Present rate of land erosion // Nature. 1969. V. 224. P. 851–852.

Рецензент В.В. Филатов

Numerical evaluation of erosion due to seismically triggered landslides by the example of South-Eastern Altai

R. K. Nepop, A. R. Agatova

Institute of geology and mineralogy Siberian Branch of RAS

For the first time calculation of the Holocene erosion rate due to seismically induced landslides for the most seismically active south-eastern part of Russian Altai is presented in this paper. Due to broadening the data set up to 17-th earthquake the coefficients of linear regression which describe the correlation between the earthquake magnitude and the total volume of triggered landslides are defined more precisely. Contribution of moderate earthquakes to the topography changes is analyzed by the example of the 1995 Tunka earthquake ($M = 5.9$). Obtained results as well as data from other active regions argue that main factors which control erosion due to seismically triggered landslides are earthquake magnitude and climate.

Key words: *seismicity, seismically triggered landslides, erosion, Holocene, Altai.*