

УДК 551.435.62+550.394

Захаров В.С., Симонов Д.А., Коптев А.И.

Геологический факультет МГУ

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМОГЕННЫХ ОПОЛЗНЕВЫХ СМЕЩЕНИЙ

Проводится компьютерное моделирование оползневых процессов, вызванных землетрясениями. Применяется модель сейсмогенных смещений оползневых тел на основании подхода Ньюмарка. Моделируется пространственное распределение потенциальных косейсмических смещений на склонах для землетрясений разной магнитуды, эпицентрального расстояния и глубины для тестовых районов С.Кавказа и Горного Алтая.

Введение

Одним из основных «спусковых крючков» при образовании оползней являются землетрясения. Для крупных блок-оползней часто применяется достаточно простая по постановке модель, которая, однако, позволяет неплохо проанализировать устойчивость такого рода оползней, а также построить модель динамики развития оползневого процесса. Основой для построения подобной модели служит схема, где оползневое тело рассматривается в виде жесткого блока на наклонном основании, имеющем угол наклона α . Движущей силой в данном случае служит проекция силы тяжести на поверхность склона, а также сила, связанная с сейсмическим воздействием.

Целью данной работы является моделирование сейсмогенных смещений оползневых тел на основании подхода Ньюмарка.

Динамическая модель сейсмогенных смещений оползневых тел при землетрясениях разной магнитуды

При статическом анализе устойчивости в качестве критерия образования оползня рассматривается критическое значение фактора устойчивости FS , являющееся отношением силы, удерживающей массу на склоне, к сдвигающей силе. В простейшем случае параллельного скольжения вдоль склона с постоянным наклоном [Ingles et al., 2006] выражение для статического параметра безопасности FS имеет вид:

$$FS = \frac{c'}{\gamma z \cos \alpha \sin \alpha} + \left(1 - m \frac{\gamma_w}{\gamma}\right) \frac{\text{tg} \phi}{\text{tg} \alpha}, \quad (1)$$

где c' – эффективное сцепление, z – толщина слоя, γ – удельный вес пород, γ_w – удельный вес воды, ϕ – угол внутреннего трения. Блок находится в устойчивом состоянии, если $FS > 1$, и в неустойчивом, если $FS < 1$.

Динамическая модель устойчивости склона основана на модели Ньюмарка [Newmark, 1965]. Так как сейсмические воздействия очень кратковременны, нарушение условия статического равновесия является необходимым, но не достаточным условием возникновения реальной неустойчивости склона и образования оползней. Ускорения, связанные с сейсмическим воздействием (нормальное a_n , и касательное a_t), действуют в течение очень непродолжительного времени и деформация склона, вызванная ими, недостаточна для ее разрушения и образования лавины. Согласно подходу Ньюмарка предполагается, что оползень не сформируется, пока не появится некоторая внутренняя деформация толщи, превышающая критическую величину. Деформации вдоль склона возникают, когда ускорение, вызванное внешней нагрузкой (в данном случае – сейсмическим воздействием), превышает величину критического ускорения, рассчитанную исходя из условия статического равновесия. Промежуток времени, в течение которого эта деформация накопится и достигнет критической величины, зависит от величины и продолжительности внешней нагрузки (сейсмического воздействия).

Такие деформации рассчитываются с использованием подхода, разработанного Ньюмарком [Newmark, 1965] и затем примененного Джибсоном [Jibson, 1993] для предсказания деформаций при оползнях, вызванных землетрясениями. При этом соскальзывающую по склону массу Ньюмарк рассматривает как твердый блок. Блок имеет определенное *критическое ускорение* a_c , которое является пороговым и превышение которого приводит к началу соскальзывания блока. Подобный подход описан в [Wilson, Keefner, 1983; Jibson, Keefner, 1993; Pradel et al., 2005].

Деформации пласта, направленные вдоль склона, возникают в моменты, когда ускорение соскальзывающей части массы a_s , вызванное сейсмичностью, превышает критическую величину ускорения a_c :

На основании модели устойчивости склонов можно рассчитать критическое горизонтальное ускорение a_c , [Graham, 1984]:

$$a_c = \frac{c' / \cos^2 \alpha + (\gamma - m\gamma_w) z \operatorname{tg} \phi - \gamma z \operatorname{tg} \alpha}{\gamma z + \gamma z \operatorname{tg} \alpha \operatorname{tg} \phi}, \quad (2)$$

где c' – эффективное сцепление (кПа); α – угол наклона, γ – удельный вес породы (кН/м³); γ_w – удельный вес воды (кН/м³); m – коэффициент обводнения, получаемый как

отношение глубины водного горизонта к глубине поверхности скольжения, ϕ – угол внутреннего трения, z – глубина поверхности скольжения.

Ускорения ниже этой величины не приводят к деформации блока. Интегрируя по времени ускорения блока относительно подложки (рис. 1А), получаем зависимость скорости смещения от времени (рис. 1В). Второе интегрирование приводит к получению смещения как функции времени (рис. 1С).

С помощью модели Ньюмарка рассчитывается накопленное (кумулятивное) смещение оползневой блока D_N относительно подстилающей поверхности и сравнивается с некоторой величиной D_{cr} , которая является критерием образования оползня.

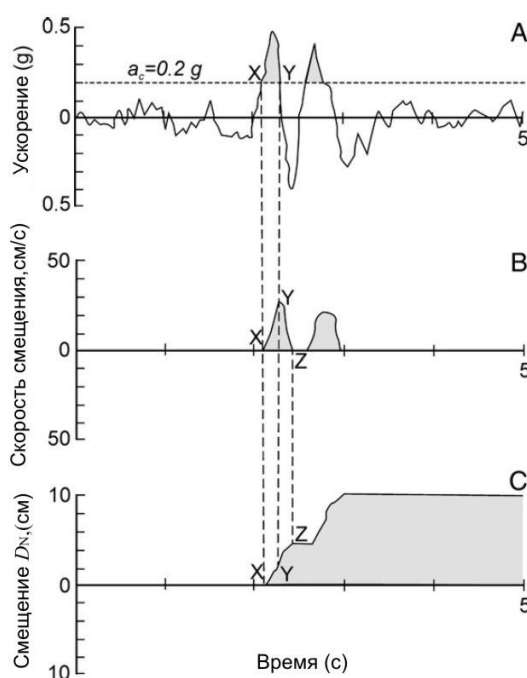


Рисунок 1. Иллюстрация метода Ньюмарка определения накопленного (кумулятивного) косейсмического смещения оползневой блока. А - зависимость ускорения от землетрясения от времени с критическим ускорением (штриховая линия) 0.2 g. В - скорость оползня в зависимости от времени. С - смещение оползня в зависимости от времени.

Чем меньше a_c , тем больше частота и продолжительность времени, когда происходит смещение блока вдоль склона, следовательно, увеличивается общая величина смещения. Величина смещения вниз по склону также зависит от продолжительности сейсмического воздействия на подстилающую поверхность, его интенсивности и амплитуды. Так как продолжительность и интенсивность сейсмического воздействия увеличивается с увеличением магнитуды землетрясений, деформация имеет также тенденцию к увеличению.

Таким образом, для расчета смещения Ньюмарка требуется знание величин параметров пород склона, угла наклона склона и ускорений сейсмических колебаний подстилающей поверхности.

Для динамической модели использовались записи временной развертки ускорения (акселерограммы), полученные на различных сейсмостанциях (Earthquake Strong Motion Data at NGDC, Internet-Site for European Strong-Motion Data), а также модельные акселерограммы. Пиковые значения ускорений пересчитывались на основании эмпирических соотношений, связывающих PGA , магнитуду землетрясения M , расстояние до эпицентра r и глубину очага h . При этом использовались как общие (средние) соотношения, так и региональные эмпирические соотношения.

Результаты макросейсмических обследований в виде зависимостей интенсивности $I(\Delta)$, где Δ – гипоцентрального расстояние, были пересчитаны в зависимости $PGA(\Delta)$ по эмпирической формуле [Trifunac, Brady, 1975]:

$$\lg PGA = A I + B \quad (3)$$

где PGA (peak ground acceleration) – максимальное ускорение колебаний грунта в пункте наблюдения в горизонтальной плоскости, A и B - коэффициенты. PGA обычно выражается в долях g (или в m/c^2).

Недостатком преобразования интенсивности в PGA обобщенным соотношением (3) являются большие неопределенности. Более детальные исследования такой зависимости ведут к многомерным зависимостям вида, т.к. магнитуда, гипоцентрального расстояние и локальные условия сильно влияют на уровень пиковых колебаний грунта при данной интенсивности. Тем не менее, вследствие недостатка акселерометрических записей землетрясений мы используем этот подход.

Хотя PGA и не характеризует полностью колебания грунта, являясь отдельным фактором, не включающим частоту, количество циклов, продолжительность колебаний, пиковые ускорения грунта широко используются во всем мире в качестве основного критерия. Макросейсмические интенсивности также остаются удобным параметром для оценки ущерба от землетрясений. В данной работе мы придерживаемся стандартного вероятностного подхода к оценке сейсмической опасности, предполагающего использование соотношений для затухания пиковых ускорений грунта.

Закон, выражающий зависимость интенсивности колебаний от энергии землетрясения и гипоцентрального расстояния, может быть получен из формулы плотности сейсмической энергии [Ризниченко, 1975, Сейсмичность и сейсмическое

районирование..., 1993] и с учётом (3) в общем виде выглядит так [Jouner, Boore, 1979, 1988, Boore et al., 1993, Штейнберг и др., 1993]:

$$\lg PGA = a M + b \lg r + c r + d, \quad (4)$$

где a , b , c , d – коэффициенты (могут варьироваться в зависимости от региона и др. условий), M – магнитуда (обычно моментная магнитуда M_w), $r = (\Delta^2 + h^2)^{1/2}$ – гипоцентральное расстояние до очага (в км), Δ – эпицентральное расстояние (км), h – глубина очага (км).

Средние (общемировые) параметры для максимальной горизонтальной компоненты в зависимости (4) представлены в [Boore et al., 1993, Штейнберг и др., 1993]: $a = 0.23$, $b = -1$, $c = -0.0026$ и $d = -0.89$. Соотношение (4) в этом случае имеет вид:

$$\lg PGA = 0.23 M - \lg r - 0.0023 r - 0.89, \quad (5)$$

Для *Алтае-Саянского* региона путём осреднения фактического материала методом наименьших квадратов получены следующие значения коэффициентов [Еманов и др., 2006]: $a = 0.247$, $b = -0.9$, $c = -0.0001$ и $d = -1.19$. Соотношение (4) в этом случае имеет вид:

$$\lg PGA = 0.247 M - 0.9 \lg r - 0.0001 r - 1.19, \quad (6)$$

PGA - в долях g . Среднее по региону значение глубины очага при расчёте PGA $h = 12$ км [Гайский, Жалковский, 1972].

Для *Кавказского* региона получены региональные соотношения, связывающие магнитуду, интенсивность и PGA. В работе [Уломов, 2005] приводятся соотношения (согласно шкале MSK-64), для выражения PGA - в долях g оно имеет вид:

$$\lg PGA = 0.301 I - 3.1 \quad (7)$$

Соотношение между I , M , r для Кавказа имеет вид [Заалишвили, Невская, 2004] для сильных землетрясений ($M > 5$):

$$I = 1.5M - 4.7 \lg r + 4.0 \quad (8)$$

Комбинация (7) и (8) дает соотношение:

$$\lg PGA = 0.452 M - 1.415 \lg r - 1.996. \quad (9)$$

Для *Камчатского* региона [Чернов, 1985, Гусев, Шумилина, 1999]

$$I = 1.5M - 2.63 \lg r - 0.0087 r + 2.5 \quad (10)$$

Комбинация (7) и (10) дает соотношение:

$$\lg PGA = 0.452 M - 0.79 \lg r - 0.0026 r - 2.35. \quad (11)$$

Результаты динамического моделирования косейсмических смещений на склонах при землетрясениях разной магнитуды

Величина смещения, вычисленного согласно подходу Ньюмарка, является количественным отражением влияния, которое оказывает сейсмическое сотрясение региона на устойчивость склонов.

Уровень допустимых значений долговременных суммарных смещений, который отмечает переход от устойчивого к неустойчивому поведению варьируется по разным авторам и исследованиям [Abramson et al., 2001]. Смещения до 100 см могут быть допустимыми для хорошо сконструированных плотин;

Для природных склонов обычно принимают, что при значениях смещения Ньюмарка меньше $D_s=10$ см, склон считается стабильным, при значениях более $D_u=30$ см – неустойчивым, опасным, для смещений в диапазоне между 10 и 30 см необходимо дополнительное исследование, решение должен принимать эксперт на основе оценки.

При моделировании исследовалось суммарное (накопленное) смещение D_N при сейсмическом воздействии. Величина этого смещения зависит от нескольких основных факторов:

- амплитуды, продолжительности, и частотной характеристики сейсмического воздействия;
- величины критического ускорения a_c , при превышении которого начинается смещение;

В свою очередь, амплитуда a_{max} сейсмического воздействия зависит от:

- магнитуды землетрясения-источника M ;
- расстояния до очага (эпицентрального расстояния) Δ ;
- глубины очага h ;
- местных характеристик пород.

Как сказано выше, в качестве оценки a_{max} используют PGA, пересчет которого зависит от *региональных особенностей*.

Указанные параметры являются ключевыми при данном моделировании, и проводится исследование их влияния на результаты.

Рассмотрим в качестве примера серию результатов моделирования, полученных при различных значениях параметра эпицентрального расстояния Δ . В качестве сейсмического воздействия взята *реальная* акселерограмма Рачинского землетрясения (29.04.1991, 09:12:48, $M_w=6.8$, 42.49 с.ш., 43.65 в.д., $h=5$ км). Данные получены из

Европейской дазы данных по сильным движениям (Internet-Site for European Strong-Motion Data. <http://www.isesd.cv.ic.ac.uk>). Запись сделана на станции Ахалкали (Akhalkalaki) на расстоянии 115 км от очага, продолжительность записи 47.1 с., из-за достаточно большой удаленности станции от очага амплитуда записи весьма невелика – 0.14 м/с^2 .

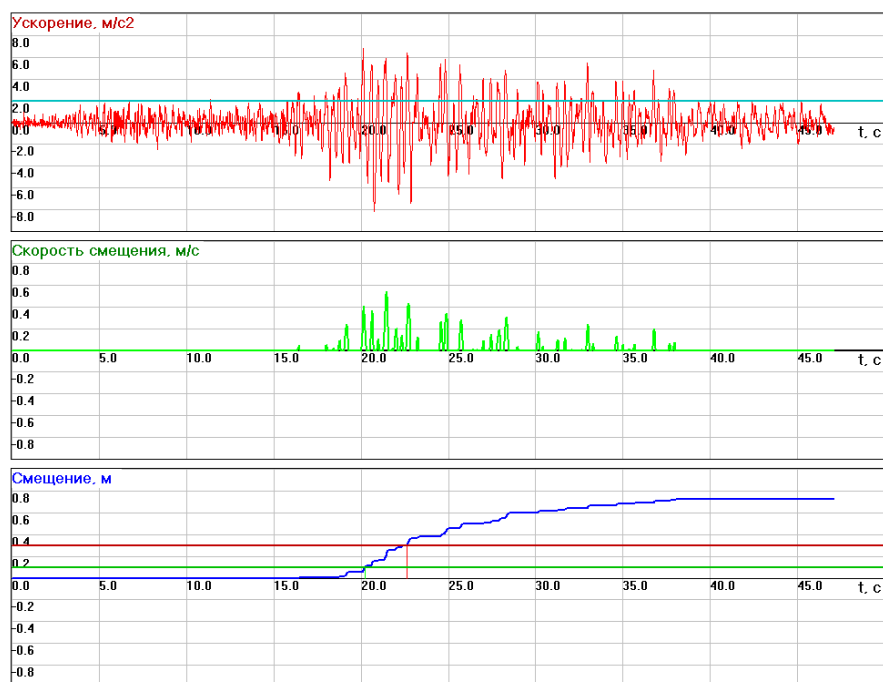


Рисунок 2. Результаты моделирования накопленного смещения D_N , ($M=8$, $h=10$ км, $\Delta = 15$).

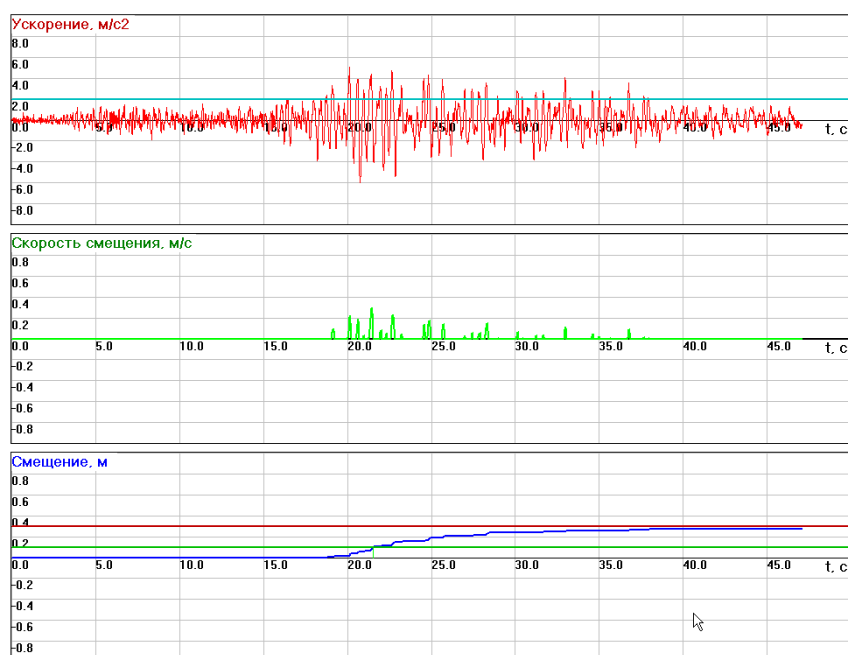


Рисунок 3. Результаты моделирования накопленного смещения D_N , ($M=8$, $h=10$ км, $\Delta = 20$).

Эта реальная акселерограмма пересчитывалась (корректировалась) в соответствии с модельными значениями параметров. Магнитуда *модельного* землетрясения-источника принималась равной $M=8$, глубина $h=10$ км. Для пересчета пиковых значений ускорения бралось соотношение (7) для Кавказского региона.

На рисунках 2-4 представлены результаты, полученные при значениях $\Delta = 15, 20, 30$ км. Безопасный уровень смещений $D_s=0.1$ м, опасный уровень $D_u = 0.3$ м.

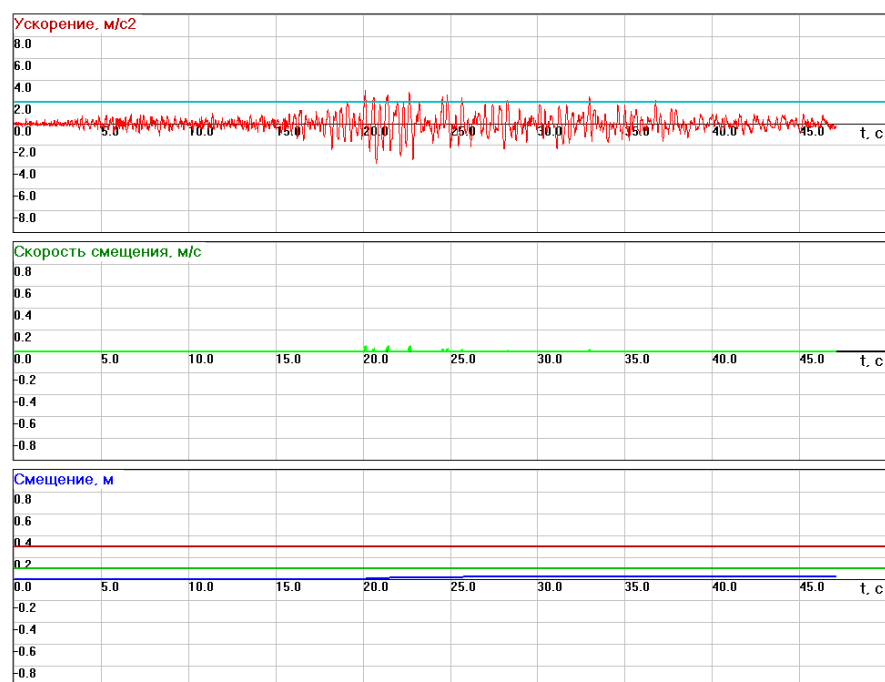


Рисунок 4. Результаты моделирования накопленного смещения D_N , ($M=8$, $h=10$ км, $\Delta = 30$).

Таблица 1.
Результаты моделирования накопленного смещения D_N , ($M=8$, $h=10$ км, $a_s = 2$ м/с², регион – Кавказ) при разных Δ .

Δ , км	D_N , м	t_s , с	t_u , с
5	3.86	16.7	19.2
10	1.81	19.1	20.6
15	0.72	22.2	22.6
20	0.27	21.5	-
30	0.02	-	-
50	0	-	-
70	0	-	-

Обобщение результатов представлено в таблице 1. В таблице, кроме рассчитанных величин, приводятся значения момента времени t_s , когда смещения превысят безопасный уровень D_s , и значения момента времени t_u , когда смещения превысят опасный уровень D_u . Жирным шрифтом выделены варианты моделирования, при которых получено

превышение *безопасного* уровня D_s , а серым фоном показаны варианты, при которых получено превышение *опасного* уровня D_u .

При анализе результатов следует учитывать, что, несмотря на то, что расчетные значения D_N для ряда экспериментов весьма значительны (более 3 м для $\Delta = 5$ км), это означает в данном случае, что, согласно принятой модели, при таком воздействии произойдет срыв оползневой тела через время, не превосходящее t_u . В данном случае для эпицентральных расстояний $\Delta = 5 - 15$ км полученные оценки t_u довольно близки: 19 – 22 с. Близка к опасному уровню смещений D_u , расчетная величина D_N , полученная для $\Delta = 20$ км, поэтому воздействие землетрясения с такими характеристиками также следует считать опасным.

Подобные серии численных экспериментов были проведены для выявления закономерностей влияния характеристик сейсмического воздействия (M , Δ , h) и региональных и локальных (a_c , D_s , D_u) особенностей на величину сейсмогенного смещения D_N , и, как следствие, опасность образования оползней.

Кроме того, проводилось аналогичное моделирование с использованием более коротких по продолжительности времени записей акселерограмм землетрясений (20 с). При их использовании выявлено, что продолжительность сейсмического воздействия играет, наряду с силой землетрясения и расстоянием до очага, большую роль в динамическом поведении склонов. Практически при всех экспериментах получено, что для накопления смещения, превышающего безопасный уровень D_s , необходимо время t_s , не меньше 15 с (обычно более 20 с), даже при небольших уровнях критического ускорения a_c .

Установлено также, что существенную роль при подобном динамическом моделировании играют региональные особенности, связывающие пиковые ускорения от землетрясения с магнитудой и расстоянием до очага. При значительных вариациях в параметрах соотношения (3.4) результаты определения итоговых сейсмогенных смещений D_N также заметно варьируются.

Моделирование пространственного распределения потенциальных косейсмических смещений на склонах для землетрясений разной магнитуды

Проведено моделирование пространственного распределения потенциальных косейсмических смещений на склонах для землетрясений разной магнитуды для двух регионов: тестового района Сочи, и для области развития оползневых процессов, связанных с землетрясением 2003 г. на Алтае.

Производилась оценка углов максимального наклона рельефа α рассматриваемой территории, критическое ускорение a_c , пиковое ускорение поверхности PGA (в долях g), а также смещения D_N (в см), вызванных землетрясениями разной магнитуды и удаленности.

Критическое ускорение a_c рассчитывалось по формуле (2). Использовались следующие значения параметров: $c'=1$, $\gamma=20$, $\gamma_w=10$, $m=0.1$, $\phi=20$, $z=10$.

Расчет параметра PGA производится по формуле [Carro et al., 2003]:

$$\lg(PGA) = 0.299 + 0.299(M - 6) - 1.052 \lg r + 0.112\Gamma \pm \sigma, \quad (12)$$

где M – магнитуда землетрясения, $\Gamma = 0$ для скальных пород и $\Gamma = 1$ для рыхлых пород, $\sigma = 0.249$, $r = (\Delta^2 + h^2)^{1/2}$ – гипоцентрально-эпицентрально расстояние до очага (в км), Δ – эпицентрально расстояние (в км), а h – глубина (в км).

Параметр D_N рассчитывается из соотношения [Jibson, 2007]:

$$\lg D_N = -2.710 + \log \left[\left(1 - \frac{a_c}{PGA} \right)^{2.335} \left(\frac{a_c}{PGA} \right)^{-1.478} \right] - 0.424M \pm 0.454, \quad (13)$$

где a_c – критическое ускорение.

Результаты моделирования косейсмических смещений на склонах для землетрясений разной магнитуды Сочи-Краснополянского района

Моделирование с помощью программы LSSD проводилось для Сочи-Краснополянского района (по долготе от 39.3° до 40.5° в.д., по широте от 43.3° до 44.0° с.ш.).

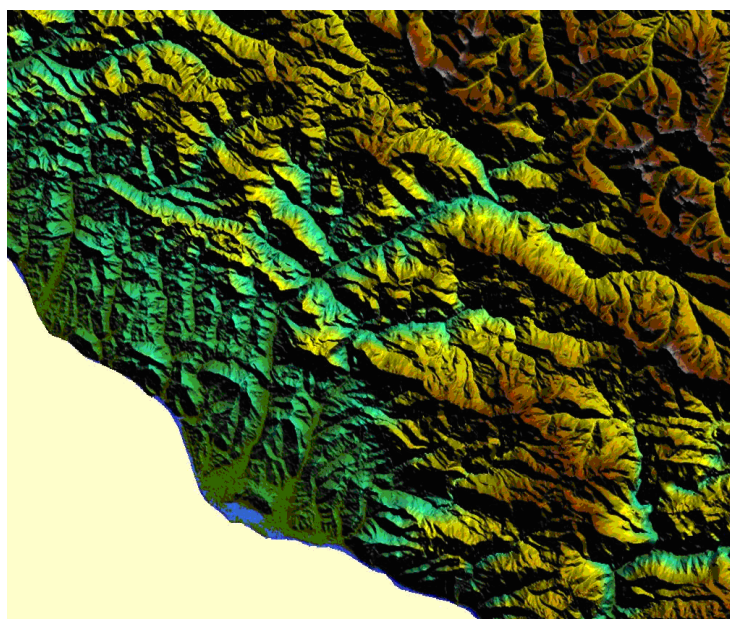


Рисунок 5. Объемная цифровая модель рельефа Сочи-Краснополянского района (материалы космической радарной съемки).

Для данного региона на основании данных по топографии (рис.5) произведены расчеты угла максимального наклона рельефа (рис.6), критического ускорения a_c по зависимости (2) (рис.7).

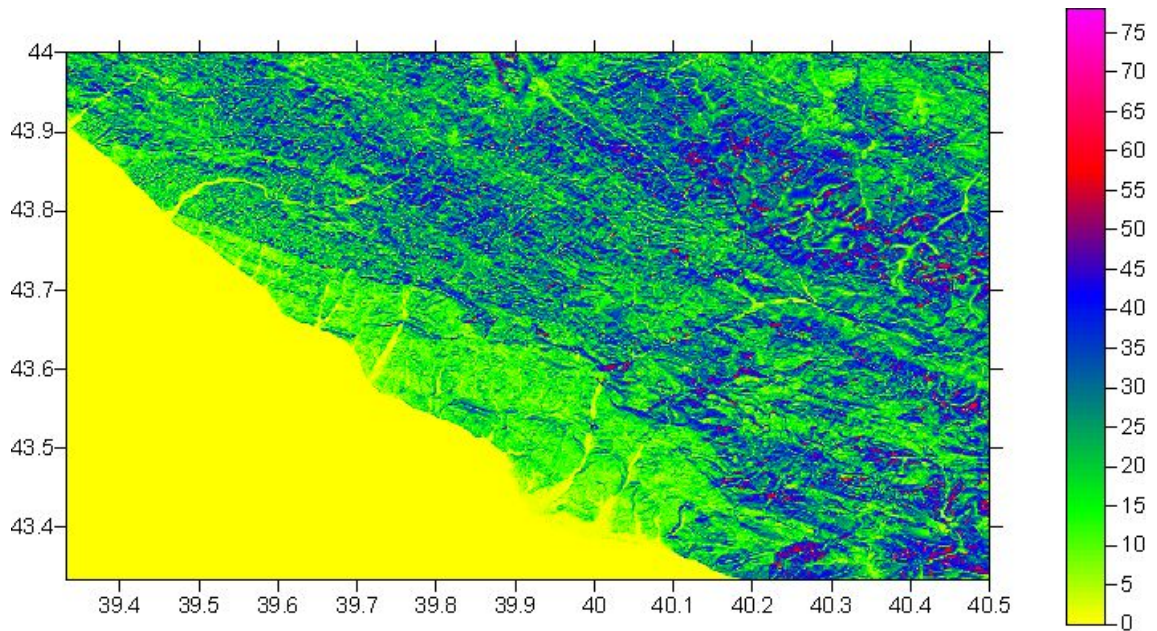


Рисунок 6. Расчетные значения максимального наклона рельефа, в градусах.

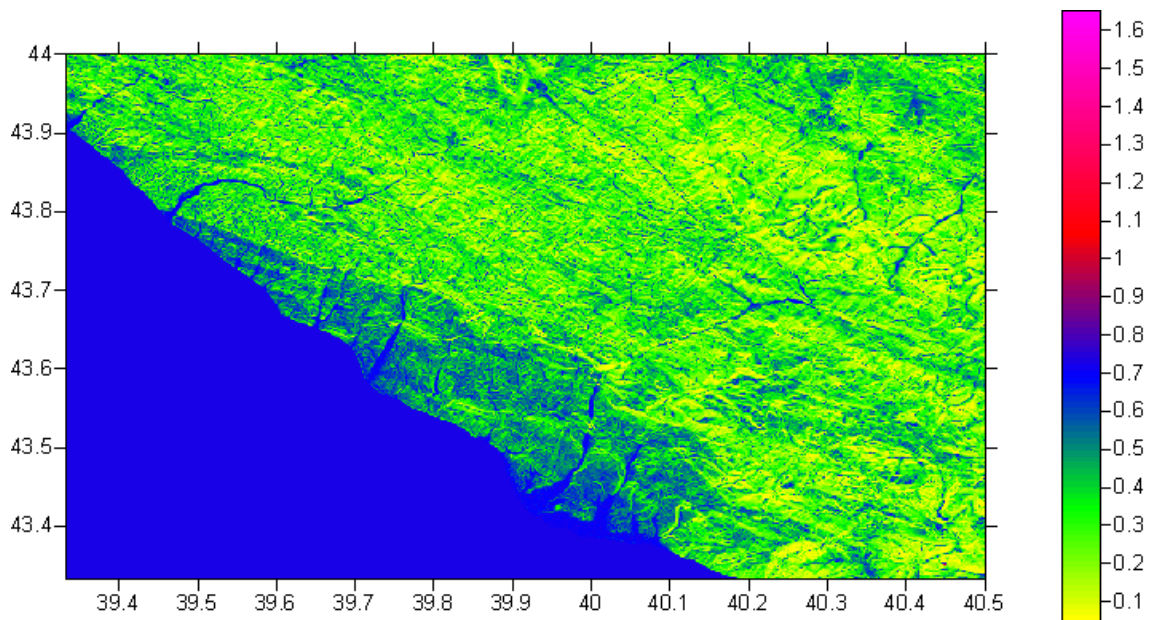


Рисунок 7. Расчетные значения критического ускорения a_c , в долях g.

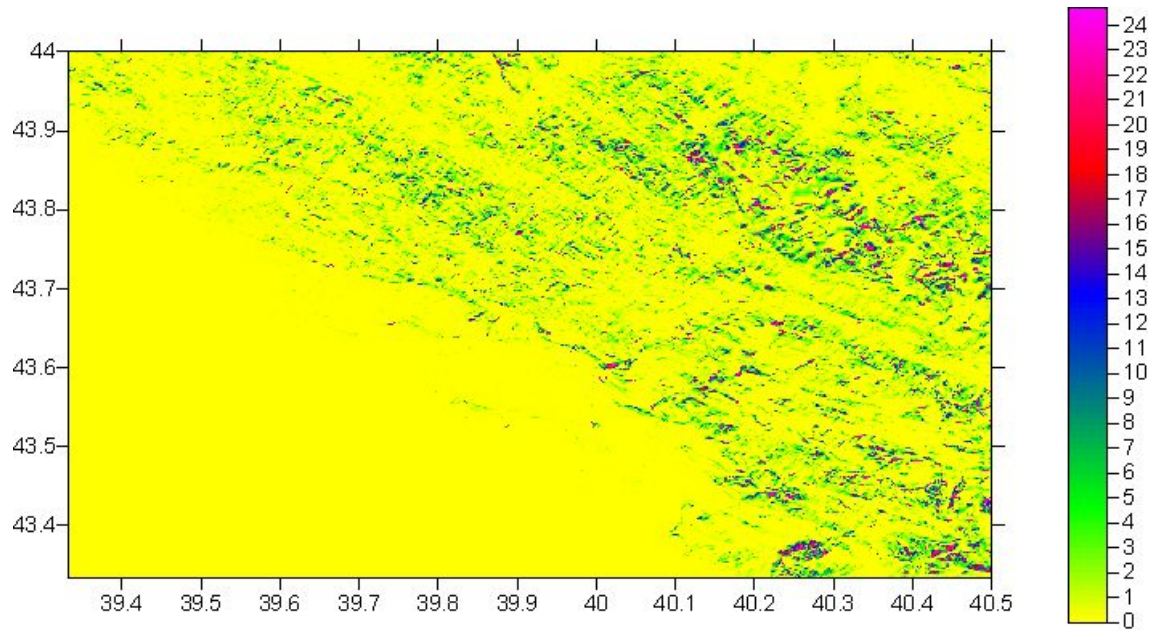


Рисунок 8. Расчетные значения суммарного смещения при постоянном эпицентральной расстоянии $\Delta = 10$ км магнитуде $M = 6.0$.

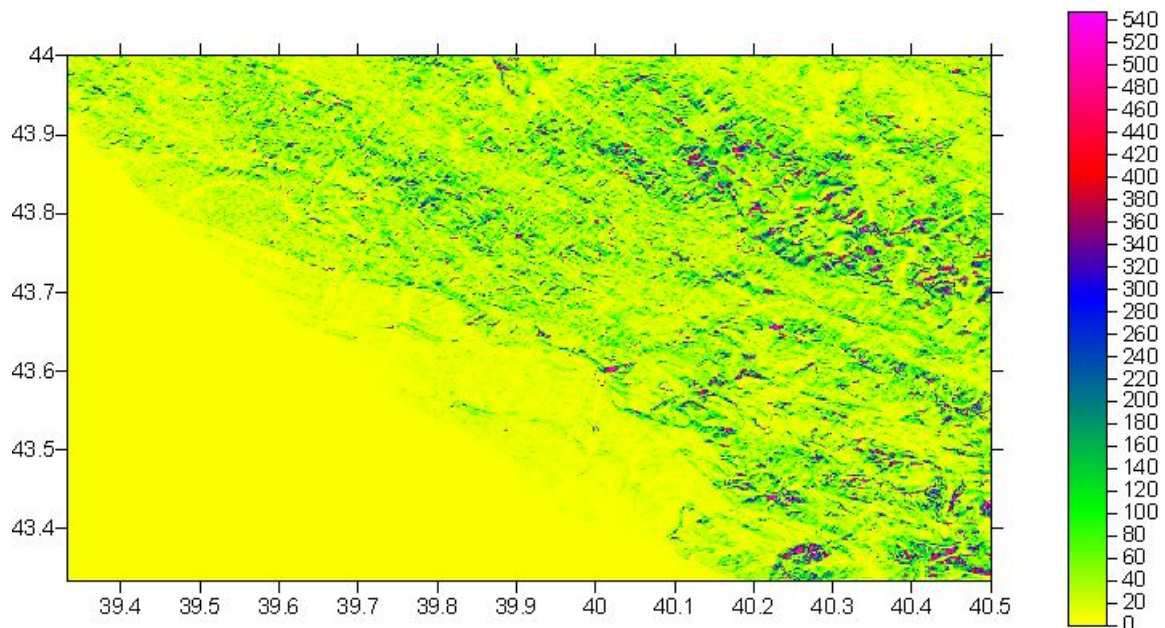


Рисунок 9. Расчетные значения суммарного смещения (см) при постоянном эпицентральной расстоянии $\Delta = 10$ км и магнитуде $M = 8.0$.

Для тестового региона получена серия карт для модельного смещения, рассчитанного по методу Ньюмарка. При этом варьировалось два параметра: магнитуда M и эпицентральное расстояние Δ . Для каждой точки рассматриваемой области рассчитывалось модельное D_N , при этом для каждого расчета в серии M и Δ считались

постоянными (рис. 8-11). Отметим, что цветовая шкала для каждого расчетного случая своя, поскольку использование единой шкалой в данном случае нецелесообразно вследствие большого разброса расчетных значений суммарного косейсмического смещения D_N .

На рисунках 8 и 9 показано модельное пространственное распределение для варианта $\Delta = 10$ км и $M = 6$ и $M = 8$. В этой серии видно, что на таком небольшом эпицентральной расстоянии даже относительно слабые землетрясения ($M = 6$) могут вызывать косейсмические смещения на грани безопасного уровня ($D_N \geq 10$ см). Для сильных землетрясений ($M = 8$) полученный результат показывает достаточно широкое распространение склонов, косейсмические смещения на которых превосходят опасный уровень ($D_N \geq 30$ см).

На рисунках 10 и 11 показано модельное пространственное распределение для варианта $\Delta = 50$ км и $M = 6$ и $M = 8$. Для этого эпицентрального расстояния при $M=6$ косейсмические смещения незначительны, опасные косейсмические смещения на склонах возникают для $M=8$ (D_N до 30 см).

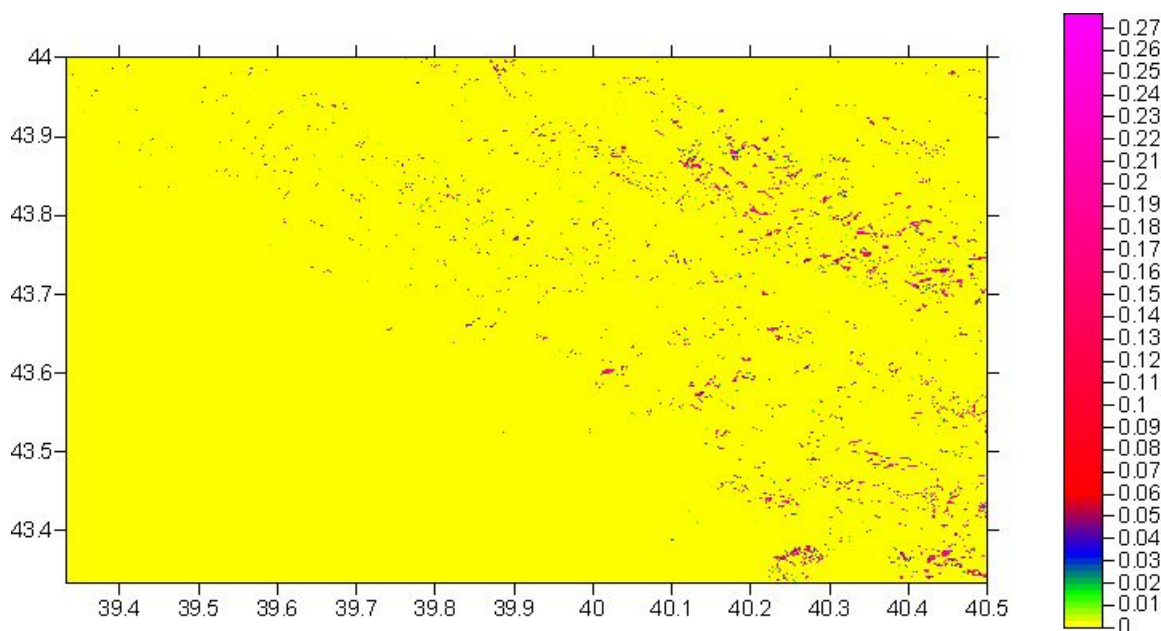


Рисунок 10. Расчетные значения суммарного смещения (см) при постоянном эпицентральной расстоянии $\Delta = 50$ км и магнитуде $M = 6.0$.

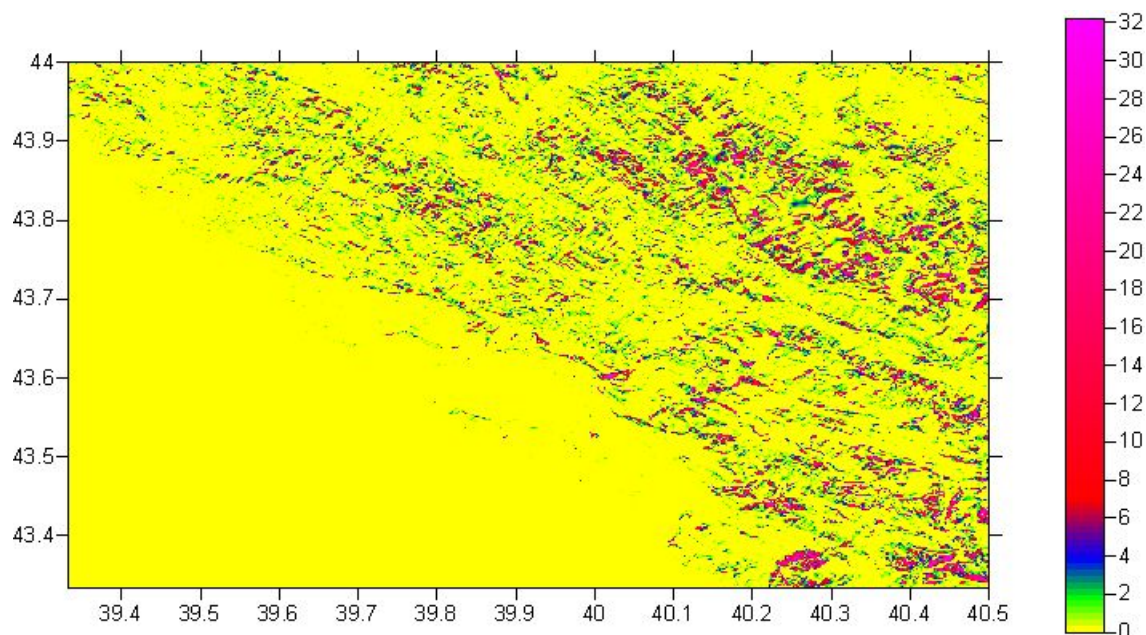


Рисунок 11. Расчетные значения суммарного смещения (см) при постоянном эпицентральной расстоянии $\Delta = 50$ км и магнитуде $M = 8.0$.

Результаты моделирования косейсмических смещений на склонах для района Алтайского землетрясения 2003 г.

В данном разделе представлены результаты моделирования распределения косейсмических смещений склонов региона, где произошло Алтайское (Чуйское) землетрясение (дата - 27.09.2003; время - 11.33; координаты – 50.038 с.ш., 87.813 в.д.; глубина очага – 16 км; M_w – 7.3; M_s – 7.5) [Rogozhin et al., 2003, Рогожин и др., 2007, 2008]. Рассматривается территория, ограниченная по долготе от 87.25° до 88.75° в.д. и по широте от 49.6° до 50.3° с.ш. (рис.12).

При этом моделировалось воздействие непосредственно Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г., а также моделировались косейсмические смещения при модельных землетрясениях разной магнитуды.

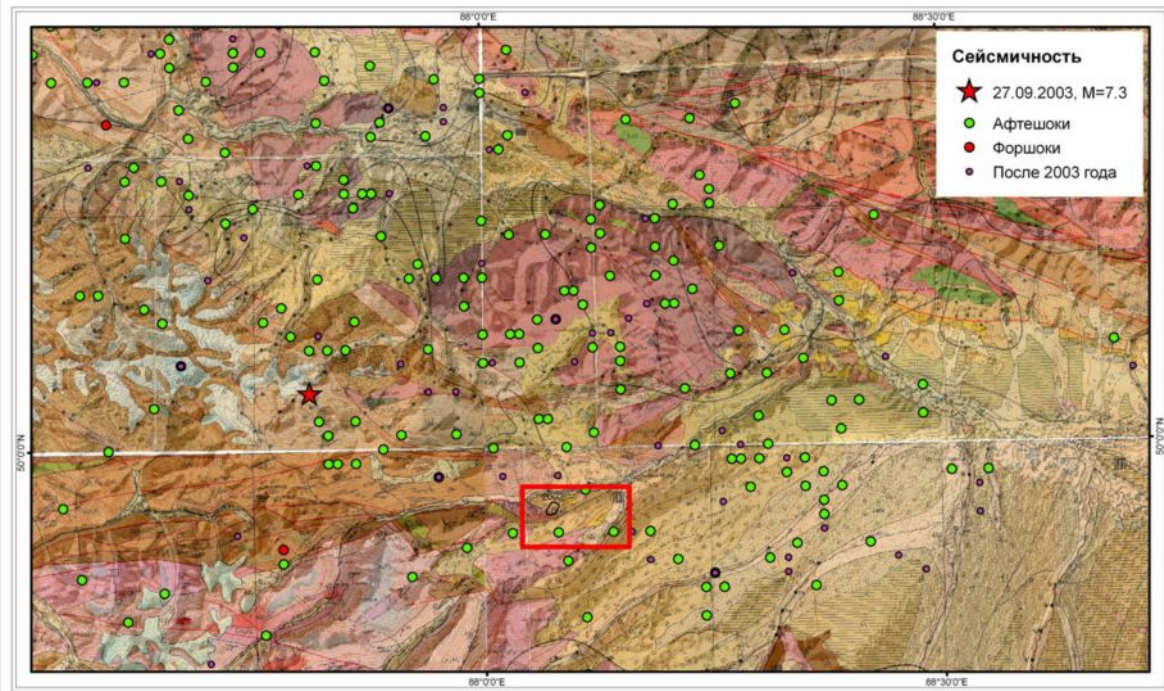


Рисунок 12. Геологическая карта района Алтайского землетрясения 27.09.2003. Звездочкой показано положение эпицентра (50.038 с.ш., 87.813 в.д.; глубина очага – 16 км; M_w – 7.3), красные круги – форшоки, зеленые круги – афтершоки 2003 г., фиолетовые - афтершоки после 2003 г. Прямоугольником показано положение района оползня, вызванного землетрясением (см.рис.21).

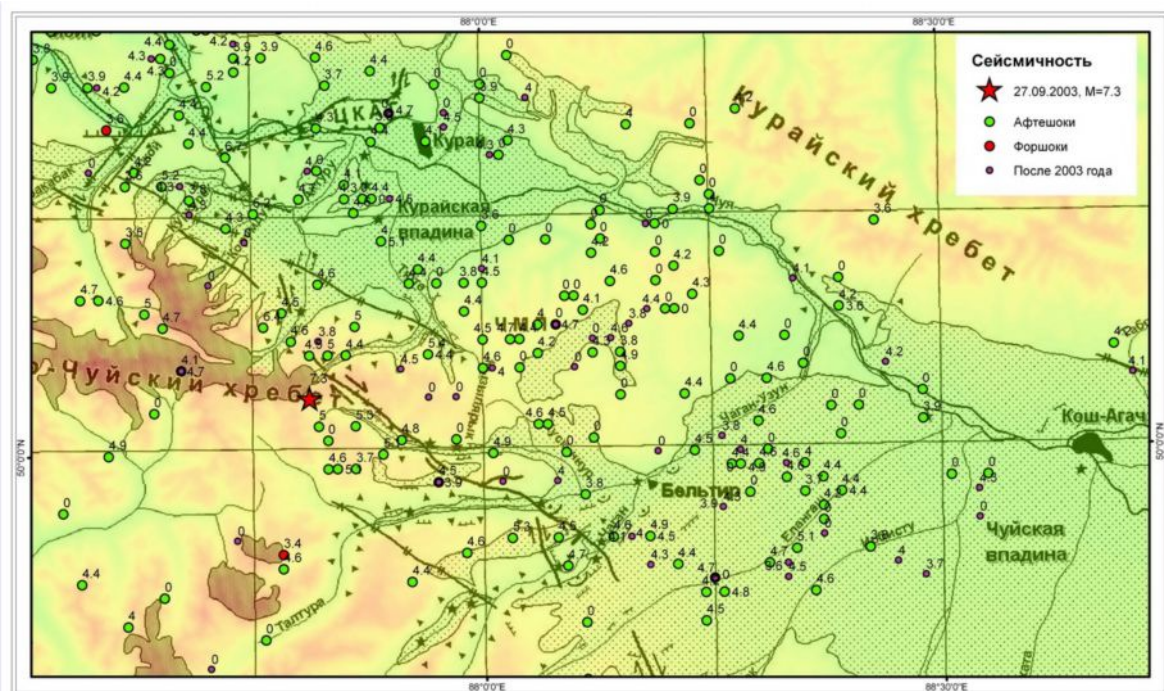


Рисунок 13. Рельеф рассматриваемой области, эпицентры землетрясений (числа – магнитуды) и схема распространения сейсмодислокаций, по [Рогожин и др., 2007].

Для данного региона на основании данных по топографии (рис.13) произведены угла максимального наклона рельефа (рис.14), критического ускорения (рис.15).

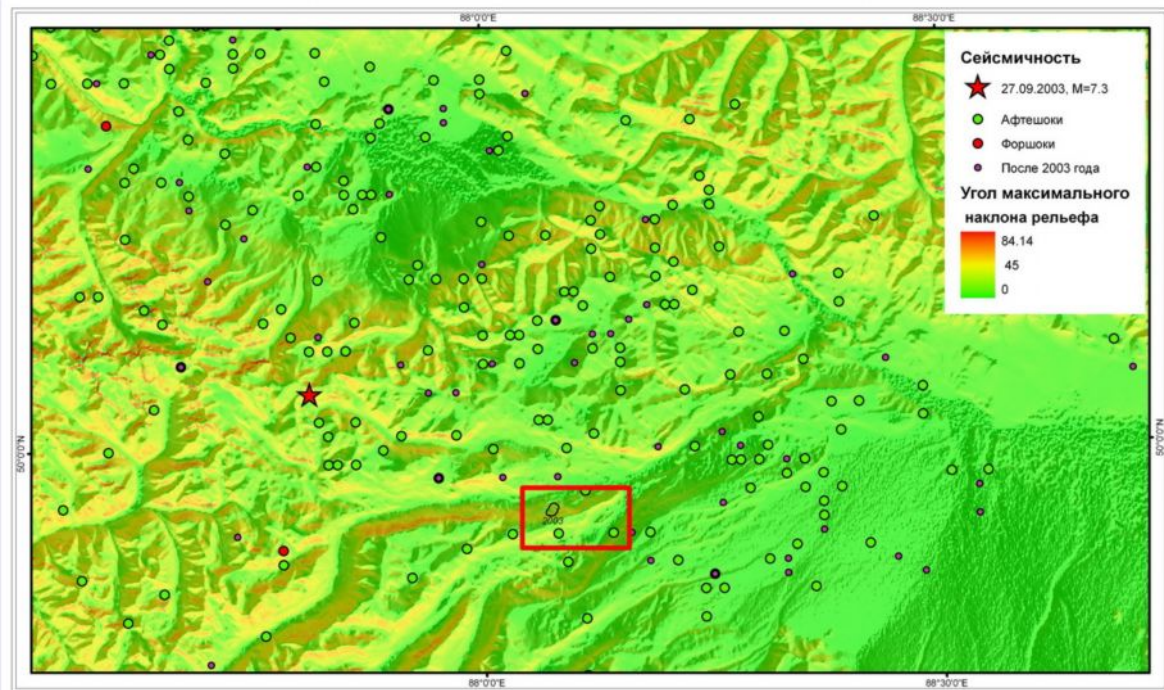


Рисунок 14. Расчетные значения максимального наклона рельефа (градусы). Цветовая шкала логарифмическая.

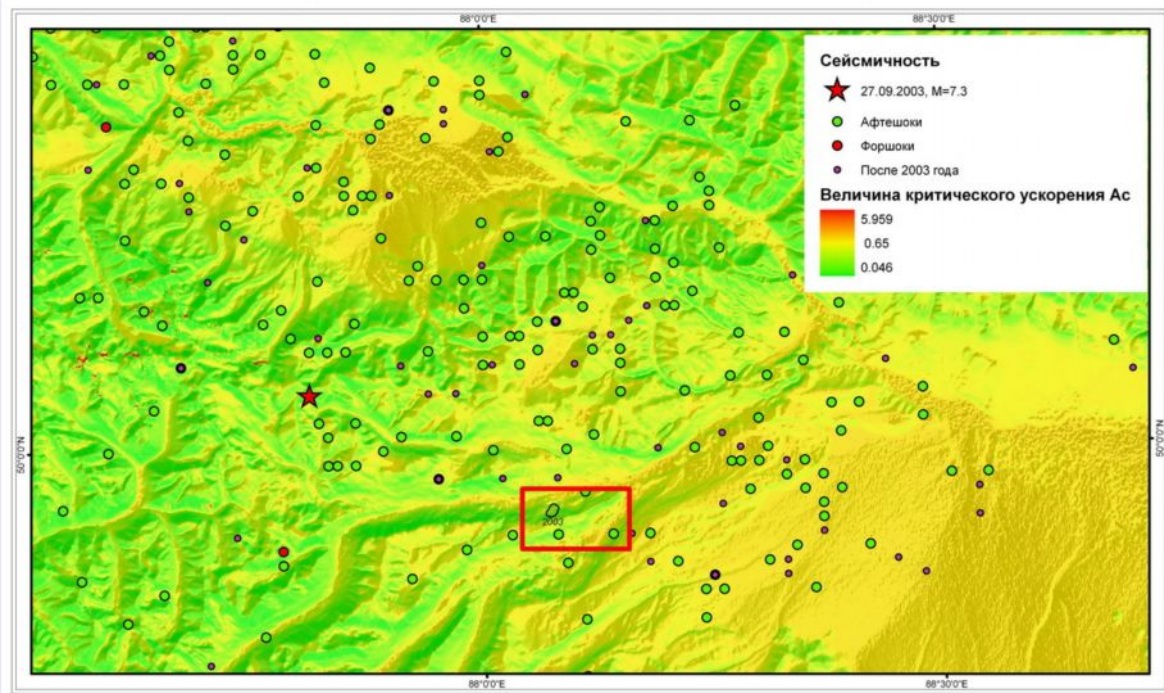


Рисунок 15. Расчетные значения критического ускорения a_c (в долях g). Цветовая шкала логарифмическая.

Для Алтайского (Чуйского) землетрясения (27.09.2003) рассчитаны по (12) пиковое ускорение поверхности PGA (рис.16) и по (14) суммарное смещение D_N (рис.17).

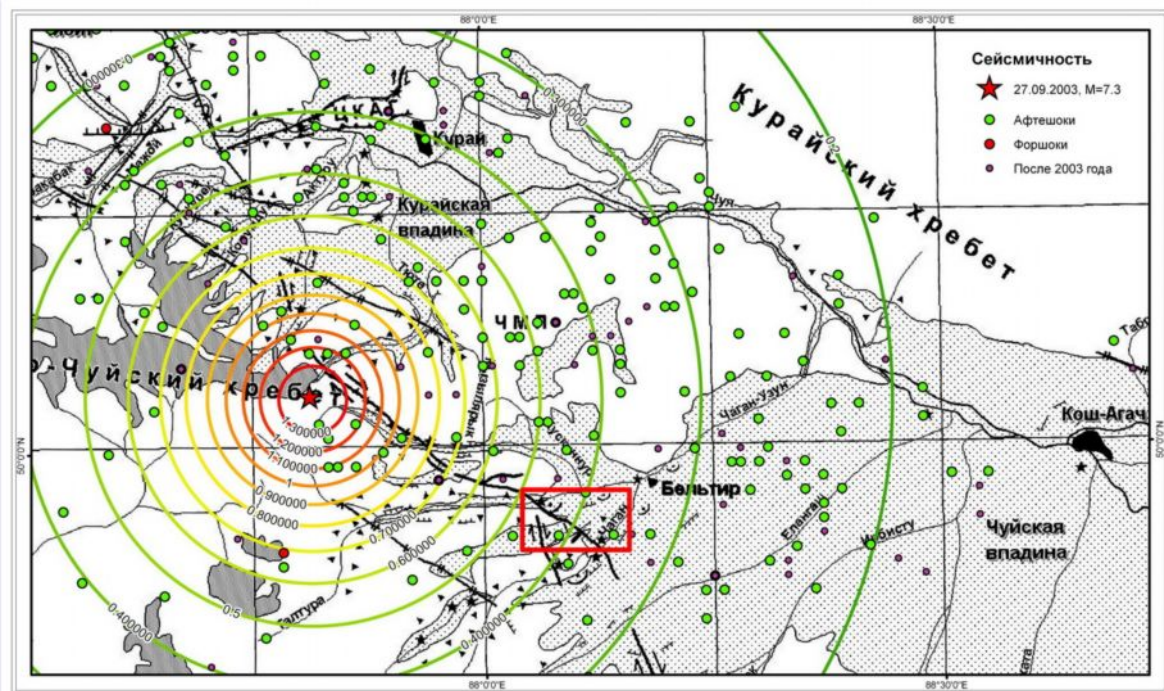


Рисунок 16. Расчетные значения пикового ускорения поверхности PGA (в долях g) для Алтайского (Чуйского) землетрясения (27.09.2003).

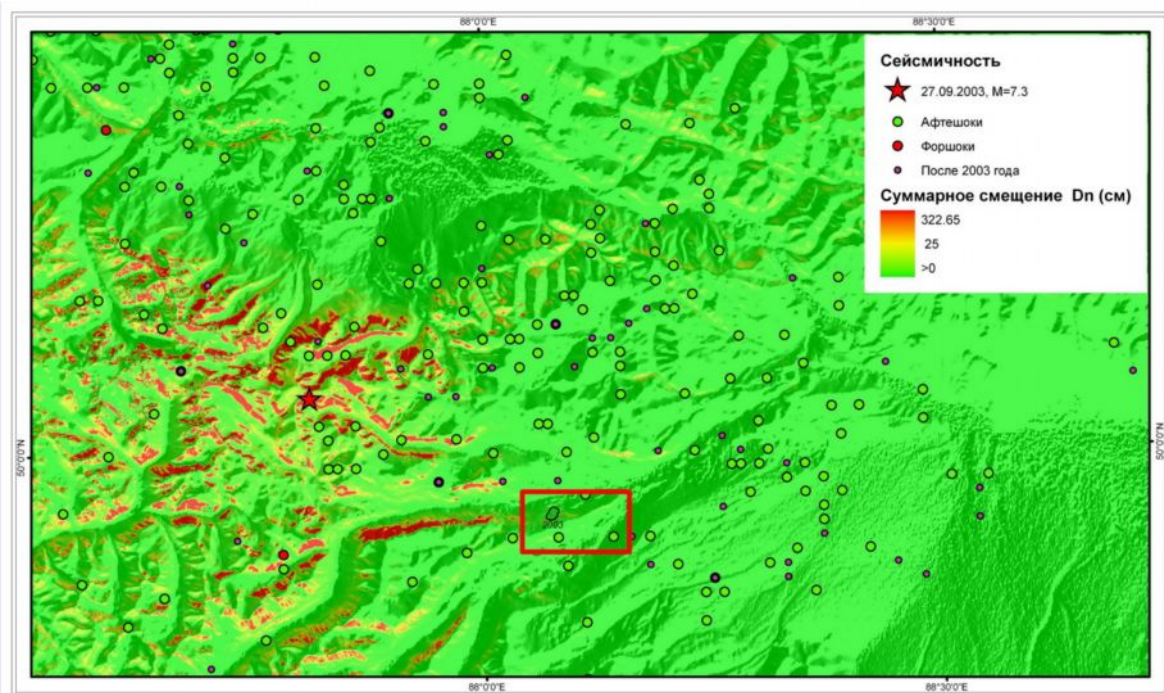


Рисунок 17. Расчетные значения смещения суммарного D_N (см) Для Алтайского (Чуйского) землетрясения (27.09.2003). Цветовая шкала логарифмическая.

Помимо этого рассчитаны карты смещения суммарного D_N при постоянном эпицентральной расстоянии $\Delta = 12$ км, среднем для данного региона [Еманов и др., 2006], и магнитуде, $M=6, 7, 8$ (рис.18-20).

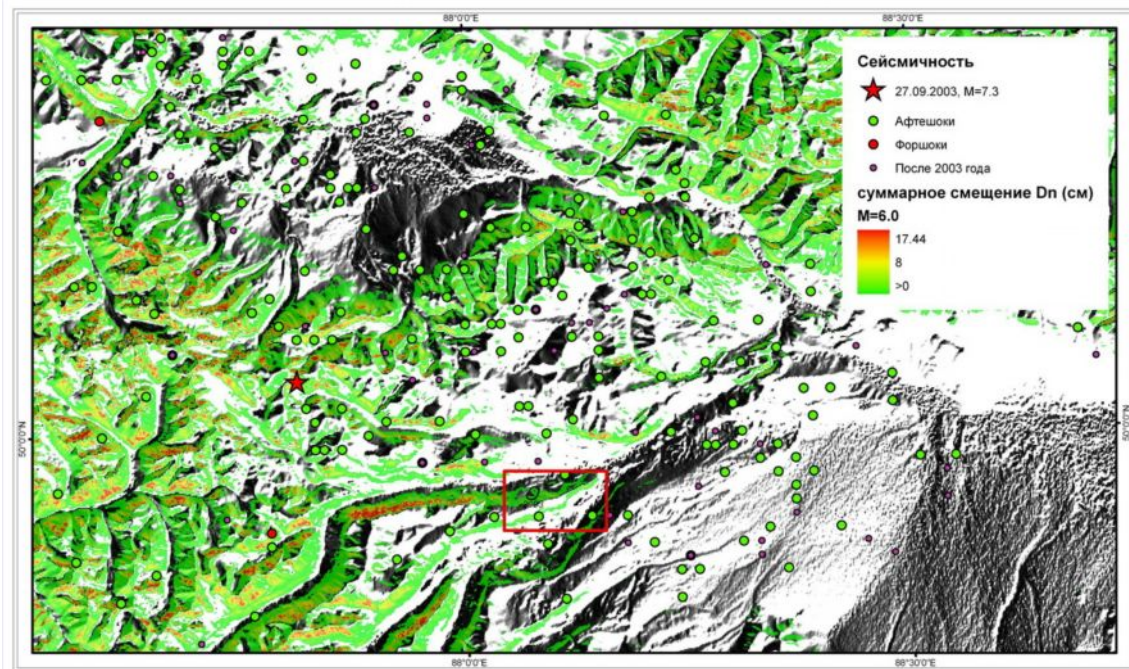


Рисунок 18. Расчетные значения смещения суммарного D_N (см) при $\Delta = 12$ км и магнитуде 6.0. Цветовая шкала логарифмическая.

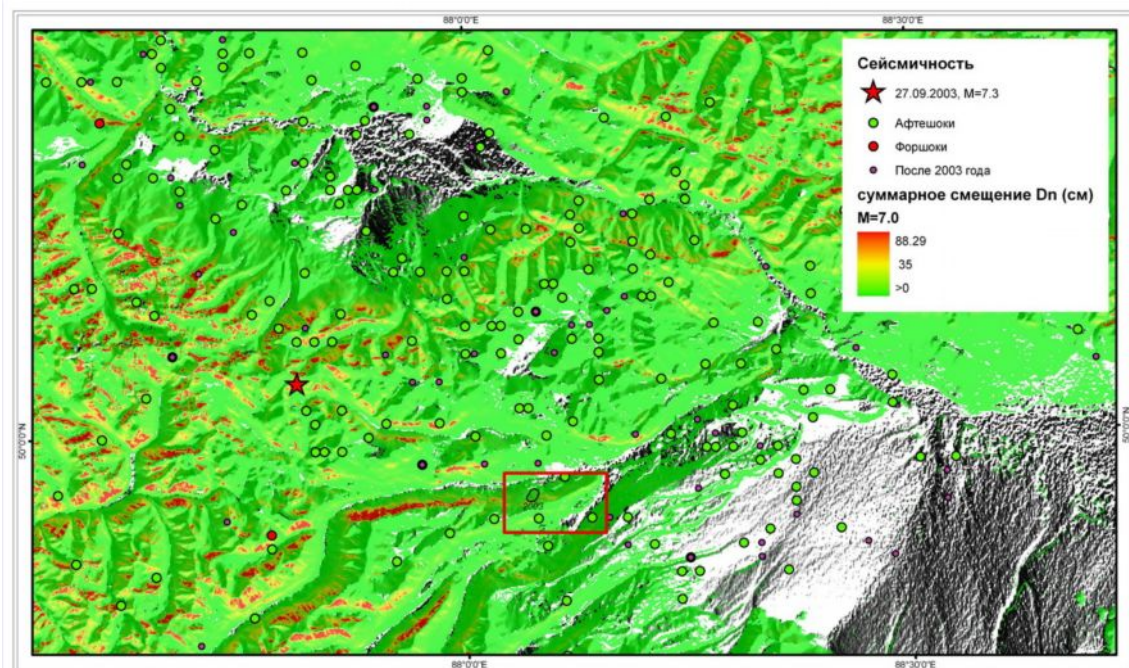


Рисунок 19. Расчетные значения смещения суммарного D_N (см) при $\Delta = 12$ км и магнитуде 7.0. Цветовая шкала логарифмическая.

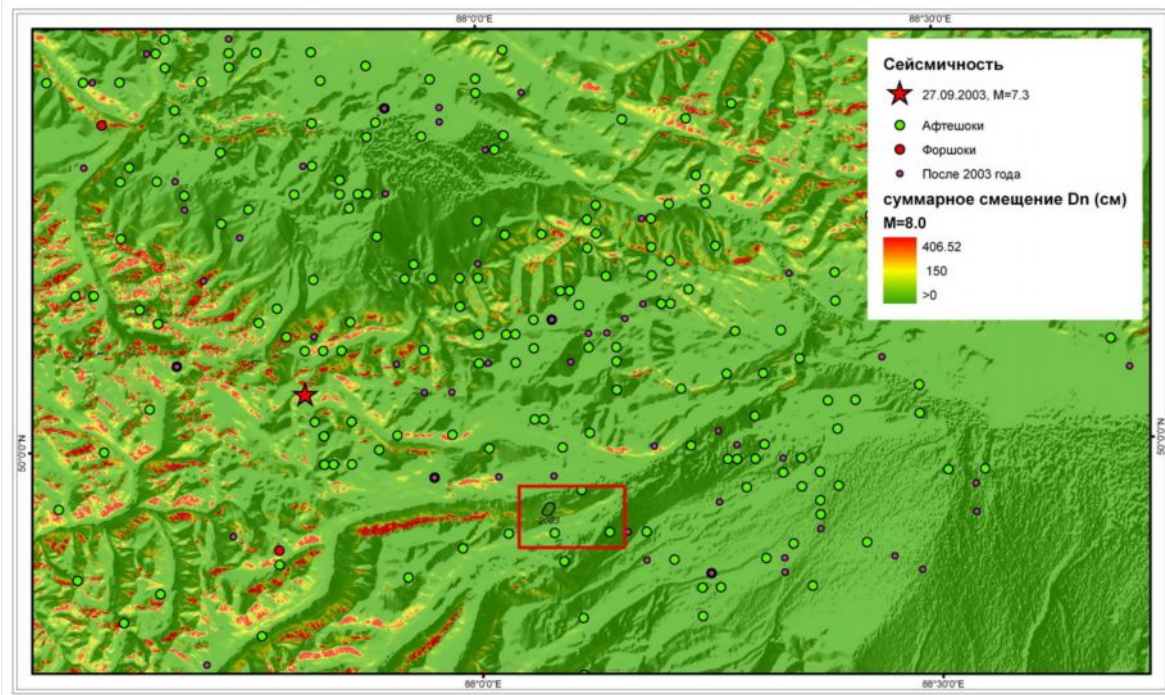


Рисунок 20. Расчетные значения смещения суммарного D_N (см) при $\Delta = 12$ км и магнитуде 8.0. Цветовая шкала логарифмическая.

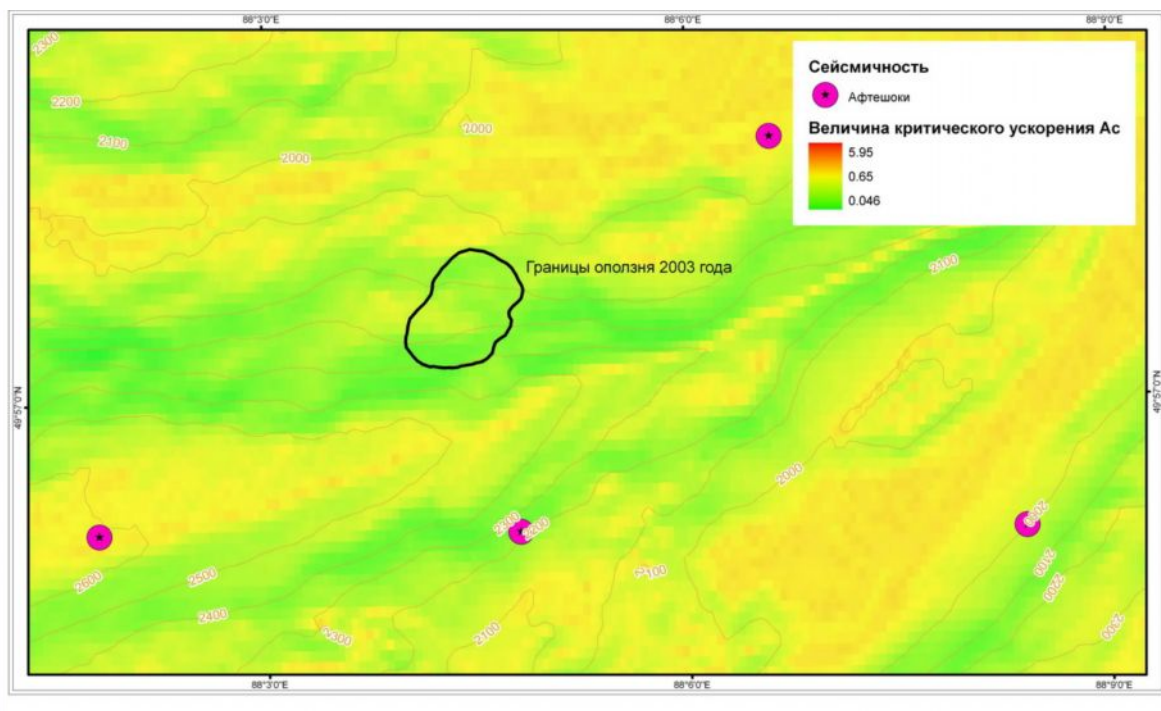


Рисунок 21. Расчетные значения критического ускорения a_c (в долях g) для района оползня. Цветовая шкала логарифмическая.

Проведенное моделирование показывает, что для данного региона землетрясения с магнитудой $M > 6$ могут вызывать косейсмические смещения, превышающие безопасный уровень, а землетрясения с магнитудой $M > 6.5$ могут вызывать смещения, превышающие опасный уровень.

Самый масштабный след землетрясения 27.09.2003, крупный оползень на правом борту долины р. Талтура, в 7 км к западу от Бельтира, приурочен к зоне выхода очага землетрясения на поверхность [Рогожин и др., 2007]. На рисунке (рис.21) показана рассчитанная величина критического ускорения a_c для данного района.

Указанный оползень мог быть следствием не только основного события, но также и афтершоков, очаги которых располагались на меньшем эпицентральной расстоянии. Для того, чтобы выявить возможность этого, было проведено моделирование. Для региона водораздела рек Талтура и Чаган, в котором произошел рассматриваемый сейсмогенный оползень 2003 г., рассчитаны суммарные смещения D_N для основного события (рис.22), а также для самого сильного (рис.23) и самого близкого к оползню (рис.24) афтершоков.

Основное событие: дата - 27.09.2003; время - 11.33; координаты – 50,038 с.ш., 87,813 в.д.; глубина очага – 16 км; M_w – 7,3; M_s – 7,5.

Самый сильный афтершок: дата - 27.09.2003; время - 11.58; координаты – 49,940 с.ш., 88,030 в.д.; глубина очага – 10 км; M – 5,3.

Самый близкий афтершок: дата – 02.10.2003; время - 08.26; координаты – 49,940 с.ш., 88,080 в.д.; глубина очага – 10 км; M – 4,5.

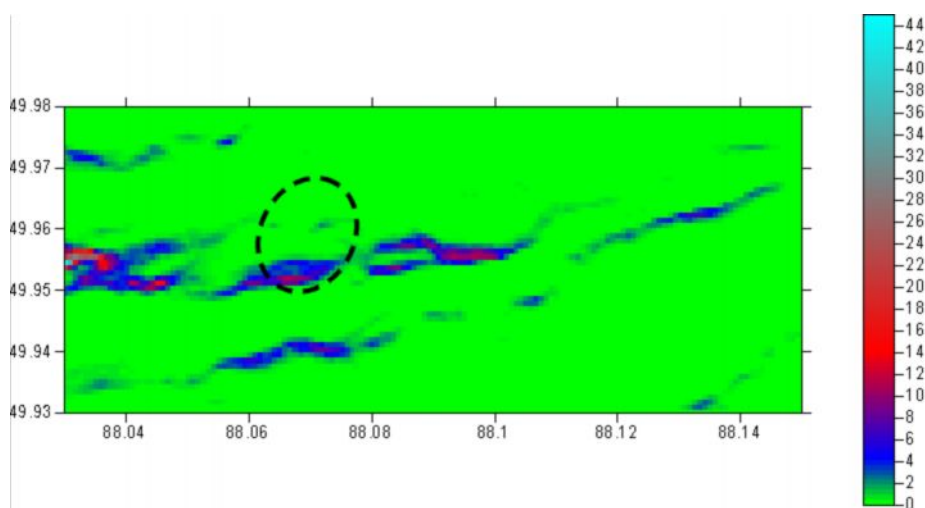


Рисунок 22. Суммарные смещения D_N (см), рассчитанное для основного события (27.09.2003; 50.038 с.ш., 87.813 в.д.; $h = 16$ км; $M_w = 7.3$).

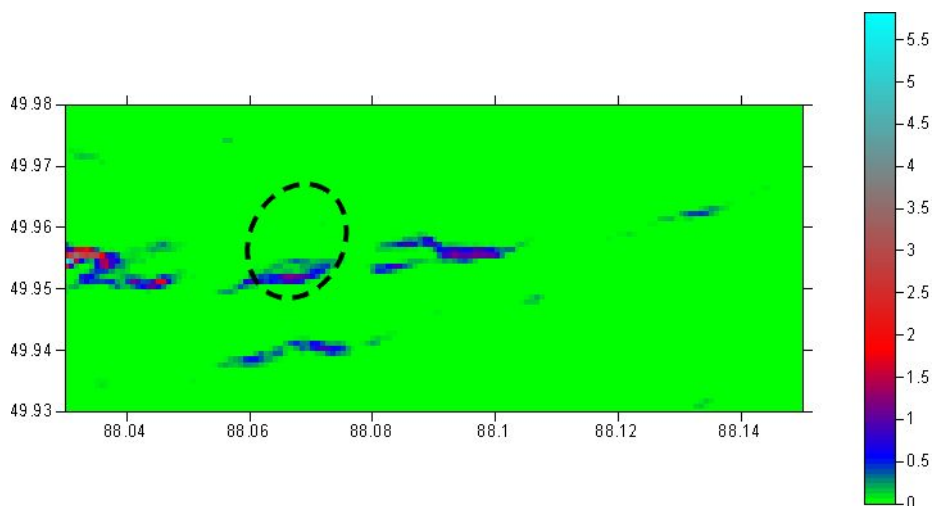


Рисунок 23. Суммарные смещения D_N (см), рассчитанное для сильного афтершока (27.09.2003; 49.940 с.ш., 88.030 в.д.; $h = 10$ км; $M = 5.3$).

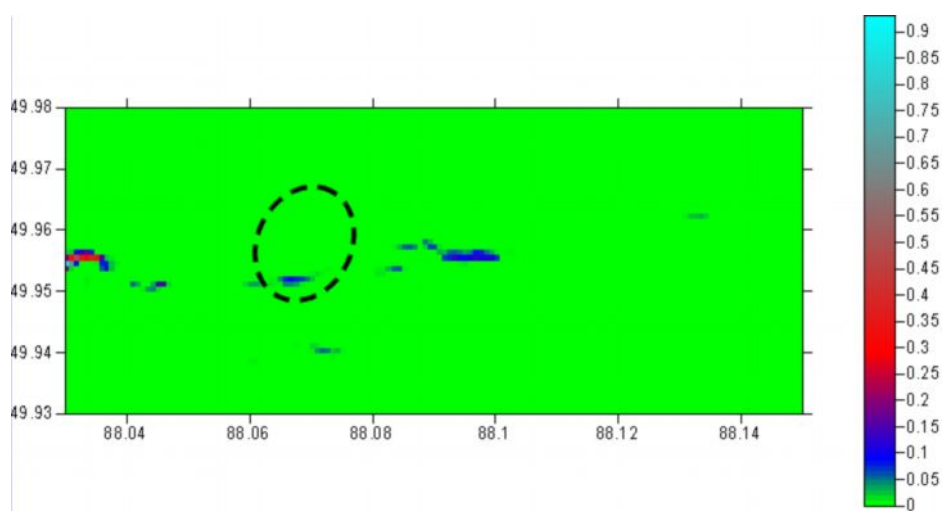


Рисунок 24. Суммарные смещения D_N (см), рассчитанное для ближайшего афтершока (02.10.2003; 49.940 с.ш., 88.080 в.д.; $h = 10$ км; $M = 4,5$).

Проведенное моделирование показывает, что косейсмическое смещение, вызванное рассмотренными афтершоками, имеет небольшую величину, существенно меньшую опасного уровня. В то же время смещение, вызванное основным событием, превышает безопасный уровень. Поэтому наиболее вероятной причиной данного оползня следует считать основное событие 27.09.2003.

Работа выполнялась при поддержке Федерального агентства по науке и инновациям, Государственный контракт № 02.515.11.5093.

Литература

1. Гайский В.Н., Жалковский Н.Д. Распределение очагов землетрясений разной величины в пространстве и во времени // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1972. №2.
2. Гусев А. А., Шумилина Л. С. Моделирование связи балл-магнитуда-расстояние на основе представления о некогерентном протяженном очаге. // Вулканология и Сейсмология. 1999. №4-5. С.29-40.
3. Еманов А.А., Еманов А.Ф., Кузнецов К.Г., Лескова Е.В., Новиков И.С., Сычѳв И.В. Оценка сейсмической опасности территории юга Кузбасса. // Геоф. служба СО РАН. Алтай-Саянский филиал. 2006. <http://gs.sbras.ru/filial/asf/issledovaniya/ocenka-seismicheskoi-opasnosti-territorii-yuga-kuzbassa>.
4. Заалишвили В.Б., Невская Н.И. Взаимосвязь различных факторов, в том числе сейсмических событий, со сходом ледника Копка 20 сентября 2002 года. // Вестник Владикавказского научного центра. 2004. Т.4. №3. С.51-56.
5. Ризниченко Ю.В. Энергетика макросеймики. // Изв. АН СССР, Физика Земли, №8, 1974.
6. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // Геотектоника, 2007, №2. С. 3-22.
7. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли, 2008, № 6, С. 31-51.
8. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии (Отв. ред. В.И.Уломов). Выпуск 1. М.: ИФЗ РАН, 1993.
9. Чернов Ю.К. О влиянии спектрально-временных характеристик колебаний грунта на макросейсмическую балльность землетрясений // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. М.: Наука, 1985.С.150-158.
10. Уломов В.И. Вероятностно-детерминированная оценка сейсмических воздействий на основе карт ОСР-97 и сценарных землетрясений. // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2005. №4. С.60-68.
11. Штейнберг В.В. и др. Методы оценки сейсмических воздействий (пособие). В кн.: Задание сейсмических воздействий. Вопросы инженерной сейсмологии, 1993. Вып. 34. М., Наука, с. 5-94.
12. Abramson L.W., Sharma S., Boyce G.M. Slope stability and stabilization methods. John Wiley and Sons, 2001. 712 p.

13. Ambraseys N., Smit P., Sigbjornsson R. Suhadolc P., Margaris B. Internet-Site for European Strong-Motion Data. 2001. <http://www.isesd.cv.ic.ac.uk>. EVR1-CT-1999-40008, European Commission, Directorate-General XII, Environmental and Climate Programme, Bruxelles, Belgium.

14. Boore D.M., Joyner W.B., Fumal D.E. Estimation of response spectra and peak accelerations from western North America earthquakes: an interim report. Open-File-Report 93-509. 1993. US Geological Survey, Reston, VA.

15. Earthquake Strong Motion Data at NGDC. <http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/strong.shtml>

16. Carro M., De Amicis M., Luzi L., Marzorati S. The application of predictive modeling techniques to landslides induced by earthquakes: the case study of the 26 September 1997 Umbria–Marche earthquake (Italy). // *Engineering Geology*. 2003. V.69. #1-2. P.39-159.

17. Graham J. Methods of stability analysis. In: Brundsen D., Prior D.B. (Eds.) *Slope Instability*. Wiley, New York, 1984. P. 523–602.

18. Ingles J., Darrozes J., Soula J.-C. Effects of the vertical component of ground shaking on earthquake-induced landslide displacements using generalized Newmark analysis // *Engineering Geology*. 2006, V.86, #2-3, P.134-147.

19. Jibson R.W. Predicting earthquake-induced landslide displacements using Newmark's sliding block analysis. // *Transportation Research Record*. 1993. 1411, pp.9–17.

20. Jibson R.W. Regression models for estimating coseismic landslide displacement. // *Engineering Geology*. 2007. V.91. #2-4. P.209-218.

21. Jibson R.W., Keefer D.K. Analysis of the seismic origin of landslides: examples from the New Madrid seismic zone. // *Geological Society of America Bulletin*. 1993, v.105, #4, pp.521–536.

22. Joyner W. B., Boore D. M. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. // *Bull. Seism. Soc. Am*. 1981. V.71, P.2011–2038.

23. Joyner W.B., Boore D.M. Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion. // *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II, Proc. Am. Soc. Civil Eng. Geotech. Eng. Div. Specialty Conf.*, June 27--30, 1988, Park City, Utah, 43-102.

24. Newmark N.M. Effects of earthquakes on dams and embankments. // *Geotechnique*. 1965. V.15, P.139–159.

25. Pradel D., Smith P.M., Stewart J.P., Raad G. Case history of landslide movement during the Northridge earthquake. // Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering. 2005. V.131, P.1360–1369.

26. Rogozhin E. A., Ovsyuchenko A. N., Geodakov A. R., Platonova S. G. A strong earthquake of 2003 in Gornyi Altai. // Russian Journal of Earth Sciences. 2003. V.5. #6. P.439-454. <http://rjes.wdcb.ru/v05/tje03141/tje03141.htm>.

27. Trifunac, M. D., Brady A. G. On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of ground motion records. // Bull. Seism. Soc. Am. 1975. V.65, P.139–162.

28. Wilson R.C., Keefer D.K. Dynamic analysis of a slope failure from the 6 August 1979 Coyote Lake, California, earthquake. // Bulletin of the Seismological Society of America. 1983, V.73, P.863–877.