

ПОЛЯ СМЕЩЕНИЙ БЛОКОВ АЛТАЕ-САЯНСКОГО РЕГИОНА И ЭФФЕКТИВНЫЕ РЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.Ю. Тимофеев, Д.Г. Ардюков, А.В. Тимофеев, Е.В. Бойко, Б.В. Лунев

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Рассматриваются скорости современных смещений Алтае-Саянского региона, полученные методами гидронивелирования, нивелирования и космической геодезии. При моделировании косейсмических и тектонических процессов используются эффективные упругие модули и вязкие параметры земной коры. Определение упругих модулей проведено на основе данных измерений периодических вертикальных смещений при сезонных нагрузках плотины Саяно-Шушенской ГЭС. Приводятся результаты моделирования косейсмических смещений при землетрясениях 10.02.2011 ($M = 6.1$) и 27.12.2011 ($M = 6.7$), случившихся в Туве и в Западных Саянах. Проанализированы результаты GPS определений для постсейсмических смещений в зоне Чуйского землетрясения (Горный Алтай, 27.09.2003, $M = 7.5$), выбраны модели и проведена оценка эффективной вязкости геологической среды. Определена тектоническая составляющая современных смещений земной коры Алтае-Саянского региона.

Нивелировка, GPS метод, скорости смещений, эффективные упруговязкие параметры, моделирование современных смещений, Алтае-Саянский регион.

BLOCK DISPLACEMENT FIELDS IN THE ALTAI–SAYAN REGION AND EFFECTIVE RHEOLOGIC PARAMETERS OF THE EARTH'S CRUST

V.Yu. Timofeev, D.G. Ardyukov, A.V. Timofeev, E.V. Boiko, and B.V. Lunev

The paper is focused on recent displacement rates in the Altai–Sayan region, obtained by hydroleveling, leveling, and satellite geodesy. Effective elastic moduli and viscosity parameters of the crust are used in the modeling of coseismic and tectonic processes. The elastic moduli are determined from measurements of periodic vertical displacements during seasonal loadings of the Sayano-Shushenskaya hydropower plant. We present the results of the modeling of coseismic displacements during the earthquakes of 10 February 2011 ($M = 6.1$) and 27 December 2011 ($M = 6.7$) in Tuva and West Sayan. The results of GPS determinations for postseismic displacements in the Chuya earthquake zone (Gorny Altai, 27 September 2003, $M = 7.5$) are analyzed; models for the geologic medium are selected; and its effective viscosity is estimated. The tectonic component of the recent crustal displacements in the Altai–Sayan region is defined.

Leveling, GPS method, displacement rates, effective elasticity and viscosity, modeling of recent displacements, Altai–Sayan region

ВВЕДЕНИЕ

Исследование полей современных смещений земной коры в Алтае-Саянском регионе до 2000 г. проводилось только методами классической геодезии, в основном нивелированием, с частотой опроса 20—30 лет, т.е. определялась вертикальная составляющая скорости, осредненная на продолжительном интервале времени. Начиная с 2000 г. ежегодные измерения проводятся с использованием технологий космической геодезии — метода GPS [Гольдин и др., 2005; Тимофеев и др., 2006, 2012а,б] (рис. 1). Современная картина смещений для территории Горного Алтая и Саян определяется несколькими эффектами — тектоническими, связанными в основном с влиянием коллизии Индийской и Евразийской плит, и быстрыми сейсмическими, связанными с сильными землетрясениями региона [Calais et al., 2002, 2003; Jin et al., 2007; Новиков и др., 2008; Добрецов и др., 2013; Лескова и др., 2013; Ребецкий и др., 2013].

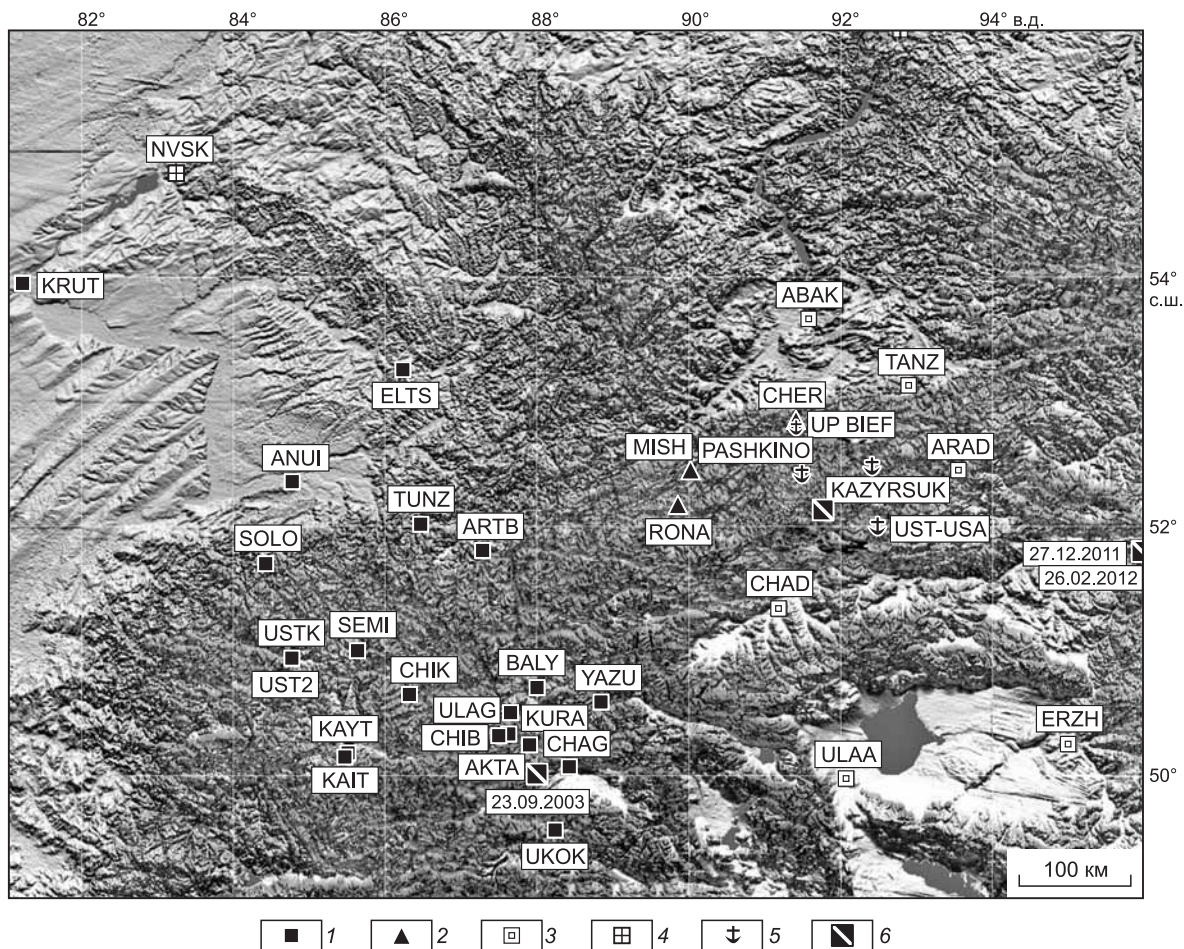


Рис. 1. Алтай-Саянская геодинатическая сеть GPS измерений (ИНГГ СО РАН).

1 — алтайские пункты, 2 — саянские пункты, 3 — пункты ИЗК СО РАН, 4 — постоянные пункты мировой GPS сети IGS. Показаны четыре пункта по измерению водного уровня в зоне водохранилища СШГЭС (5) и 6 — эпицентры землетрясений ($M > 6$, 27.09.2003, 10.02.2011, 27.12.2011, 26.02.2012).

Целью работы являлось получение поля скоростей современных движений земной коры, определение на основе экспериментальных данных эффективного модуля упругости земной коры региона. Еще одной задачей являлось определение величины постсейсмических смещений, выбор модели этого эффекта и получение эффективных параметров вязкости среды. Исключая косейсмические и постсейсмические эффекты в регионе, ставилась задача получения представления о тектонической составляющей для Алтай-Саянского региона.

Сети постоянных и временных станций, использующих методы космической геодезии, в настоящее время охватывают территорию Китая, Индии, Российской Федерации, Монголии, Киргизии и Казахстана. Для определения координат на основной части станций используется GPS технология, а также методы VLBI, DORIS и SLR [Boucher, 1999, 2001; Sella et al., 2002; Calais et al., 2007]. Здесь получены оригинальные результаты по исследованию эффектов, связанных с Чуйским (Алтайским) землетрясением ($M = 7.5$; 27.09.2003 г.) и строением региона [Тимофеев и др., 2009; Ардюков и др., 2012]. Точность полученных результатов при использовании комплектов геодезических двухчастотных приемников TRIMBLE 4700, при одновременном многосуточном сетевом опросе и последующей обработке с использованием программного пакета GAMIT-GLOBK может достигать долей миллиметра.

РЕЗУЛЬТАТЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ МЕТОДАМИ НИВЕЛИРОВАНИЯ

Кратко остановимся на результатах по изучению вертикальных движений региона. Для Горного Алтая известны данные нивелировок, выполненных вдоль Чуйского тракта. Поднятие в будущей эпицентральной области Чуйского землетрясения зарегистрировано по данным нивелировок [Колмогорова,

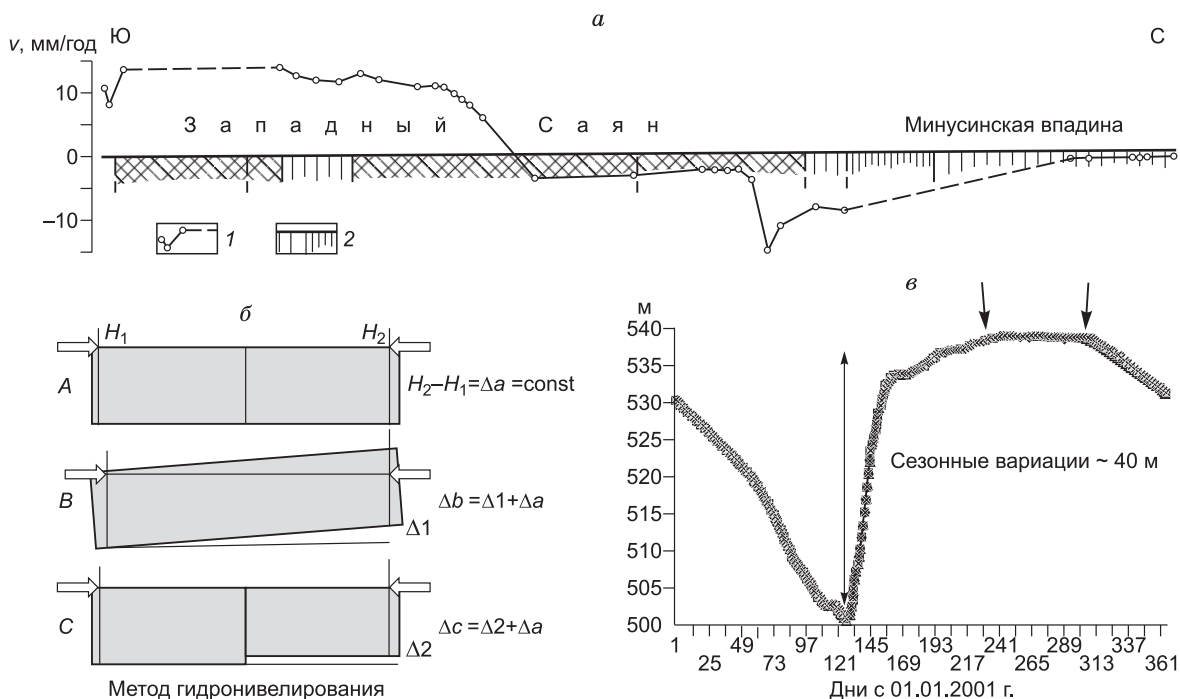


Рис. 2. а — результаты нивелирования по Усинскому тракту от Абакана до Кызыла (эпоха конец 40-х — конец 60-х годов XX в.).

Объединены данные нивелировок 1-го, 2-го и 3-го класса. 1 — график скоростей вертикальных движений, 2 — тектонические элементы.

б — принципы метода гидронивелирования: *A* — относительное смещение, регистрируемое по водопостам, *B* — наклон блока, *C* — вертикальное смещение. *в* — изменение уровня водохранилища СШГЭС на четырех пунктах мониторинга за 2001 год.

Для определения разностных значений выбираем наиболее стабильный участок сезонной записи с 230 по 310 день, т.е. с середины августа по середину ноября.

Колмогоров, 2002] с севера на юг Горного Алтая в 1939, 1978, 1994 гг. ($v_{\text{н}} \leq 0.5$ мм/год). Территория Саянского региона является зоной активных современных деформаций земной коры естественного и техногенного происхождения, что отражается в сейсмическом режиме территории. Регион Саяны—Тува — это зона перехода от области субмеридионального сжатия Горного Алтая на западе, к Байкальской рифтовой зоне растяжения на востоке. Равнинную часть на севере от горных областей на юге региона отделяют зоны разломов, в частности Западно-Саянский разлом, простирающийся от Телецкого озера до водохранилища Саяно-Шушенской ГЭС (СШГЭС) и далее.

В известных результатах нивелировок по профилю Абакан—Кызыл вдоль Усинского тракта объединены данные съемок от 1-го до 3-го класса, в эпоху с конца 1940-х по конец 1960-х гг. [Ладынин, 1970]. Переход от северной равнинной части к высокогорной южной сопровождается резким изменением скоростей вертикальных движений (до 10 мм/год). Ошибка приведенных результатов, видимо, может варьироваться от 1 до 10 мм. Вертикальные смещения могут быть связаны с появлением водохранилища Красноярской ГЭС (площадь 2000 км², средняя глубина 36.6 м, наибольшая 105 м у плотины, сезонные вариации 18 м, заполнено в 1967—1970 гг.). Эффекты высоких скоростей отражают нагружение зоны, прилегающей к водохранилищу Красноярской ГЭС (опускание северной зоны) и поднятие южной горной части профиля (рис. 2).

Определение скоростей вертикальных движений Западных Саян для периода 1991—2001 гг. проведено методом водного уровня, который является модификацией метода гидронивелирования (см. рис. 2). Использованы ежедневные данные по четырем водопостам зоны водохранилища СШГЭС, осредненная разность получена по трехмесячным данным в периоды минимальных сезонных вариаций уровня водохранилища. Использованы данные за 1991 и 2001 гг., при этом для десятилетней эпохи ошибка определения средней скорости лежит в интервале от 1 до 3 мм. Известно, что заполнение водохранилища закончено в 1990 г. Высота плотины 245 м, ширина 1066 м, сезонные вариации уровня воды 40 м. Отметим, что метод водного уровня является относительным методом измерений, так же как и классическое нивелирование. Полученные методом водного уровня скорости вертикальных смещений пунктов

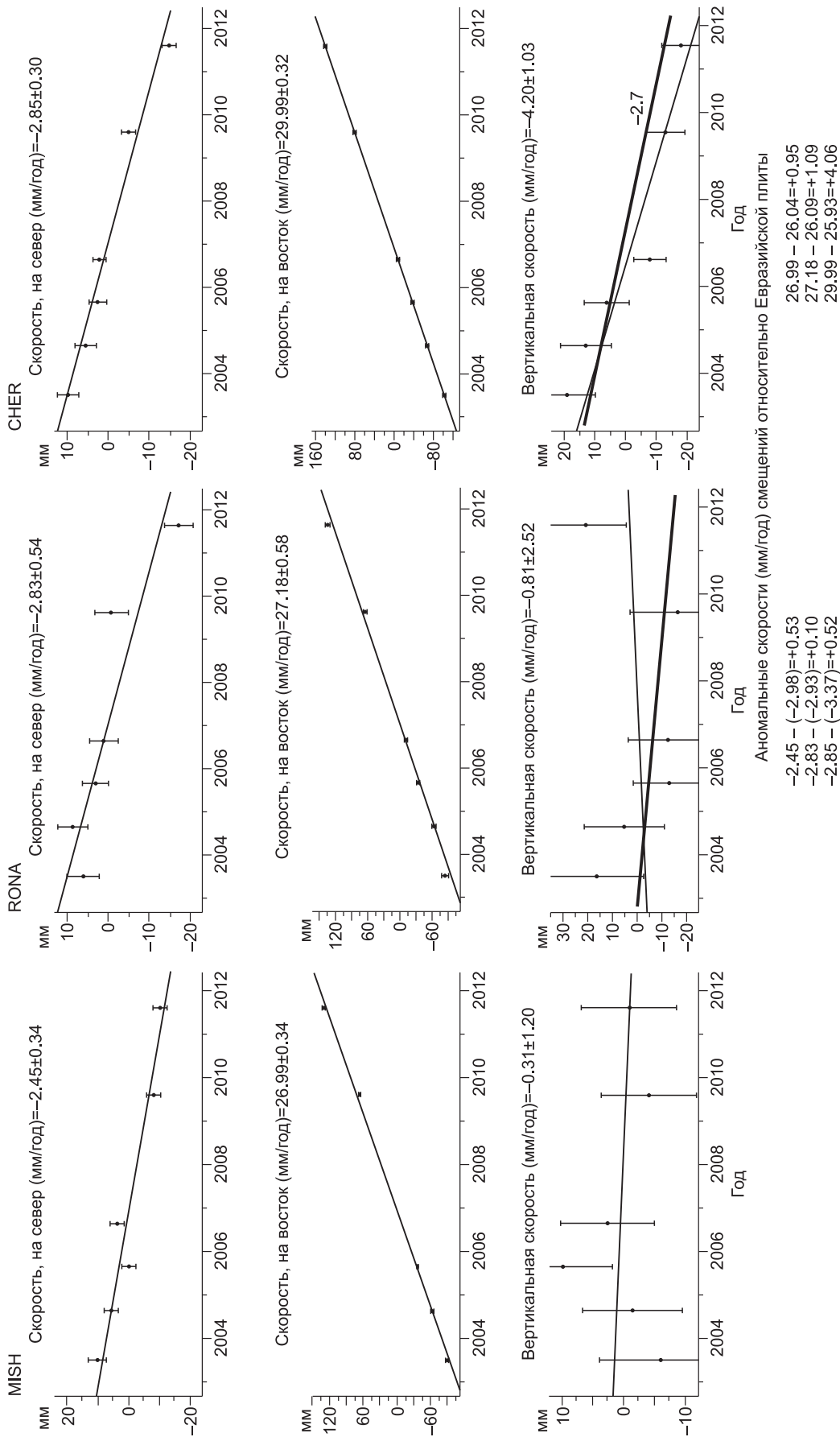


Рис. 3. Смещения для трех саянских пунктов в геоцентрической системе координат в эпоху 2003—2011 гг.

Приведены примеры определения относительных смещений относительно модели Евразии. Показано изменение координаты (мм) в меридиональном, широтном и вертикальном направлениях.

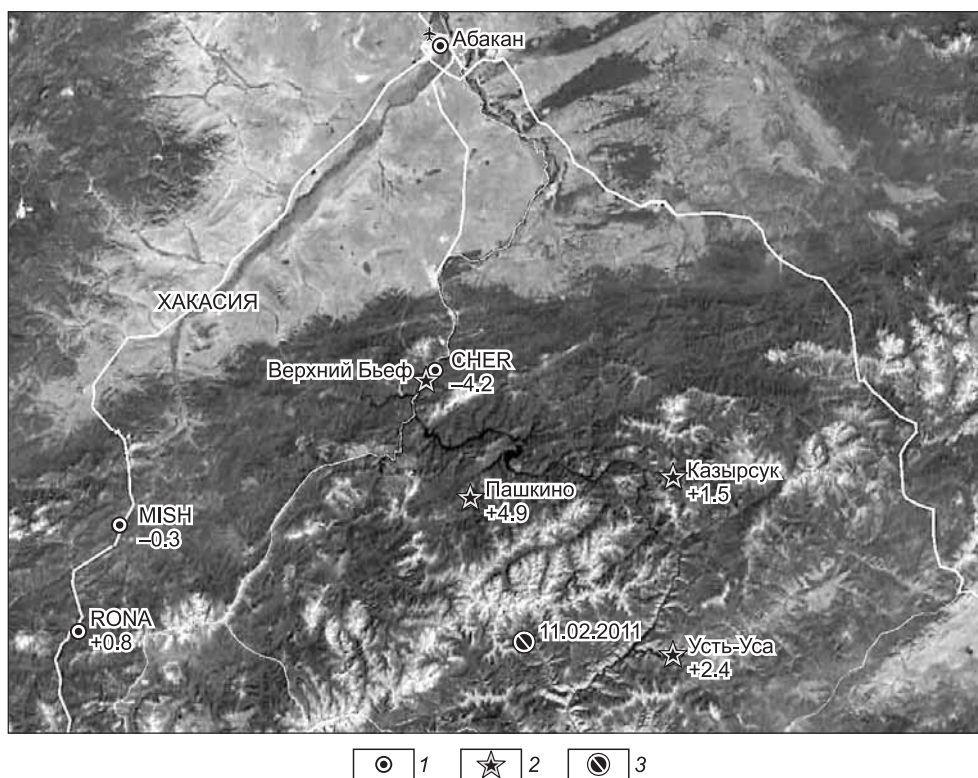


Рис. 4. Вертикальные скорости пунктов SHER, MISH и RONA (1) определены методом GPS (2003—2011 гг.), геоцентрическое решение.

Скорости пунктов SHER (сейсмостанция, п. Черемушки) и Верхний Бьеф (в районе плотины) приняты равными. Для пунктов по водохранилищу (Пашкино, Казырсук, Усть-Уса) показаны (2) скорости смещения относительно пункта Верхний Бьеф (1991—2001 гг.). Ошибка 1—3 мм. Приведено (3) положение эпицентра землетрясения 11.02.2011 ($M = 6.1$). Расстояние между пунктами MISH и RONA составляет 33.6 км.

зоны водохранилища относительно пункта у плотины ГЭС определены в 1991—2001 гг. Заметим, что вариации скоростей современных вертикальных движений в этом случае связаны со временем заполнения водохранилища Саяно-Шушенской ГЭС.

Измерения горизонтальной составляющей современных движений в восточной части Саянского региона и Туве GPS методом начаты группой сотрудников Института земной коры СО РАН в 2000 г. [Лухнев и др., 2005]. Пункты ИНГГ СО РАН в западной части Саян были заложены в июне 2003 г. На этих пунктах метод GPS измерений применялся в модификации жесткой центровки, позволяющей определять наряду с горизонтальной и вертикальную составляющую. Эта технология 3D наблюдений подробно опробована при измерениях в Горном Алтае [Тимофеев и др., 2006]. 3D измерения проводились в 2003—2006, 2009, 2011 годы. Положение пунктов в зоне Западно-Саянского разлома показано на рис. 1. Это пункты — п. Черемушки (SHER), р. Мишиха (MISH) и р. Она (RONA). Результаты измерений в геоцентрической системе приведены на рис. 3. Распределение скоростей вертикальных смещений, по определениям GPS методом (2003—2011 гг.) и по методу водного уровня (1991—2001 гг.), показано на рис. 4. Результаты приведены в геоцентрической системе отсчета, при этом данные по пункту Черемушки (SHER), перенесены на пункт Верхний Бьеф (координаты пунктов UP-Bief 52.80° с.ш., 91.42° в.д., Pashkino 52.45° с.ш., 91.49° в.д., Kazysruk 52.48° с.ш., 92.43° в.д., Ust-Usa 52.00° с.ш., 92.50° в.д.). Изменение значений вертикальных годовых скоростей с севера на юг показывает увеличение скоростей в горной части региона до 5 мм/год, т.е. повторяется тенденция, отмеченная в восточной части Саянского региона в эпоху 1940—1960-х годов (см. рис. 2).

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Нагружая зону водохранилища можно ожидать изменение сейсмичности региона. Первое конкретное свидетельство того, что землетрясения могут быть вызваны строительством крупных гидроузлов, получено при наполнении водохранилища Мид (плотины Гувер, высота 221 м) на границе штатов

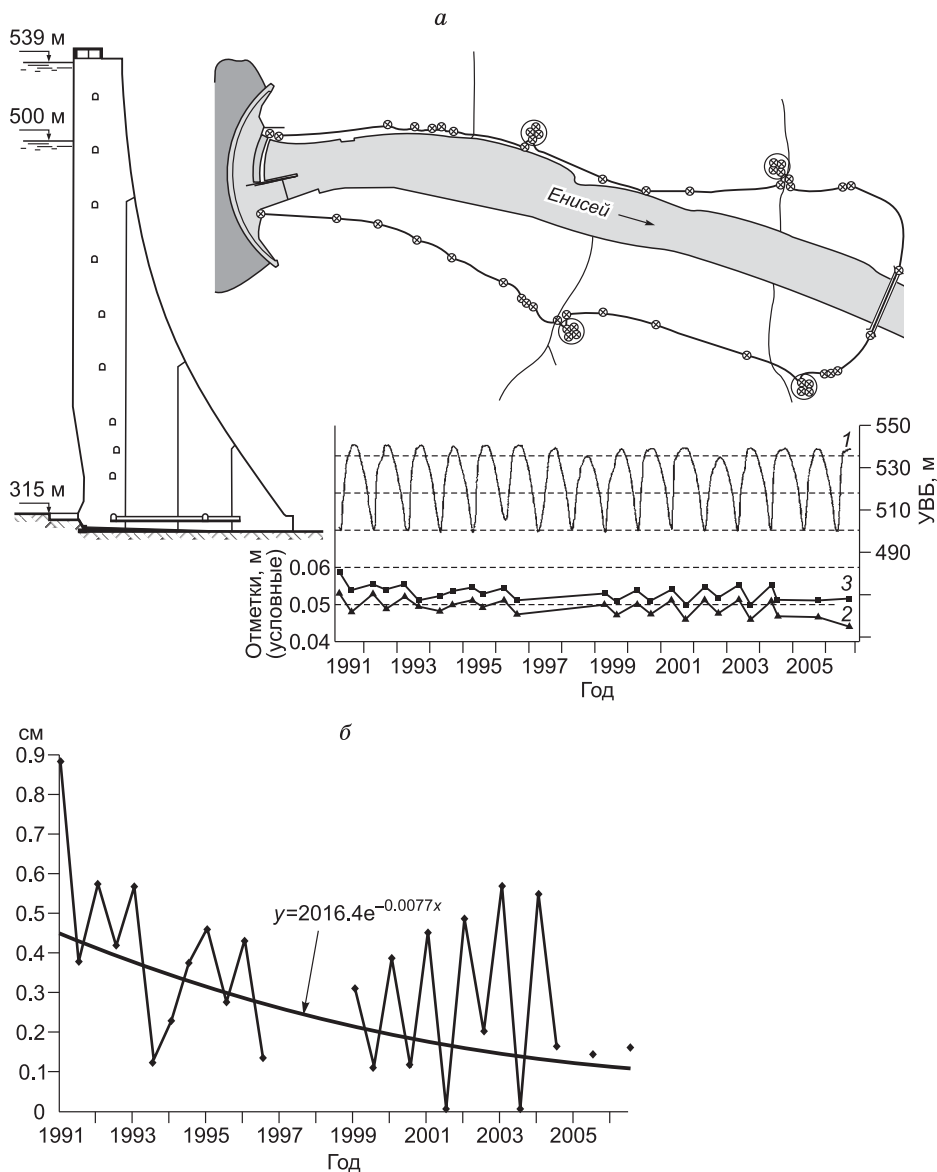


Рис. 5. а — профиль плотины СШГЭС (высоты в Балтийской системе), схема сети нивелирования, графики периодических годовых вариаций уровня (1) и вертикальных смещений (4 мм) с 1991 по 2006 гг. по пунктам на правом (2) и левом берегу (3) у плотины.

Сезонные (годовые) вариации вертикальных смещений от изменения нагрузки $\Delta h = 0.000115 \cdot \Delta H$ (метры). Опускание за 16 лет составило 9 мм. Крестики — нивелированные реперы.

б — затухание вертикальных смещений в зоне СШГЭС, период 1991—2006 гг. Шаг — 0.5 года, смещение в см.

Экспериментальные данные и линия тренда. Постоянная времени затухания (T) составляет 260 лет.

Невада и Аризона [Болт, 1981]. Слабая местная сейсмичность проявлялась там и до 1935 г., но после 1936 г. землетрясения в этом районе стали гораздо более частыми. Второй пример — водохранилище в районе плотины Койна (Индия). Здесь после строительства плотины уже во второй половине 1967 г. частота толчков превышала 40 в неделю и к концу года достигала 200—300 (по данным Х.К. Гупты и Б.К. Растиги [Rastogi, Gupta, 1975], обсерватория Койна-Нагар). Обнаружена корреляция вариации уровня (сезонная вариация около 25 м) и местной сейсмичности [Болт, 1981].

Для Саяно-Шушенской ГЭС высота плотины достигает 245 м, а величина сезонного нагружения 40 м (рис. 5, а). Максимальный уровень заполнения водохранилища составляет 225 м, что, согласно эмпирическому соотношению ($\Delta h = 0.000115 \cdot \Delta H$), полученному по данным нивелирования [Спиридонов, 1998; Стефаненко, 2010] при сезонных нагружениях за 16 лет, приведет в районе плотины к упругому

опусканию на 26 мм ($0.026 \text{ м} = 0.000115 \cdot 245 \text{ м}$). Известно, что величина опускания зависит от размера области нагружения и упругих параметров среды. Рассмотрим задачу о вертикальных опусканиях земной поверхности на примере барических нагрузок [Трубицин, Макалкин, 1976] и оценим максимальные вариации. Центральная часть Евразии известна максимальными барическими нагрузками на Земле, что является следствием Сибирского антициклона, распространяющегося в зимний период на тысячи километров. В простейшем случае можно моделировать Землю упругим полупространством, пусть деформация мгновенно следует за изменением давления. В этом случае нагрузка моделируется следующим распределением избыточного давления:

$$p = p_0 \cdot (1 + \rho^2/\rho_0^2)^{-3/2}, \quad (1)$$

где p_0 — нагрузка в центре, ρ — расстояние от центра нагрузки, ρ_0 — расстояние от центра, на котором $|p|$ уменьшается в e раз. Известно решение в цилиндрических координатах, величина вертикального смещения земной поверхности равна в таком случае:

$$u_z |_{z=0} = u_0 \cdot (1 + \rho^2/\rho_0^2)^{-1/2}, \quad (2)$$

где $u_0 = [(1 - \nu)/\mu] p_0 \cdot \rho_0$, ν — коэффициент Пуассона, μ — модуль сдвига.

Наибольшее касательное напряжение при воздействии на поверхность упругого полупространства достигается

$$\text{на глубине } z = [(2 + 2\nu)/(7 - 2\nu)] \rho_0$$

$$\text{и равно: } \tau_{\max} = (1/36) [(7 - 2\nu)/3]^3 p_0, \quad (3)$$

т.е. при $\nu = 0.25$: $z = 0.38 \cdot \rho_0$ и $\tau_{\max} = 0.29 \cdot p_0$.

При числовых оценках: антициклон, в котором $|p_0| = 50$ мбар (5 кПа) — перепад давления и $\rho_0 = 500$ км, при $\nu = 0.25$ и $\mu = 10^{11}$ Па, смещение под центром антициклона составит 2 см. Решение задачи о сезонных вариациях имеет важное значение для технологии проведения измерений методом космической геодезии. Годовые вариации для пунктов юга Сибири (например, NVSK-Новосибирск и IRKT-Иркутск) достигают 30 мбар, а максимальный разброс значений составляет 60 мбар. Расчеты влияния циклонов—антициклонов (размеры от 100 до 3000 км), учет границ суша—море для модели Земли PREM Дзивонского-Андерсона проводили В. Раббел и Й. Чой [Rabbel, Zschau, 1985]. Использованы модели, описанные выше. При расчетах использованы функции Грина, и в рамках модели получены соотношения:

$$\text{для вертикального смещения } u = -0.90 p_s - 0.35 (p - p_s), \quad (4)$$

где p — локальное изменение атмосферного давления, p_s — среднее давление на площади — круг радиусом 2000 км.

Расчетные максимальные эффекты для вертикальных смещений дают оценку до 25 мм, для горизонтальных смещений в три раза меньше. Для сезонных деформаций эффекты находятся на уровне 10^{-9} . Годовые вариации вертикальных смещений для станций юга Сибири по данным GPS измерений составляют 25—35 мм, что соответствует формуле (4). Подобного рода вариации наряду с приливными изменениями из-за большой длины волны не оказывают существенного влияния на результаты нивелирования.

Применяя формулу (3) для оценки влияния нагрузки от водохранилища (поперечный размер от 1 до 30 км, в среднем 15 км), получаем $z \approx 6$ км (рис. 4). Таким образом, возможные глубины наведенной сейсмичности — это первые десять километров земной коры. Попытаемся выделить сезонную составляющую в сейсмичности региона, прилегающего к водохранилищу СШГЭС. Для этого рассмотрим имеющийся банк данных по Алтае-Саянскому региону и проведем анализ с помощью программного пакета HiCum [Гольдин и др., 2008]. Первоначальной целью метода накопления гистограмм (HiCum) являлся анализ потока случайных событий и графическое отображение его модуляции периодическими (например, приливными) воздействиями. По существу это метод наложения эпох, модифицированный для изучения потоков случайных событий. Результат сложения, как правило, аппроксимируется некоторой гладкой функцией в заданном классе сигналов. В приложении к непрерывным (гладким) процессам данный подход представляет метод оценки формы периодического сигнала на фоне помех (инвариантный относительно формы сигнала). Анализ банка данных, полученных Алтае-Саянским филиалом Геофизической службы СО РАН, показал его хорошую представительность с начала 1970-х до конца 1990-х годов (6—7 класс), далее представительность падает до 9—10 класса. Для анализа была выбрана область водохранилища Саяно-Шушенской ГЭС и прилегающей территории с размерами: 52.6 — 53.8° с.ш.; 88 — 96° в.д. Анализ на периодичность сейсмического процесса позволил выявить эффекты на годовых частотах. Приливный анализ проведен с помощью программы HiCum для волны годового периода (S_a). По

мере нагружения водохранилища, сезонная компонента проявляется более активно. Значимый уровень (> 5 %) модуляции был выделен только при рассмотрении всего банка данных (1970—2001 гг.), включая период полного наполнения водохранилища (с 1990 г.). Эффект сезонной нагрузки зоны водохранилища (до 40 м) проявляется в сейсмичности со значимым уровнем модуляции 23 %.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ И ЭФФЕКТИВНЫЕ УПРУГИЕ МОДУЛИ

Моделирование косейсмических эффектов Алтае-Саянского региона требует оценки параметров земной коры. Определение эффективного модуля упругости можно провести, используя данные о вертикальных смещениях при сезонной нагрузке зоны водохранилища Саяно-Шушенской ГЭС. При сезонных вариациях уровня 40 м (рис. 5), по данным нивелировок [Спиридонов, 1998; Стефаненко, 2010], вертикальные смещения земной поверхности достигают 4—5 мм. Схема нивелировочной сети в зоне плотины приведена на рис. 5, а. Анализ сезонных вариаций за период 1991—2006 гг. показал зависимость смещений Δh от изменения нагрузки ΔH , $\Delta h = 0.000115 \cdot \Delta H$ (метры).

Вертикальное опускание за 16 лет с момента полного заполнения водохранилища (1990 г.) составило 8—9 мм. Одна из экспериментальных кривых затухания и линия экспоненциального тренда (постоянная затухания 260 лет) приведена на рис. 5, б.

Оценим эффективный модуль упругости земной коры, используя решение [Тимошенко, Гудьер, 1975], полученное при плоском деформированном состоянии. На поверхности $x = 0$ для вертикального перемещения:

$$u_x = (2q/\pi E)[y \cdot \ln y - (y + 1) \cdot \ln(y + 1)], \quad (5)$$

где $q = \rho g \Delta H$ — интенсивность непрерывно распределенной нагрузки, ΔH — изменение уровня водохранилища, E — модуль Юнга, y — расстояние до края водохранилища, l — ширина водохранилища, ρ — плотность воды.

В центре водохранилища вертикальные смещения равны:

$$u_x = (2q/\pi E)[2l \cdot \ln(l)]. \quad (6)$$

Наклон равен:

$$\psi = \partial u_x / \partial y = (2q/\pi E) \cdot \ln[y/(y + 1)] = (2\rho g \Delta H / \pi E) \cdot \ln[y/(y + 1)]. \quad (7)$$

Определяя наклон как отношение вертикального смещения к базе ($y = 3$ км) и принимая для l значения от 1 до 2 км (см. рис. 4), модуль Юнга можно определить из соотношения:

$$E = (2q/\pi \psi) \cdot \ln[y/(y + 1)] = (2\rho g \Delta H / \pi \psi) \cdot \ln[y/(y + 1)], \quad (8)$$

используя экспериментальные данные, получаем $E \approx (5—9) \cdot 10^{10}$ Па.

В трехмерном случае для полупространства $X \leq 0$, если плоскость O_{yz} — граница тела, а сила P приложена нормально к плоской границе и расстояние до точки приложения силы $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, можно оценить эффекты вне зоны нагружения. Формулы Буссинеска для смещений при $X = 0$ с упругими параметрами Ламе (λ и μ) записываются как

$$\begin{aligned} u_0 &= [P / 4\pi(\lambda + \mu)] \cdot (z / R^2), \\ v_0 &= [P / 4\pi(\lambda + \mu)] \cdot (y / R^2), \\ w_0 &= [P(\lambda + 2\mu)] / [4\pi\mu(\lambda + \mu) \cdot R]. \end{aligned} \quad (9)$$

То же с модулями Юнга (E) и Пуассона (ν), для вертикальной компоненты смещений на поверхности они записываются в виде

$$u_x = P(1 - \nu^2) / (\pi E \cdot R), \quad (10)$$

где P — нагрузка, R — расстояние от точки ее приложения.

Для нагрузки в виде круга (радиус $r = 500$ м) максимальное смещение внутри зоны нагружения равно [Тимошенко, Гудьер, 1975]:

$$U_{x\max} = [2(1 - \nu^2) \cdot q \cdot r] / E, \quad (11)$$

в этом случае модуль Юнга равен (при $\nu = 0.25$) $E = 80$ ГПа.

КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ

Полученные значения упругих модулей ($\nu = 0.25$ и $E = 80$ ГПа) использованы при моделировании косейсмических эффектов Алтае-Саянской области. Для двух землетрясений региона, случившихся в 2011 г., результаты расчетов приведены на рис. 6, а. Как следует из вычислений, косейсмические смещения в зоне крупных промышленных объектов (шахты Абазы и СШГЭС) не превышают 3 мм. Результаты

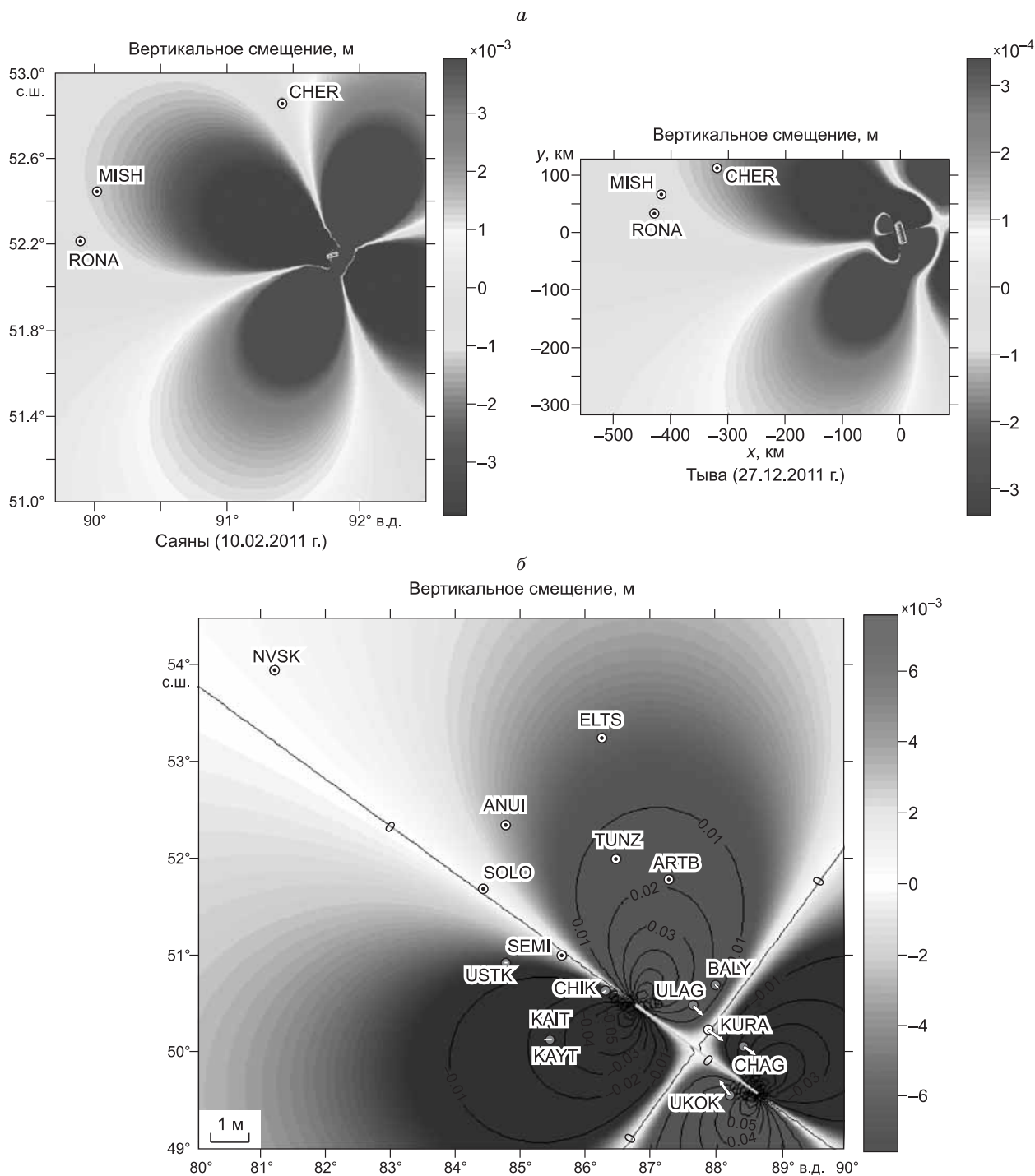


Рис. 6. Результаты моделирования косейсмических вертикальных смещений (м) при землетрясениях Саяно-Тувинского региона в 2011 году (а) и для Алтае-Саянского региона при Чуйском землетрясении 2003 г. (б).

а: код пункта в районе СШГЭС — CHER ($M = 6.1, 6.7$). б: приведены пункты сети Горного Алтая. Положение плотины СШГЭС оказалось в нулевой области около нодальной плоскости.

Таблица 1. Скорости горизонтальных смещений Саянского региона относительно Евразии

Код пункта	Координаты, град.		Скорость, мм/год	
	с.ш.	в.д.	v_{φ}	v_{λ}
TANZ	53.135	92.916	0.43 ± 0.62	0.70 ± 0.94
ARAD	52.443	93.570	1.75 ± 0.27	1.25 ± 0.43
CHAD	51.334	91.198	0.54 ± 0.29	1.54 ± 0.50
ERZH	50.250	95.023	2.47 ± 0.29	0.84 ± 0.45
CHER	52.857	91.416	1.23 ± 0.81	4.24 ± 1.19
MISH	52.443	90.033	-0.43 ± 0.72	1.25 ± 0.95
RONA	52.160	89.861	-1.25 ± 2.24	-2.77 ± 3.08
Среднее	—	—	$+0.67 \pm 0.48$	$+1.00 \pm 0.77$

Примечание. Пункты TANZ, ARAD, CHAD, ERZN (2000—2004 гг., по данным [Лухнев и др., 2005]), наши определения по пунктам CHER, MISH, RONA — (2003—2006 гг.). Среднее — вектор 1.19 мм/год, его азимут 56.0° с.ш.

Таблица 2. Горизонтальные скорости Саянского региона относительно Евразии

Код пункта	Координаты, град.		Скорость, мм/год	
	с.ш.	в.д.	v_{φ}	v_{λ}
АВАК	53.669	91.590	2.23 ± 0.24	0.51 ± 0.36
TANZ	53.135	92.916	-0.95 ± 0.54	-2.60 ± 0.69
CHER	52.857	91.416	0.52 ± 0.30	4.06 ± 0.32
MISH	52.443	90.033	0.53 ± 0.34	0.95 ± 0.34
ARAD	52.443	93.570	-0.28 ± 0.30	0.27 ± 0.49
RONA	52.160	89.861	0.10 ± 0.54	1.09 ± 0.58
CHAD	51.334	91.198	-0.18 ± 0.32	1.16 ± 0.65
ERZH	50.250	95.023	1.04 ± 0.57	0.25 ± 0.89
Среднее	—	—	$+0.38 \pm 0.34$	$+0.71 \pm 0.64$

Примечание. Данные по пунктам АВАК, TANZ, ARAD, CHAD, ERZN определены для эпохи 2000—2009 гг. [Лухнев и др., 2010], данные по пунктам CHER, MISH, RONA определены для эпохи 2003—2011 гг. Суммарный вектор скорости 0.80 мм/год, азимут 62° с.ш.

Таблица 3. Горизонтальные скорости по пунктам Тувы и пунктом Монголии, эпоха 2000—2009 гг. [Лухнев и др., 2010]

Код пункта	Координаты, град.		Скорость, мм/год	
	с.ш.	в.д.	v_{φ}	v_{λ}
ERZH	50.250	95.023	1.04 ± 0.57	0.25 ± 0.89
ARAD	52.443	93.570	-0.28 ± 0.30	0.27 ± 0.49
ULAA	49.971	92.078	1.45 ± 0.39	2.53 ± 0.81
CHAD	51.334	91.198	-0.18 ± 0.32	1.16 ± 0.65
Среднее	51.0	93.0	$+0.5 \pm 0.43$	$+1.0 \pm 0.53$

Примечание. Суммарный вектор скорости 1.1 мм/год, азимут 64° с.ш.

моделирования смещений при Чуйском землетрясении (27.09.2003, $M=7.5$) приведены на рис. 6, б. Смещения на юге Кузбасса достигали 5 мм.

Исключая влияния косейсмических смещений проведена оценка тектонических составляющих современных движений Саянского и Тувинского регионов. Решение приведено относительно Евразийской плиты. В среднем по региону для эпохи 2000—2011 гг. получено смещение на СВВ с годовой скоростью 0.8—1.1 мм. Ошибка определения смещения может быть оценена в 0.5—0.6 мм.

Скорости вертикальных движений в Саянском регионе даже в зоне водохранилища СШГЭС не превышают 5 мм/год. Высокие градиенты вертикальных движений в зоне Западных Саян могут быть

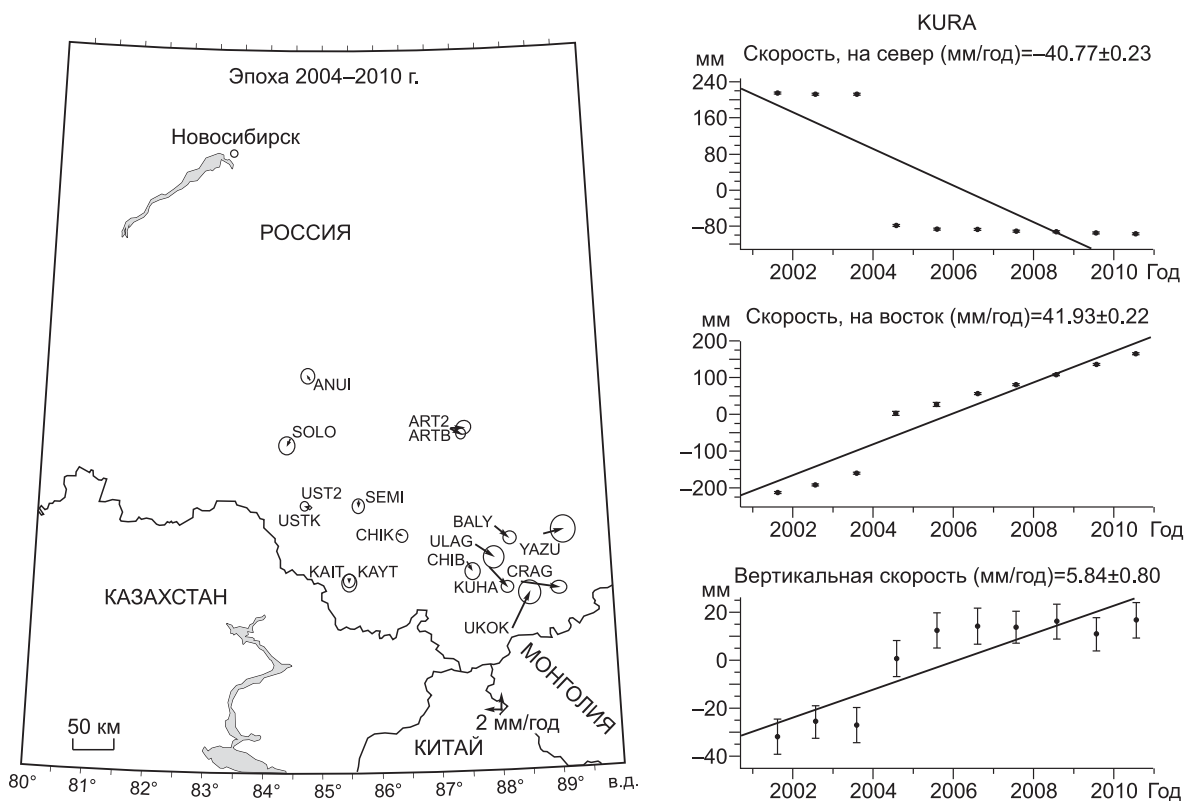


Рис. 7. Скорости относительных смещений для Горного Алтая относительно пункта USTK (Усть-Кан) и геоцентрическое смещение пункта Курай (в мм), в эпоху 2001—2010 гг. — скачок на ЮВ и подъем пункта при Чуйском землетрясении ($M = 7.5$, 27.09.2003).

связаны с эффектами заполнения водохранилищ Красноярской и Саяно-Шушенской ГЭС [Wang, 2000]. Анализ горизонтальных движений по сети пунктов показал смещение на СВВ области Западных Саян и Тувы со скоростью 0.8—1.2 мм/год (табл. 1, 2, 3). Слабые вариации скорости обусловлены разными эпохами измерений с включением косейсмических эффектов и при их отсутствии.

ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИЕ СМЕЩЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ, ЭФФЕКТИВНЫЕ ВЯЗКИЕ ПАРАМЕТРЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Проведение ежегодных GPS измерений по Алтае-Саянской геодинамической сети в период с 2000 по 2012 г. позволило оценить особенности поля смещений Горного Алтая перед, в момент и после Чуйского землетрясения ($M = 7.5$; 27.09.2003; 50.06° с.ш., 87.96° в.д.) [Гольдин и др., 2005]. Получены скорости постсейсмических смещений в эпицентральной зоне в 2004—2012 гг. Из смещений, полученных в геоцентрической системе координат, вычитались модельные движения Евразийской плиты. Постсейсмические движения повторяют правостороннее смещение в эпицентральной зоне. Их распределение по территории Горного Алтая показано на рис. 7. Аномальные скорости выделены в 100-километровой эпицентральной области, где их значения достигают 2—3 мм/год. Эти результаты позволяют провести оценку эффективной вязкости геологической среды. Рассмотрим существующие модели для однослойной и двухслойной вязкоупругих сред [Elsasser, 1971; Savage, Burford, 1973; Nur, Mavko, 1974; Budiansky, Amazigo, 1976; Savage, Prescott, 1978; Rice, 1980; Turcott, Schubert, 1982; Calais et al., 2002; Segall, 2002; Johnson, Segall, 2004] и сделаем оценки эффективных параметров. Используем известные решения и параметры, экспериментально определенные по данным GPS измерений: ориентацию и размеры сейсмического разрыва, величину сброса напряжений при Чуйском землетрясении [Гольдин и др., 2005; Ардюков и др., 2012], значения постсейсмических скоростей на земной поверхности. Наблюдаемый постсейсмический сигнал распространяется из эпицентральной зоны с длиной волны много больше глубины (8—16 км), но порядка длины разрыва (80—150 км).

В модели, предложенной в работе [Budiansky, Amazigo, 1976], рассматривается деформирование блока литосферы, на котором расположены пункты измерений. На рис. 8, а представлена модель лито-

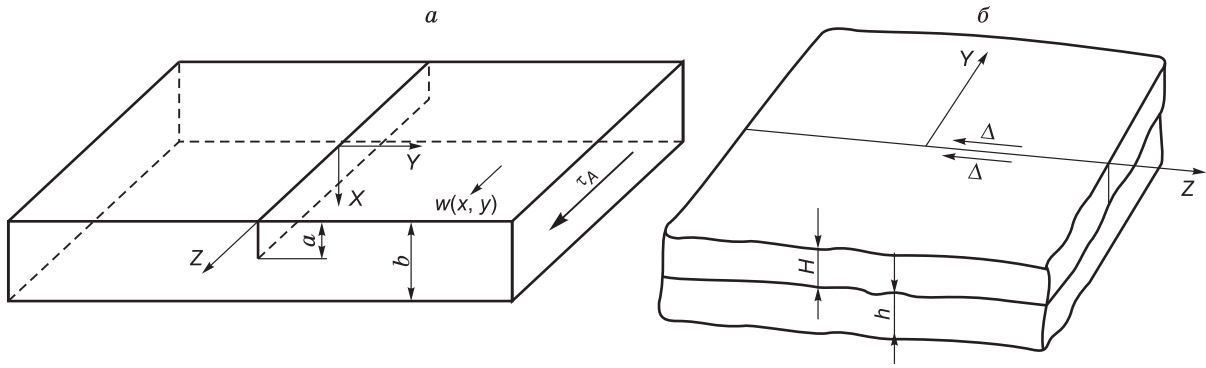


Рис. 8. а) Модель вязкоупругого блока.

Разлом простирается по оси Z и по оси X до глубины a . Касательное напряжение τ_A приложено на границе блока [Budiansky, Amazigo, 1976].

б) Двухслойная модель [Elsasser, 1971].

Упругий слой (мощность H), вязкий слой (мощность h) и разлом простираются по оси Z ; правостороннее смещение блока по разлому (Δ).

сферы с разломом в пределах земной коры. Взаимодействие скольжения по разлому и крипа литосферы рассматривается на основе идеализированной вязкоупругой модели с ньютоновской вязкостью. Касательное напряжение приложено на границе блока. В этом случае при известных упрощениях [Budiansky, Amazigo, 1976] можно получить соотношение, связывающее эффективную вязкость литосферы, скорость скольжения на разломе и сброс напряжений на разломе. Заметим, что рассматривается циклический процесс накопления и сброса напряжений при отсутствии изменений вязкости и других параметров с глубиной.

Пусть литосферная плита толщиной b содержит нормальный к поверхности разлом глубиной a , к плите приложено сдвиговое напряжение τ_A , все напряжения и деформации независимы от координаты Z вдоль разлома (см. рис. 8, а). В начальном положении разлом заблокирован. Литосферная плита свободно скользит по астеносфере. Имеется только одна компонента смещения: в направлении Z , $w = w(x, y)$. Уравнения, связывающие сдвиговые деформации (γ_{xz} , γ_{yz}) и напряжения (τ_{xz} , τ_{yz}), записываются для этой модели следующим образом:

$$\begin{aligned} \gamma'_{xz} &= \tau'_{xz} / \mu + \tau_{xz} / \eta, \\ \gamma'_{yz} &= \tau'_{yz} / \mu + \tau_{yz} / \eta, \end{aligned} \quad (12)$$

где μ — модуль сдвига и η — вязкость, ' — производная по времени.

При заданных смещениях $u = 0$, $v = 0$ и $w = w(x, y)$ сдвиговые деформации связаны со скоростью $w'(x, y)$ соотношениями:

$$\begin{aligned} \gamma'_{xz} &= \partial w' / \partial x, \\ \gamma'_{yz} &= \partial w' / \partial y. \end{aligned} \quad (13)$$

Уравнение равновесия записываются в виде

$$\partial \tau_{xz} / \partial x + \partial \tau_{yz} / \partial y = 0. \quad (14)$$

Граничные условия:

$$\begin{aligned} \tau_{yz} &= \tau_A, \quad y = \infty, \\ \tau_{xz} &= 0, \quad x = 0, b. \end{aligned} \quad (15)$$

Построение зависящего от времени решения начинается с момента крупного землетрясения $t = 0^+$, порождающего сдвиговое напряжение в зоне разлома ($0 \leq x \leq a$, $y = 0$):

$$\tau_{yz}(x, 0; 0^+) = \tau_D. \quad (16)$$

Скорость смещения в окрестности разлома составляет

$$v = w/t, \text{ где } t \text{ — время.} \quad (17)$$

Далее, авторами [Koiter, 1959; Vudiansky, Amazigo, 1976] получено соотношение, связывающее вязкость литосферной плиты η , скорость движений в зоне разлома v , величину сброса напряжений в зоне разлома τ и глубину разлома a :

$$\eta = \tau \cdot a / v, \quad (18)$$

при сбросе напряжений на разломе 4 МПа (40 бар), глубине разрыва 16 км и скорости 2 мм/год (см. рис. 8, а), получаем значение эффективной вязкости литосферы $1 \cdot 10^{21}$ Па·с.

Используя оценки скорости сдвиговой деформации γ'_{yz} (см. рис. 7, 8, а), полученные из многолетних натуральных измерений (2004—2011 гг.) и лежащие в диапазоне от $2 \cdot 10^{-8}$ в год (2 мм на базе 100 км) до $5 \cdot 10^{-9}$ в год (2 мм на базе 400 км), а также порождающий их сброс напряжений $\tau = 4$ МПа (40 бар), по определению для вязкости имеем соотношение $\eta = \tau / \gamma'_{yz}$, и значения η оцениваем на уровне от $6.3 \cdot 10^{21}$ до $2.5 \cdot 10^{22}$ Па·с. Далее рассмотрим многослойные модели.

Если исходить из представлений о хрупкоупругом поведении верхней коры (мощностью H) и локализации вязких деформаций в нижней коре (мощностью h), то для оценки реологических параметров такой модели можно рассмотреть известное решение Эльзассера [Elsasser, 1971]. Для двухслойной модели допускается скольжение в зоне разлома до глубины H (см. рис. 8, б). В рамках модели Эльзассера принимается, что касательное напряжение на границе слоев на подошве верхней коры равно:

$$\tau_{xz} = \tau_E = \eta \cdot \omega' / h, \quad (19)$$

где h — толщина нижней коры, ω — смещение, ω' — скорость, η — средняя вязкость нижней коры.

Исследование глубинного строения Алтае-Саянской области показало, что по гравиметрическим данным (по профилям Бийск—Абакан, Усть-Кан—Чулышман, Калгуты—Джулу-Куль и Тархата—Узун-Оюн) мощность коры составила от 40 до 50 км с нарастанием мощности с севера на юг Горного Алтая, также выделены субвертикальные разломы, ограничивающие межгорные впадины [Ладынин, 1970]. По сейсмическим данным, глубина границы Мохо изменяется от 45 км на северной границе Горного Алтая до 55 км на юге региона [Лисейкин, 2009]. Для Монголии в работе [Calais et al., 2002] принята мощность упругой верхней коры 20 км и вязкоупругой нижней коры 25 км. По модели Эльзассера (20) соотношение для касательного напряжения на границе слоев и сброшенного напряжения на вертикальном разрыве изменяется от 0.1 до 0.01, что приводит при наших экспериментальных параметрах к величине эффективной вязкости нижнего слоя $1 \cdot 10^{19}$ — $1 \cdot 10^{20}$ Па·с.

Зависимость параметров от расстояния до разрыва (по оси y) проиллюстрируем на следующей модели. Модель Максвелла включает упругий слой толщиной H , лежащий на вязкоупругом полупространстве [Segall, 2002]. Тело Максвелла имеет время релаксации $\tau_M = 2\eta/\mu$, где η — вязкость и μ — модуль сдвига. В момент времени $t = 0$ сдвиг происходит на разломе от поверхности до глубины $D \leq H$. Скорость на земной поверхности как функция положения по линии, перпендикулярной разрыву (по оси x), числу сейсмически-активных процессов n и времени t записывается [Segall, 2002]:

$$v(y, t) = (\Delta u / \pi \cdot \tau_R) \cdot \exp(-t/\tau_R) \sum_{n=1}^{\infty} [(t/\tau_R)^{n-1} / (n-1)!] \cdot F_n(y, D, H), \quad (20)$$

при этом пространственное распределение записывается соотношением:

$$F_n(y, D, H) = \{ \tan^{-1}[(D + 2nH)/y] + \tan^{-1}[(D - 2nH)/y] \} = \tan^{-1} \{ 2yD / [y^2 + (2nH)^2 - D^2] \} \text{ при } n = 1,$$

$$v(y, t) = (\Delta u / \pi \cdot \tau_R) \cdot \exp(-t/\tau_R) \tan^{-1} \{ 2yD / [y^2 + (2H)^2 - D^2] \}. \quad (21)$$

Постсейсмическая скорость является функцией косейсмического сдвига Δu , глубины разлома D , толщины упругого слоя H , параметра релаксации материала τ_M и времени, прошедшего с момента последнего сильного землетрясения t .

В соотношении для скорости временная зависимость связана с безразмерным параметром t/τ_M и временем релаксации τ_M (рис. 9, 10). Пространственная зависимость является функцией расстояния

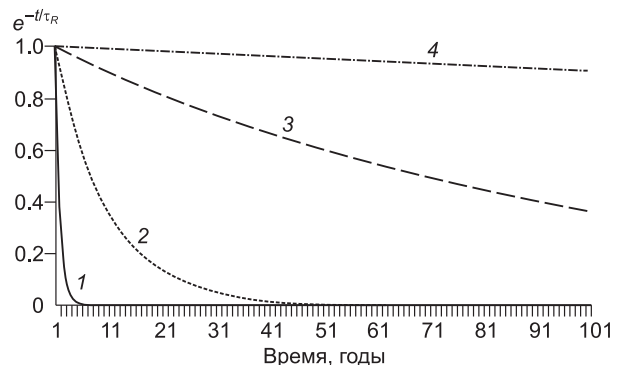


Рис. 9. Изменение параметра (e^{-t/τ_R}) от времени при разных параметрах релаксации:

1 — 1 год; 2 — 10 лет; 3 — 100 лет; 4 — 1000 лет. Затухание в течение 100 лет.

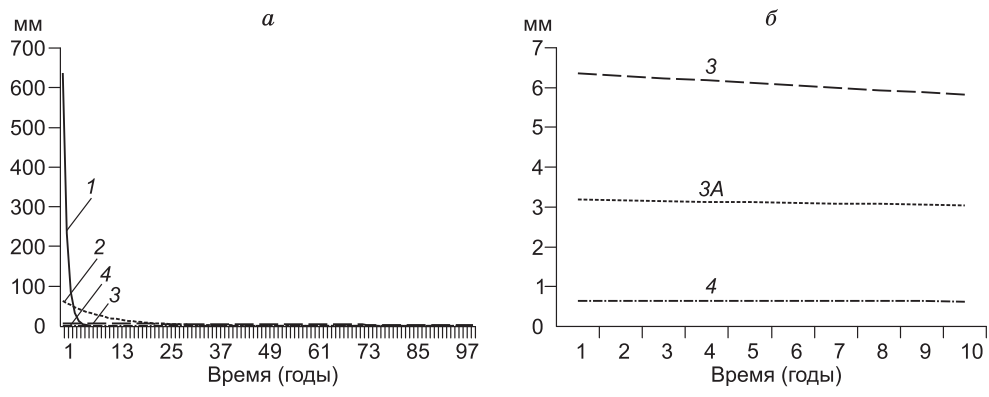


Рис. 10. а — зависимость соотношения $(\Delta u/\pi \cdot \tau_R) \cdot (e^{-t/\tau_R})$ от времени при разных параметрах релаксации: (1) — 1 год; (2) — 10 лет; (3) — 100 лет; (4) — 1000 лет. Изменение за 100 лет. **б** — зависимость соотношения $(\Delta u/\pi \cdot \tau_R) \cdot (e^{-t/\tau_R})$ от времени, изменение за 10 лет, скорость в мм/год, времена релаксации (3) — 100 лет, (3А) — 200 лет, (4) — 1000 лет.

по линии, перпендикулярной разрыву (по оси x), глубине разлома D и толщине упругого слоя H (рис. 11, $\tan^{-1}\{2yD/[y^2 + (2H)^2 - D^2]\}$).

Модель вязкоупругой релаксации соответствует развитию постсейсмического процесса при Чуйском землетрясении. Допустим, к моменту $t = 0$ значительное тектоническое напряжение накоплено для реализации на сейсмическом разрыве. Решение для упруговязкой модели строится в два этапа, на первом реализуется статическое косейсмическое смещение, напряжение на разрыве в упругом слое передается в упругое полупространство. Но со временем деформация изменяется как результат релаксации в нижнем полупространстве. Важные параметры модели: скачок напряжения, глубина гипоцентра, толщина упругого и упруговязкого слоев, эффективные реологические модули для упругого и вязкого слоев, скорость деформации и смещения, время, прошедшее от события, скорость на поверхности на разных расстояниях от эпицентра и нодальной линии.

Для времени Максвелла мы получаем оценку $\tau_M \geq 100$ лет, для мощности верхней коры 25 км (см. рис. 10, б и 11). Еще одна оценка времени релаксации — это период между сильными землетрясениями южного региона Горного Алтая — 100—250 лет [Новый каталог..., 1977]. Тот же порядок величин (260 лет) получен по затуханию вертикальных смещений в зоне водохранилища СШГЭС. Для времени релаксации по Максвеллу $\tau_M = 2\eta/\mu$ получаем оценку 100—300 лет, что при значении модуля сдвига μ от 33 до 55 ГПа приводит к величинам эффективной вязкости для нижней коры $\eta = 0.3 \cdot 10^{20} - 2.6 \cdot 10^{20}$ Па·с.

В результате исследований, исходя из экспериментальных данных по постсейсмическим смещениям в зоне Чуйского землетрясения Горного Алтая, работая в рамках однослойной модели при вязкоупругом поведении среды, получено значение эффективной вязкости от $1 \cdot 10^{21}$ до $2.5 \cdot 10^{22}$ Па·с. Рассматривая двухслойную модель для Алтае-Саянского региона получены оценки эффективной вязкости нижней коры в пределах $1 \cdot 10^{19} - 3 \cdot 10^{20}$ Па·с.

Обычно в настоящее время используются двухслойные модели и, как показано в статьях [Wang et al., 2003; Varbot, 2008], трехслойные модели с мантийным слоем влияют на результат незначительно.

Известные оценки на основе постсейсмических эффектов в Тибете для вертикально стратифицированной нижней коры лежат в интервале $1.2 \cdot 10^{21} - 1.6 \cdot 10^{18}$ Па·с, первое значение относится к верхней части вязкоупругого слоя (глубина 10 км)

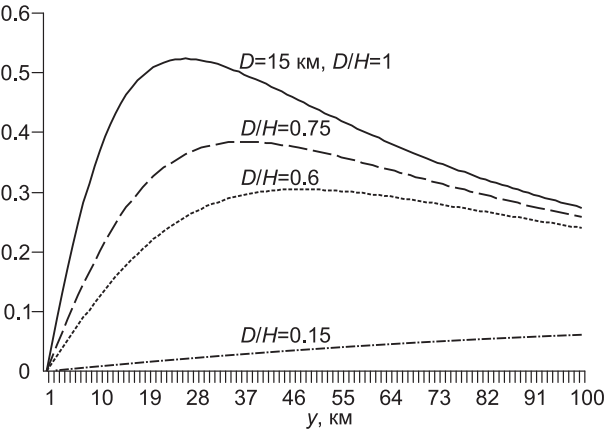


Рис. 11. Изменение параметра $\tan^{-1}\{2yD/[y^2 + (2H)^2 - D^2]\}$ из соотношения (22) в пространстве на расстоянии до 100 км от разрыва (по оси y).

Мощность H упругого слоя (верхней коры) соответственно: 15 км, 20 км, 25 км и 100 км. $D = 15$ км — глубина разрыва.

Таблица 4. Координаты пунктов Горного Алтая, скорости (мм/год) по модели Евразии [Shestakov et al., 2011], экспериментальные данные (с 2000—2004 по 2011 г.) и остаточные значения

Код пункта	Координаты, град.		Модель		Эксперимент		Разность	
	с.ш.	в.д.	v_{ϕ}	v_{λ}	v_{ϕ}	v_{λ}	v_{ϕ}	v_{λ}
ART2	51.799	87.282	-2.266	26.707	-0.93	26.67	+1.33	-0.04
ARTB	51.799	87.282	—	—	-1.04	26.20	+1.22	-0.51
CHIK	50.644	86.313	-1.993	26.886	-1.09	26.91	+0.90	+0.02
SEMI	51.014	85.626	-1.792	26.837	-0.97	26.09	+0.82	-0.75
USTK	50.939	84.769	-1.550	26.877	-0.78	26.34	+0.77	-0.54
КАУТ	50.146	85.439	-1.744	26.969	-0.34	26.15	+1.40	-0.82
КАИТ	50.145	85.465	-1.753	26.968	-0.27	26.92	+1.48	-0.05
Среднее	—	—	—	—	—	—	+1.13	-0.38

Примечание. Осредненный вектор составляет 1.19 мм/год на ССЗ.

второе к границе Мохо (глубина 60 км) [Yanasaki, Houseman, 2012]. Аналогичное распределение получено [Freed et al., 2006] при анализе процессов, связанных с землетрясением на Аляске (03.11.2002, $M=7.9$). В построенной авторами модели вязкость экспоненциально изменяется в коре от 10^{21} (20 км) до 10^{19} Па·с (50 км, граница Мохо) и в мантии от $2 \cdot 10^{20}$ (50 км) до $2 \cdot 10^{18}$ Па·с (120 км).

Определение тектонической составляющей современных движений Горного Алтая осложнено эффектами Чуйского землетрясения. Поэтому полученные величины можно рассматривать как предварительные. Из анализа результатов для пунктов, расположенных вне эпицентральной зоны, получены значения скоростей горизонтальных движений относительно Евразии (табл. 4). Предварительная величина осредненного значения достигает 1.2 мм/год в направлении на ССЗ. Ошибка составляет 0.5 мм/год.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований можно сформулировать несколько выводов.

Определена средняя величина тектонической составляющей современных смещений Горного Алтая по GPS данным (эпоха 2000—2011 гг.): 1.2 мм/год на ССЗ, для Саянского региона (эпоха 2000—2011 гг.): 0.8—1.2 мм/год на СВВ.

Используя периодические годовые нагрузки (водохранилище СШГЭС) на земную кору, определен эффективный модуль упругости земной коры $E=80$ ГПа (при коэффициенте Пуассона 0.25). Проверка полученной оценки проведена на примере распределения смещений при Чуйском землетрясении, соответствие расчетов и экспериментальных данных лежит в пределах 5—10 %.

Анализ поля постсейсмических смещений с использованием однослойной модели литосферы приводит к оценке эффективной вязкости от $1 \cdot 10^{21}$ до $2.5 \cdot 10^{22}$ Па·с.

Для двухслойной модели земной коры (хрупкоупругая верхняя кора и вязкоупругая нижняя кора) получены оценки эффективной вязкости нижней коры, лежащие в интервале $1 \cdot 10^{19}$ — $3 \cdot 10^{20}$ Па·с. Оценки получены на основе постсейсмических горизонтальных смещений и из затухания вертикальных смещений в зоне водохранилища СШГЭС.

Распределение постсейсмических горизонтальных смещений при Чуйском землетрясении соответствует мощности упругой части земной коры в 25 км.

Работа была выполнена в рамках интеграционного проекта СО РАН № 76, проекта Президиума РАН № 4.1 и программы РАН ОНЗ 6-2.

ЛИТЕРАТУРА

Ардюков Д.Г., Тимофеев В.Ю., Тимофеев А.В. Чуйское (Алтайское) землетрясение. Поля смещений и параметры сейсмического разрыва по GPS данным // Lambert, Academic Publishing, 2012, 148 p.

Болт Б. Землетрясения: общедоступный очерк / Ред. Н.В. Шебалин. М., Мир, 1981, 256 с.

Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // ДАН, 2005, т. 405, № 6, с. 804—809.

Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., ван Раумбеке М., Ардюков Д.Г., Лаврентьев М.Е., Седусов Р.Г. Приливная модуляция слабой сейсмичности для южной части Сибири // Физическая мезомеханика, 2008, т. 11, № 4, с. 81—93.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Полянский О.П. Геодинамика, поля напряжений и условия деформаций в различных геодинамических обстановках // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 469—499.

Колмогорова П.П., Колмогоров В.Г. Современные вертикальные движения Алтае-Саянской области и их связь с новейшими движениями и сейсмичностью // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (6), с. 567—578.

Ладынин А.В. Особенности изостазии горных областей юга Сибири и их связь с глубинным строением и новейшей тектоникой: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1970, 25 с.

Лескова Е.В., Еманов А.А. Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 года // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 113—123.

Лисейкин А.В. Сейсмотомографическая модель глубинного строения Алтае-Саянской складчатой области: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2009, 16 с.

Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Кале Э., Ашурков С.В. Современные тектонические деформации Центральной Азии по данным измерений методом GPS геодезии за 1994—2004 гг. // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центр. Азии, Вып. 2, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 26—38.

Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (7), с. 1006—1017.

Новиков И.С., Еманов А.А., Лескова Е.В., Баталев В.Ю., Рыбин А.К., Баталева Е.А. Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (11), с. 1139—1149.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР, с древнейших времен до 1975 г. М., Наука, 1977, с. 297—314.

Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 271—291.

Спиридонов Ю.В. Комплекс геодезических наблюдений за общими перемещениями плотины Саяно-Шушенской ГЭС // Гидротехническое строительство, 1998, № 9, с. 55—58.

Стефаненко Н.И. Совершенствование системы геодезического мониторинга арочно-гравитационной плотины Саяно-Шушенской ГЭС: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, СГГА, 2010, 28 с.

Тимошенко С.П., Гудьер Дж. Теория упругости. М., Наука, 1975, 576 с.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Дучков А.Д., Запирева Е.А., Казанцев С.А., Русбек Ф., Брюникс К. Поля и модели смещений земной поверхности Горного Алтая // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (8), с. 923—937.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В. Современные движения Горного Алтая // Физическая мезомеханика, 2009, т. 12, № 1, с. 45—55.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шибяев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы Дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика, 2012а, т. 53 (4), с. 489—507.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В., Грибанова Е.И., Семибаламут В.М., Тимофеев А.В., Ярошевич А.В. Скорости деформаций и смещения в эпоху сильного землетрясения на Южном Байкале // Геология и геофизика, 2012б, т. 53 (8), с. 1040—1061.

Трубицин А.П., Макалкин А.Б. Деформация земной коры под действием атмосферных циклонов // Физика Земли, 1976, № 5, с. 94—96.

Barbot S., Hamiel Y., Fialko Y. Space geodetic investigation of the coseismic and postseismic deformation due to the 2003 $M(w)7.2$ Altai earthquake: implications for the local lithospheric rheology // J. Geophys. Res., 2008, v. 113, B03403.

Budiasky B., Amazio J.C. Interaction of fault slip and lithospheric creep // J. Geophys. Res., 1976, v. 81, № 26, p. 4897—4900.

Boucher C. The ITRF 2000 // IERS Technical Note, 2001, № 31.

Boucher C., Altamimi Z., Sillard P. Results and analysis of the ITRF97 // IERS Technical Note, 1999, № 27, p. 191.

Calais E., Vergnolle M., Deverchere J., San'kov V., Likhnev A., Amariargal S. Are post-seismic effects of the $M=8.4$ Bolnay earthquake (1905 July 23) still influencing GPS velocities in the Mongolia-Baikal area? // Geophys. J. Int., 2002, 149, p. 157—168.

Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Likhnev A., Miroshnitchenko A., Amariargal S., Deverchere J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994—2002): implications for current kinematics of Asia // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, B10, p. 2501.

Calais E., Dong L., Wang M., Shen Z., Vergnolle M. Continental deformation in Asia from a combined GPS solution // *Geophys. Res. Lett.*, 11 Dec. 2007, x-14, doi: 10.1029/2006 GL028433.

Elsasser W.M. Two-layer model of upper-mantle circulation // *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 20, p. 4744—4753.

Freed A.M., Burgmann R., Calais E., Freymueller J., Hreinsdottir S. Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology // *J. Geophys. Res.*, 2006, v. 111, B01401, doi: 10.1029/2005JB003894.

Jin Sh., Park P.-H., Zhu W. Micro-plate tectonics and kinematics in Northeast Asia inferred from a dense set of GPS observations // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 257, p. 486—496.

Johnson K.M., Segall P. Viscoelastic earthquake cycle models with deep stress-driven creep along the San Andreas fault system // *J. Geophys. Res.*, 2004, v. 109, B10403.

Koiter W.T. An infinite row of colinear cracks in an infinite elastic sheet // *Ingen. Arch.*, 1959, № 28, p. 168—172.

Nur A., Mavko G. Postseismic viscoelastic rebound // *Science*, 1974, № 183, p. 204—206.

Rabbel W., Zschau J. Static deformations and gravity changes at the earth's surface due to atmospheric loading // *J. Geophys.*, 1985, v. 56, p. 81—99.

Rastogi B.K., Gupta H.K. Dams and earthquakes // *Developments in geotechnical engineering*. Elsevier, 1975, 229 p.

Rice J. The mechanics of earthquake rupture // *Physics of the Earth's interior. Proceedings of the International School of Physics «Enrico Fermi», Course 78, 1979 / Eds. A.M. Dziewonski, E. Boschi. Italian Physical Society, Amsterdam, North Holland, 1980, p. 555—649.*

Savage J.C., Burford R.O. Geodetic determination of relative plate motion in Central California // *J. Geophys. Res.*, v. 78, № 5, 1973, p. 832—835.

Savage J.C., Prescott W.H. Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle // *J. Geophys. Res.*, v. 83, № B7, 1978, p. 3369—3376.

Segall P. Integrating geologic and geodetic estimates of slip rate on the San Andreas Fault System // *Intern. Geol. Rev.*, 2002, v. 44, p. 62—82.

Sella G.F., Dixon T.H., Mao A. REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B4, 2081, doi: 10.1029/2000JB000033.

Yamasaki T., Houseman G.A. The crustal viscosity gradient measured from post-seismic deformation: a case study of the 1997 Manyi (Tibet) earthquake // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, v. 351/352, p. 105—114.

Turcott D.L., Schubert G. *Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems.* John Wiley & Sons. 2 v., New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore, 1982, p. 730.

Wang H. Surface vertical displacements and level plane changes in the front reservoir area caused by filling the Three Gorges Reservoir // *J. Geophys. Res.*, June 10, 2000, v. 105, № B6, p. 13,211—13,220.

Wang R., Martin F.L., Roth F. Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust — FORTRAN programs EDGRN/EDCMP // *Computers, Geosciences*, 2003, v. 29, p. 195—207.

*Рекомендована к печати 10 июля 2013 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
13 марта 2013 г.*