

УДК 551.24:528.7(202), К78

ВАРИАЦИИ ПОЛЕЙ СМЕЩЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ГОРНОГО АЛТАЯ

© 2024 г. В. Ю. Тимофеев^{a, b, *}, Д. Г. Ардюков^a, А. В. Тимофеев^a

^aИнститут нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bАлтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба” РАН,
просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: timofeevvy@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 09.08.2023 г.

После доработки 23.11.2023 г.

Принята к публикации 22.04.2024 г.

Более двадцати лет измерений современных движений Горного Алтая методами космической геодезии включают различные этапы сейсмического процесса. Сеть из 20-ти пунктов измерений расположена на обширной территории, от Новосибирска на севере до монгольской границы на юге, от границы с Казахстаном на западе, до Саянских гор на востоке. Случившееся в сентябре 2003 г. Чуйское землетрясение естественным образом разбивает период наблюдений с 2000 по 2022 г. на несколько этапов: предсейсмический (2000–2003 гг.), косейсмический (2003–2004 гг.), постсейсмический для эпицентральной области Чуйского землетрясения (2004–2013 гг.) и межсейсмический для остальных районов Горного Алтая, не затронутых значимо воздействием землетрясения (2000–2022 гг.). Данные многолетних измерений проанализированы с помощью специальных программ последних модификаций. Выделены особенности полей смещений на каждом этапе: аномальные скорости перед Чуйским землетрясением, косейсмические смещения в период землетрясения, постсейсмические эффекты в эпицентральной зоне и медленные тектонические движения. Для интерпретации использованы 2D и 3D упругие и вязко-упругие модели земной коры. Определена глубина гипоцентра — 14 км, при двухметровом относительном правостороннем скачке смещений на сейсмическом разрыве. В рамках двухслойной модели получено значение вязкости нижней коры при разных упругих модулях $\eta = 5 \cdot 10^{19} - 1.1 \cdot 10^{20}$ Па·с. Современные движения части Горного Алтая, незатронутой Чуйским землетрясением, составляют 0.8 мм/год на ССЗ. В эпоху 2000–2022 гг. скорость площадной деформации в южной горной части достигает $2 \cdot 10^{-8}$ /год, что на порядок превышает скорость в равнинной северной части исследуемой территории.

Ключевые слова: современные движения, методы космической геодезии, Горный Алтай, землетрясение, упругие и вязко-упругие модели земной коры, этапы сейсмического процесса

DOI: 10.31857/S0203030624040048, **EDN:** IXZTMS

ВВЕДЕНИЕ

Исходя из концепции тектоники плит, деформация Азии обусловлена комплексным воздействием континентальной коллизии и океанической субдукции, а также термальными условиями коры и мантии Земли. С юга Индийская плита надвигается на Евразийскую, с востока под Евразийскую плиту погружается Тихоокеанская [Molnar, Tarponnier, 1975, 1977; Yin, 2010]. Кинематическая картина

смещений земной поверхности отражает скорости движения отдельных жестких плит, блоков и деформирование коры на границах. Развитие навигационных спутниковых систем (GPS, DORIS и SLR) вывело на новый уровень исследования современных геологических процессов. Появились возможности высокоточного определения смещений элементов земной поверхности без ограничений по расстояниям, характерного для классических геодезических наземных

измерений. По данным космической геодезии выделено движение Индийской плиты на ССВ со скоростью около 50 мм/год относительно плиты Евразия. Аномальное смещение от зоны контакта с Евразийской плитой на север постепенно уменьшается вплоть до Сибирских платформ. Алтай-Саянская молодая горная область, расположена на северной границе зоны современной деформации Азии и относится к сейсмически активным территориям России [Новый каталог..., 1977; Сейсмическое районирование..., 1980; Карта..., 1988; Филина, 1994, Жалковский, 1988]. Горообразовательные движения активно продолжаются здесь в последние 5–10 млн лет [Buslov et al., 2021]. Для Алтай-Саянской области за последние 250 лет зафиксированы только два сильных землетрясения магнитудой более 7. В современную эпоху – это Чуйское землетрясение 27.09.2003 [Гольдин и др., 2004], случившееся в юго-восточной части Горного Алтая. Горный Алтай расположен в западной части Алтай-Саянской области, имеет резкопересеченный рельеф с горными плато высотой до 2000–3000 м и хребтами с высотами 3000–4000 м [Девяткин, 1965, Чернов и др., 1988]. Известно, что при сильных землетрясениях в земной коре картируются протяженные разрывы на земной поверхности, что позволяет связывать процесс землетрясения с деформированием земной коры, а само сейсмическое событие есть результат быстрого высвобождения упругой энергии, накопившейся в геологической среде. Величина современных скоростей смещений земной поверхности очень мала, что требует проведения многолетних высокоточных измерений. Сети постоянных и временных станций, использующих методы космической геодезии, в настоящее время охватывают обширные территории Центральной Азии – Памир, Тянь-Шань, Джунгарию и Монголию. Алтайская сеть существенно дополняет существующие области измерений. Методы космической геодезии при проведении многолетнего мониторинга позволяют исследовать современный процесс на этапах: подготовки землетрясения, в эпохи косейсмических, постсейсмических и межсейсмических смещений.

Задача нашего исследования – это определение величины и природы современных полей смещений земной поверхности на основе

результатов двух десятилетий измерений методом космической геодезии в Горном Алтае, анализ их связи с сейсмическим режимом региона.

ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА ПРОВЕДЕНИЯ ИЗМЕРЕНИЙ

Для описания сейсмического процесса известна механическая модель межсейсмического накопления деформаций при блокировании сдвиговой дислокации в упругом полупространстве [Savage, Prescott, 1978]. Модель включает движение тектонических плит относительно друг друга, либо аномальное движение отдельных блоков внутри плит. В более реалистичных моделях деформация упругой коры взаимодействует с вязким нижним слоем. Землетрясение моделируется, как результат внезапного смещения на разломе. Постсейсмическая релаксация деформаций в литосфере связана с вязким взаимодействием упругого и нижележащего вязко-упругого слоя. В модели отражаются и медленные межсейсмические движения [Segall, 2002; Johnson, Segall, 2004]. Поле скоростей смещения земной поверхности состоит из косейсмической и постсейсмической частей и описывается как функция расстояния от разлома (x) и времени (t):

$$v(x, t) = \frac{\dot{S}}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} T_n(t/\tau_R, t/\tau_R) F_n(x, D, H), \quad (1)$$

где

$$F_n(x, D, H) = \tan^{-1} \left(\frac{2xD}{x^2 + (2nH)^2 - D^2} \right),$$

$$T_n\left(\frac{t}{\tau_R}, \frac{t}{\tau_R}\right) = \frac{T}{\tau_R} \frac{e^{-\frac{t}{\tau_R}}}{(n-1)!} \sum_{k=0}^{\infty} e^{\frac{KT}{\tau_R}} \left(\frac{t+KT}{\tau_R} \right)^{n-1}, \quad (2)$$

где H – мощность литосферы, τ_R – время релаксации, t – время от последнего землетрясения, T – текущее время, $\dot{S}$ – скорость скольжения на разломе или косейсмический скачок смещений, n – номер очередного сейсмического события, K – безразмерный коэффициент.

Определение скорости смещений на разных этапах развития сейсмического процесса является задачей многолетних исследований. В Алтай-Саянском регионе измерения методом космической геодезии стартовали в 2000 г. Алтайская геодинимическая сеть, простирающаяся от

Новосибирска до монгольской границы, охватывает территорию от 49° на юге до 55° на севере и от 81° на западе до 89° на востоке, состоит из 20 пунктов (рис. 1, табл. 1).

В первое десятилетие большинство пунктов сети опрашивалось ежегодно, далее только отдельные пункты сети. Опорный пункт Новосибирск-Ключи (NVSK) оборудован за месяц до проведения сетевых измерений 2000 г. В основном, для измерений по сети закладывались скальные репера (см. рис. 1). Пункты оборудовались за 2–3 месяца до проведения измерений. Качественные данные в 2000 г. получены на 12 пунктах, два пункта были перезаложены в 2001 г. для улучшения

видимости навигационных спутников (TUNZ, ARTB) и заложены три новых (UKOK, SOLO, ANUI). Также в 2001 г. в осадочных породах были оборудованы два глубинных репера, включающие бетонный постамент на глубине 3 м и обсадную трубу с репером высотой 1–3 м над поверхностью земли (KRUT и ARTB). Пункты UST2 и CHIB расположены на скальном основании и были заложены в 2004 г. после Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. При измерениях использовалась жесткая центровка антенн (см. рис. 1).

Известно, что наиболее массовое применение в геодезических измерениях получила система GPS (глобальная система позиционирования) с использованием двухчастотных геодезических приемников и специальных программ постобработки сигнала. Рассматривая возможности метода космической геодезии, отметим, что основная проблема при вычислении расстояния до спутника системы спутниковой навигации связана с синхронизацией часов на спутнике и в приемнике. Приемник получает, например, эфемериды (точные данные об орбите спутника), прогноз задержки распространения радиосигнала в ионосфере, а также сведения о работоспособности спутника. Элементы орбит известны с высокой точностью и корректируются 2–3 раза в день; также корректируются и высокоточные часы, точность которых сравнима с атомными часами – порядка 10^{-12} секунды. Устранение искажений различной природы позволили достичь точности измерения взаимных расстояний 1–2 мм, что обусловило возможность применения системы для научных исследований. Нами при измерениях используются двухчастотные приемники космической геодезии системы TRIMBLE (TRIMBLE 4700, TRIMBLE R7, TRIMBLE R9s) при накоплении сигнала в 48 и более часов. В большинстве случаев использовались одновременные измерения комплектом из нескольких приёмников одного типа на двух и более пунктах. Для обработки данных применялась последняя версия программного пакета GAMIT-GLOBK с привлечением данных постоянных GPS станций международной сети IGS и комплекса спутниковых поправок [Herring et al., 2010]. Обычно использовались данные 40 пунктов IGS сети, как отечественных, так и зарубежных, например, станции с кодами

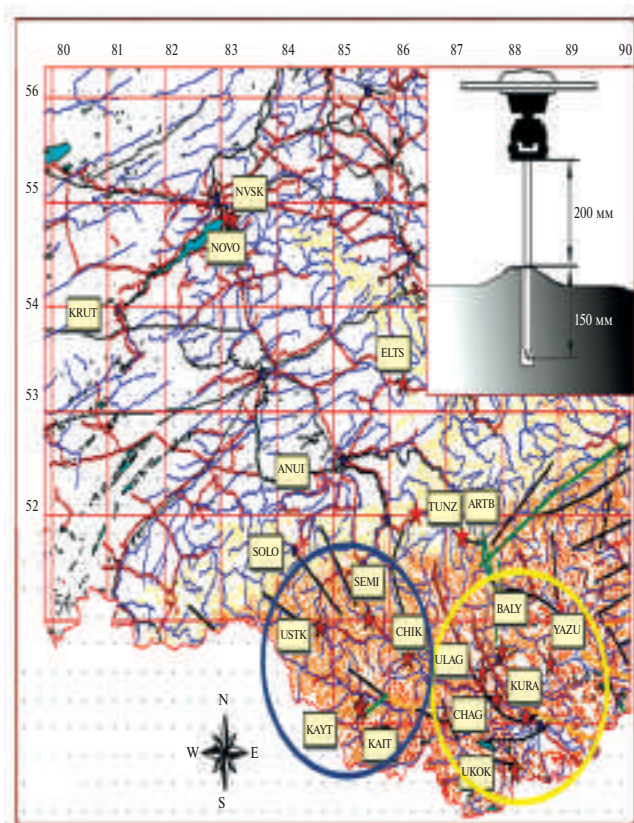


Рис. 1. Пункты Алтайской сети, заложенные в 2000 и 2001 гг., и схема оборудования скального репера для установки антенны приемника космической геодезии. Метка репера зацементирована в специально пробуренном отверстии, при измерения устанавливается переходник (200 мм), трегер и антенна. На карте показана гидросеть, разломы и рельеф. В юго-восточной части территории расположены горные плато высотой до 2000–3000 м и хребты с высотами 3000–4000 м. К северу от горной части плоская равнина с высотами 120 м. Желтым кругом выделена эпицентральная область Чуйского землетрясения.

Таблица 1. Координаты и высоты пунктов Алтайской сети космической геодезии и двух станций международной сети IGS, расположенных к югу от Горного Алтая

Код пункта	Широта φ (°)	Долгота λ (°)	Высота H (м)
NVSK (ФАГС, IGS) Новосибирск, обсерватория Ключи	54.840	83.235	123
KRUT, Крутиха	53.957	81.208	87
ELTS, Ельцовка	53.261	86.239	190
ANUI, Ануй	52.357	84.768	183
TUNZ, Туньжа	52.013	86.471	266
ARTB, Артыбаш	51.799	87.282	460
SOLO, Солонешное	51.700	84.419	445
SEMI, Семинский пер.	51.014	85.626	1483
UST2, Усть-Кан	50.939	84.768	1004
USTK, Усть-Кан	50.939	84.769	1003
BALY, Балыктуоль	50.703	88.002	1259
CHIK, Чике-Таманский пер.	50.644	86.313	1710
YAZU, Язула	50.586	88.851	1544
ULAG, Улаганский пер.	50.500	87.654	2039
CHIB, Чибит	50.312	87.503	1122
KURA, Курай	50.245	87.890	1470
KAYT, Кайтанак	50.146	85.439	1038
KAIT, Кайтанак	50.145	85.464	983
CHAG, Чаган-Узун	50.068	88.417	1710
UKOK, Укок	49.562	88.232	2323
URUM (IGS), Урумчи, Китай	43.807	87.600	859
LHAZ (IGS), Лхаса, Китай	29.657	91.104	3624

TNML, TCMS, PIMO., TWIF, SHAO, SUWN, DAEJ, TIXI, YAKT, MAGO, PETP, BILI, YSSK, USUD, TSKB, KSMU, MIZU, NVSK, BJFS, WUHN, IRKT, KUNM, LHAS, NRIL, URUM, HYDE, IISC, BAN2, SELE, POL2, KIT3, ARTU, BANR, ZWE2, MOBN, ELAT, ANKR, GLSV. Появление новых версий программ обработки периодически требует полного пересчета данных для уточнения результата. Примеры вычисления координат (широты пункта URUM с ошибкой) приведены в табл. 2. При этом ошибка определения долготы пункта URUM составила ± 0.62 мм, а ошибка определения высоты ± 1.74 мм. Предметом наших исследований являются годовые скорости смещения пунктов. Продолжающийся несколько десятилетий мониторинг предполагает использование нескольких поколений приборов. Нами использованы

приемники TRIMBLE, а специальное тестирование показало, что скорость, определяемая разными типа антенн и приемников одинакова в пределах ошибки 0.1 мм [Тимофеев и др., 2020]. Среднеквадратическая ошибка определения скорости по данным ежегодных измерений достигает минимальных значений при серии в 3–5 годовых эпох и фактически составляет 0.3–0.5 мм. Для исключения сезонной составляющей в результатах, измерения проводились в летние месяцы (июль – первая половина августа). Только в период после Чуйского землетрясения измерения дополнительно были проведены в мае 2004 г.

В результате постобработки данных многолетних измерений определяем координаты и скорости смещения пункта. Получив скорости смещений пунктов земной поверхности,

Таблица 2. Результаты определения широты по последней версии программы GAMIT-GLOBK для отдельной эпохи измерений (июль 2000 г.). Постоянный пункт URUM (Урумчи, Китай) международной сети IGS

Время, день, месяц, год	Широта в градусах
17 июля 2000	43.8079490860
18 июля 2000	43.8079490549
19 июля 2000	43.8079490325
20 июля 2000	43.8079490685
21 июля 2000	43.8079490968
22 июля 2000	43.8079490668
23 июля 2000	43.8079490665
24 июля 2000	43.8079490765
25 июля 2000	43.8079490687
26 июля 2000	43.8079490596
Среднее значение со среднеквадратической ошибкой в градусах	43.8079490677 ± 0.0000000053
Ошибка в миллиметрах	±0.59

следует исключить смещение тектонической плиты на сфере. В настоящее время существует множество кинематических моделей вращения плит с различными параметрами полюса Эйлера [Kogan, Steblov, 2008; Altamimi et al., 2012]. Каждая из этих моделей имеет свои особенности и использует различные исходные данные: например, модель NUVEL-1A — основывается на геофизических данных, состоит из 15 тектонических плит, создана в 1994 г. [Argus, Gordon, 1991]. Модель NNR-MORVEL56 — использует как геофизические, так и на геодезические данные, состоит из 56 плит, создана в 2008 г. [Argus et al., 2010]. Модель ITRF2014, которая использована в настоящей работе, построена на последних геодезических данных, состоит из 11 плит, создана в 2016 г. [Altamimi et al., 2017; Vardic et al., 2022].

Расчет плитной скорости смещений выполнен по следующей схеме. Использованы параметры модели, координаты полюса Эйлера, Φ — широта, Λ — долгота и ω — угловая скорость в градусах за миллион лет, плюс координаты пункта измерений: ϕ — широта, λ — долгота. Соотношение для вектора смещений V отдельного пункта сети:

$$V = \Omega \cdot R \cdot \sin D, \quad (3)$$

где Ω — угловая скорость в радианах, R — радиус Земли, изменение кривизны поверхности Земли не учитывалось.

$$D = \arccos [\sin \phi \cdot \sin \Phi + \cos \phi \cdot \cos \Phi \cdot \cos(\Lambda - \lambda)]$$

$$V_n = V \cdot \sin \alpha$$

$$V_e = V \cdot \cos \alpha$$

$$\alpha = \arctg \sin(\lambda - \Lambda) / \{ [\sin(90 - \phi) / \tan(90 - \Phi)] - \cos(90 - \phi) \cdot \cos(\lambda - \Lambda) \}. \quad (4)$$

Следует отметить, что использование модели ITRF2014 дает вклад в ошибку до 0.2 мм по отдельной горизонтальной компоненте [Altamimi et al., 2017]. Вертикальное движение пунктов в модели не предусмотрено. Исследование вертикальных смещений, например, эффектов оледенения и последующей релаксации среды, требуют разработки специальных моделей с учетом вязкости мантии [Vardic et al., 2022]. Исключив плитное смещение Евразии по модели ITRF2014, можно переходить к анализу аномальных смещений в различные временные эпохи и в отдельных областях Горного Алтая и его окружения.

РЕЗУЛЬТАТЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ НА РАЗЛИЧНЫХ ЭТАПАХ, И ИХ АНАЛИЗ

Чуйское землетрясение в сентябре 2003 г. (координаты 50°N и 88°E) естественным образом разбивает период наблюдений с 2000 по 2022 г. на несколько этапов: предсейсмический (2000–2003 гг., табл. 3, 4), косейсмический (2003–2004 гг.), постсейсмический для эпицентральной области Чуйского землетрясения

Таблица 3. Скорости в эпоху 2000–2003 гг., западная часть Горного Алтая

Код пункта	Vф мм/г, модель	Vл мм/г, модель	H (м)	Vф мм/г, эксперимент	Vл мм/г, эксперимент	Vф мм/г, разность	Vл мм/г, разность
SEMI	–1.31	26.909	1483	–1.82	27.36	–0.51	+0.45
USTK	–1.07	26.932	1003	–0.48	26.52	+0.59	–0.41
CHIK	–1.51	26.942	1710	–0.70	26.33	+0.81	–0.61
KAYT	–1.26	27.020	1038	+0.11	27.73	+1.37	+0.71
KAIT	–1.27	27.019	983	–0.83	27.49	+0.44	+0.42
					Среднее	+0.53±0.31	+0.11±0.26

Таблица 4. Скорости в эпоху 2000–2003 гг., восточная часть Горного Алтая (будущая эпицентральной область)

Код пункта	Vф мм/г, модель	Vл мм/г, модель	H (м)	Vф мм/г, эксперимент	Vл мм/г, эксперимент	Vф мм/г, разность	Vл мм/г, разность
BALY	–1.99	26.895	1259	–0.63	27.20	+1.36	+0.30
YAZU	–2.23	26.886	1544	–0.42	27.31	+1.81	+0.42
ULAG	–1.89	26.930	2039	–1.00	27.37	+0.89	+0.44
KURA	–1.96	26.955	1470	–1.64	27.06	+0.32	+0.10
CHAG	–2.11	26.962	1710	–1.25	27.00	+0.86	+0.04
					Среднее	+1.05±0.25	+0.26±0.20
UKOK (2001–2003)	–2.05	27.027	2323	–0.83	27.49	+1.22	+0.46
					Среднее	+1.07±0.22	+0.29±0.18

(2004–2013 гг.) и межсейсмический (тектонический) для остальных районов Горного Алтая, незатронутых значимо воздействием землетрясения (2000–2004–2022 гг.). Первый этап проанализируем, используя данные станций, работавших, начиная с 2000 г. В горной части, исследуемой территории, оказалось всего 10 таких пунктов, а из них 5 пунктов относятся к области будущего землетрясения (эпицентральной зоне) и 5 пунктов вне ее (см. рис. 1). Исходя из результатов анализа, можно отметить, что область будущего землетрясения 27.09.2003 г. выделяется относительно высокой скоростью смещений на ССВ (в 2 раза). Пересчет смещений в скорости деформаций с привлечением данных всех 20 пунктов сети (см. табл. 1) начиная с 2001 г. показывает максимальную скорость деформации на юго-востоке территории ($2 \cdot 10^{-7}$). Здесь выделяется аномалия в сдвиговой деформации. В равнинной части территории, расположенной на северо-западе, скорость деформации составляет 10^{-9} /год.

*Период Чуйского землетрясения,
эпоха 2003–2004 гг.*

Чуйское землетрясение в Горном Алтае произошло 27 сентября 2003 г. [Гольдин и др., 2004]. Параметры землетрясения по результатам сейсмологических исследований приведены в табл. 5. По данным различных научных центров, разброс по координатам эпицентра составляет от 7 до 16 км, по глубине от 10 до 24 км. Разброс значений положения гипоцентров афтершоков составил от 1 до 22 км. Полевыми работами летом 2004 г. закартирован разрыв длиной 75 км, ширина его максимально составляет 20 км, средняя подвижка по геологическим определениям достигает 2.5 м [Арефьев и др., 2006]. Отметим, что картирование проведено через год после землетрясения и зимнего периода с аномально высоким уровнем осадков.

Распределение векторов косейсмических смещений, по данным космической геодезии, приведено на рис. 2а. На рис. 2б показано решение для смещений отдельного пункта сети по трем компонентам. Подобно геологическим

Таблица 5. Результаты сейсмологических определений различными центрами

Сейсмологический центр	Координаты в градусах	Глубина, км	M_s	M_w
OBN – ГС РАН	50.01 87.74	24	7.3	
NVS – ГС СО РАН	50.0 88.1		7.5	
NEIC – ГС США	50.04 87.81	16	7.5	7.3
CMT – Гарвардский университет	50.02 87.86	15.0		7.3
EIC – Япония	49.98 87.90	18.4	7.3	7.2
Американский сейсмологический центр USGS – получена величина сейсмического момента $M_0 = 10^{20}$ Н·м, длина разрыва – 153 км, глубина – 10 км, подвижка – 2 м				
Решение для механизма очага		Главные оси		
Нодальные плоскости		Val	Plg	Azm
Strike	Dip	Slip	T	0.95 10 262
NP1	38	70 –5	N	0.20 69 143
NP2	130	85 –160	P	–1.14 18 356

данным, косейсмический скачок показал правостороннее смещение по сейсмическому разрыву. Деформация в эпицентральной зоне в эпоху 2003–2004 гг. составила: растяжение $6 \cdot 10^{-6}$ (BALY–ULAG–KURA), сдвиг $4 \cdot 10^{-6}$ (YAZU–CHAG–KURA), ориентация главных осей и направление сдвига лежит в пределах от 116°N до 129°N , что близко к ориентации нодальной плоскости 130°N .

Решение прямой задачи для определения полей смещений, деформации и напряжений на поверхности, при подвижке в момент землетрясения вдоль плоскости сейсмического разрыва, проводилось с использованием программы Coulomb 3.1 [Toda et al., 2011]. В основе алгоритма лежат аналитические выражения для изотропного упругого полупространства. В результате можно определить элементарную

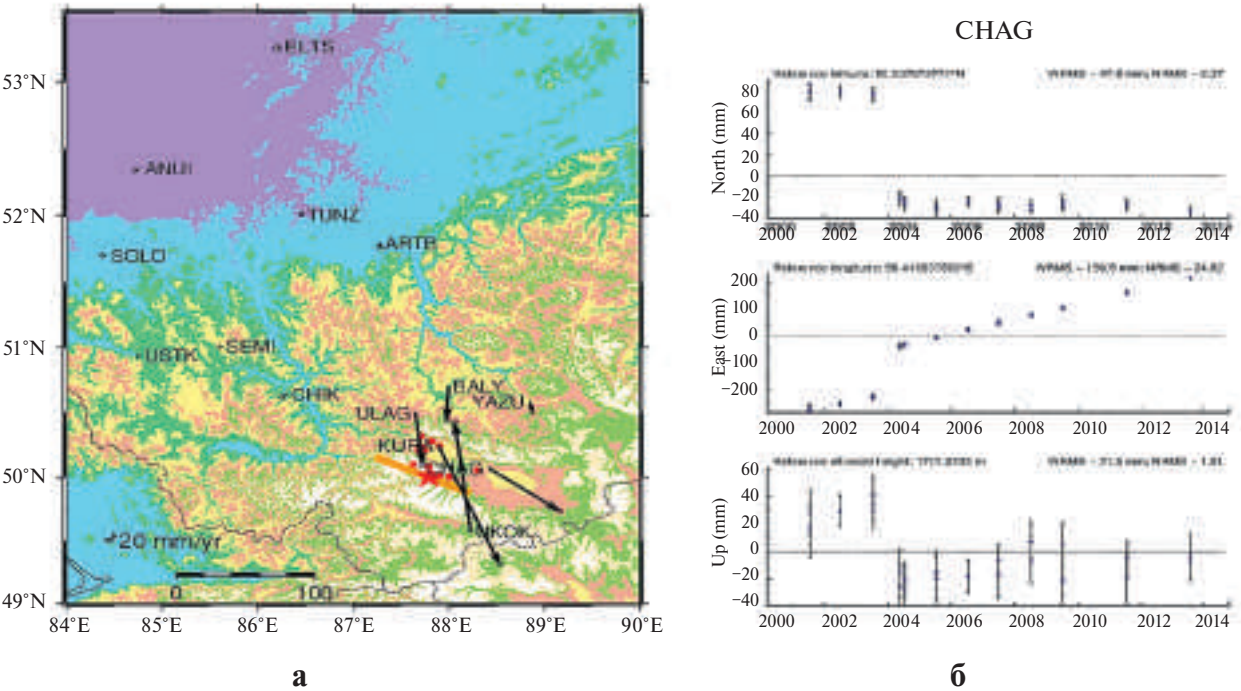


Рис. 2. Вектора косейсмических смещений при Чуйском землетрясении, эпоха 2003–2004 гг., приведена линии разрыва и положение эпицентра (звездочка) (а) и смещение пункта CHAG (по широте, долготе и высоте в мм), расположенного в эпицентральной зоне (б). Измерения в 2004 г. проведены в мае и июле.

дислокацию U_1 , U_2 , U_3 , связанную с горизонтальной, вертикальной или косою компонентой произвольной дислокации по разрыву (рис. 3а). Например, выражения для элементарной дислокации горизонтального сдвига U_1 для трех компонент смещения на поверхности можно записать как:

$$\begin{aligned} u_1^1 &= (F/4\pi\mu) \{ (1/R) + (x_1 - \xi_1)^2/R^3 + [\mu/(\lambda + \mu)] \\ &\quad [1/(R - \xi_3) - (x_1 - \xi_1)^2/R(R - \xi_3)^2] \}, \\ u_2^1 &= (F/4\pi\mu)(x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2) \{ 1/R^3 - [\mu/(\lambda + \mu)] \\ &\quad [1/R(R - \xi_3)^2] \}, \\ u_3^1 &= (F/4\pi\mu)(x_1 - \xi_1) \{ -\xi_3/R^3 - [\mu/(\lambda + \mu)] \\ &\quad [1/R(R - \xi_3)] \}, \end{aligned} \quad (5)$$

где λ и μ – константы Ламе, коэффициент Пуассона 0.25, u_i^j – i -я компонента смещения

в точке (x_1, x_2, x_3) , обусловленная силой F в точке (ξ_1, ξ_2, ξ_3) в j -м направлении, для однородного полупространства, R – расстояние.

Результаты моделирования по программе Coulomb 3.1 с использованием параметров землетрясения по определениям сейсмологов (сейсмический момент $M_0 = 10^{20}$ Н·м, длина разрыва – 153 км, глубина – 10 км, подвижка – 2 м, для нодальной плоскости – ориентация $130^\circ N$, падение -85° , смещение – -160° , при нормальных параметрах коры – модуль Юнга 80 ГПа, коэффициент Пуассона 0.25) приведены на рис. 4.

Косейсмические горизонтальные смещения по нашим определения в эпоху 2003–2004 гг. и модельные смещения показаны в табл. 6 и 7.

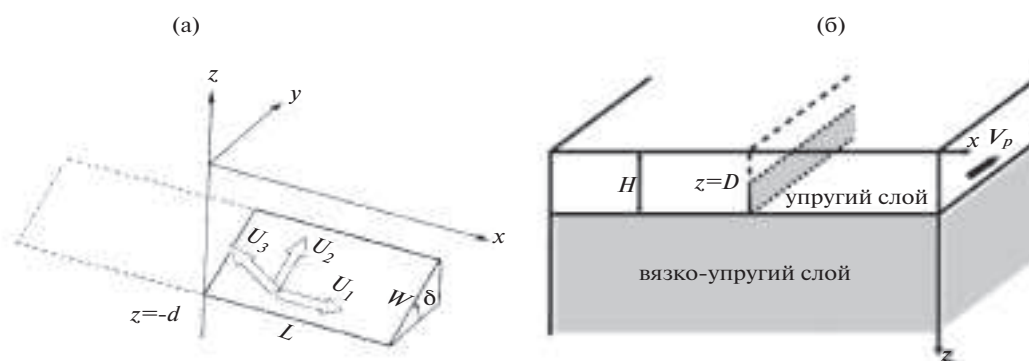


Рис. 3. Модель ограниченного разрыва – дислокационная модель землетрясения в упругом полупространстве (а) и двухслойная модель сейсмоактивного разлома (б).

Модель включает упругий слой (мощность H), вязко-упругое полупространство – тело Максвелла, субвертикальный сейсмический разрыв – простирается по оси Z до $z = D$; косейсмическое смещение – Δu . На границе упругого и вязкого слоев “прилипание”, т. е. нет разрыва смещений. После быстрого горизонтального смещения бортов разлома в верхней части упругого слоя при землетрясении, далее происходит медленное подтягивание нижней части упругого слоя, сцепленной с вязким слоем.

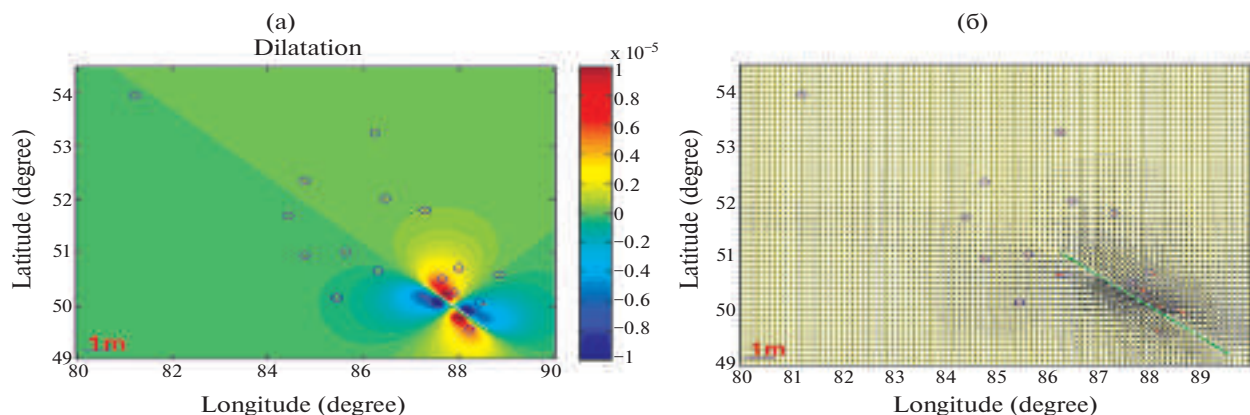


Рис. 4. Объемная деформация в эпицентральной зоне по результатам моделирования (а) и горизонтальные смещения по результатам моделирования (б).

Кружки – пункты космической геодезии, нарисована линия сейсмического разрыва.

Таблица 6. Эпицентральная зона, смещение по результатам измерений (2003–2004 гг.) и по 3D-модели, используя сейсмологические данные. Пункт ULAG находится под ЛЭПом, что может быть источником искажения результатов и шума

Код пункта	$\Delta\varphi$ мм, эксперимент	$\Delta\lambda$ мм, эксперимент	$\Delta\varphi$ мм, модель	$\Delta\lambda$ мм, модель	$\Delta\varphi$ отношение	$\Delta\lambda$ отношение	Расстояние от разрыва, км
YAZU	–26.2	+33.8	–27.5	+37.7	0.95	0.87	90
BALY	–90.0	+6.0	–134.8	+6.8	0.67	0.88	65
ULAG	–131.7	+18.4	–297.5	+32.5	0.44	0.57	39
CHAG	–104.6	+200.0	–126.4	+251.2	0.83	0.80	28
KURA	–296.5	+198.5	–352.8	+258.0	0.84	0.77	18
UKOK	+278.5	–34.0	+419.6	–192.0	0.66	0.18	26
KAYT	–0.0	–17.2	–0.1	–37.5	1.00	0.46	130

Таблица 7. Эпицентральная зона, горизонтальные смещения по широте и по долготе по результатам измерений (2003–2004 гг.)

Код пункта	φ косейсмический скачок, мм	λ косейсмический скачок, мм	Величина вектора, мм	Расстояние от разрыва, км
YAZU	–26.2	+33.8	43	90
BALY	–90.0	+6.0	90	65
ULAG	–131.7	+18.4	133	39
CHAG	–104.6	+200.0	226	28
KURA	–296.5	+198.5	357	18
UKOK	+278.5	–34.0	281	26

Величина смещений по экспериментальным данным составляет в среднем 80–85% от модельных значений, что требует изменения параметров землетрясения – увеличения глубины или энергии землетрясения.

Используя наши данные, сделаем определение глубины разрыва с помощью простой 2D модели смещений при землетрясении. Смещение пунктов в функции расстояния от разрыва (x) и глубины разрыва (a) можно определить с помощью соотношения (1) или по соотношению, приведенному в работе [Теркот и др., 1985]:

$$\Delta w(x) \equiv w(x) - w_0(x) = (\Delta w_0/2)[(1 + x^2/a^2)^{1/2} - x/a] \operatorname{sgn} x. \quad (6)$$

По данным 2D моделирования (рис. 5) хорошее совпадение с результатами измерений получается при глубине очага 14–15 км и смещении на разрыве в 2 м. Моделирование показывает, что при скачке смещения на разрыве в 2.5 м глубина разрыва составила бы 8 км, а это противоречит экспериментальным данным и результатам 3D моделирования (см. табл. 6).

В итоге следует остановиться на следующей модели землетрясения. При величине относительного смещения по разрыву $\Delta w = 2$ м, глубине 14 км, длине разрыва 100 км и при модуле упругости земной коры $\mu = 3.2 \cdot 10^{10}$ Па определяем величину сейсмического момента $M_0 = \mu \cdot \Delta w \cdot S = 0.9 \cdot 10^{20}$ Н·м. Таким образом, для магнитуды землетрясения получаем оценку $M_w = (\lg M_0/1.5) - 6.03 = 7.2$.

Эпоха 2004–2013 гг.

Проанализируем постсейсмические смещения, зарегистрированные за 10 лет (2004–2013 гг.) в эпицентральной зоне (100 км). Наблюдаемый постсейсмический сигнал сохраняет правостороннее смещение и распространяется в эпицентральной зоне. В этой области сохраняются эффекты Чуйского землетрясения несколько десятилетий после события. После косейсмического скачка скорость по компонентам в основном не превышает 1 мм в год, а ее изменение во времени

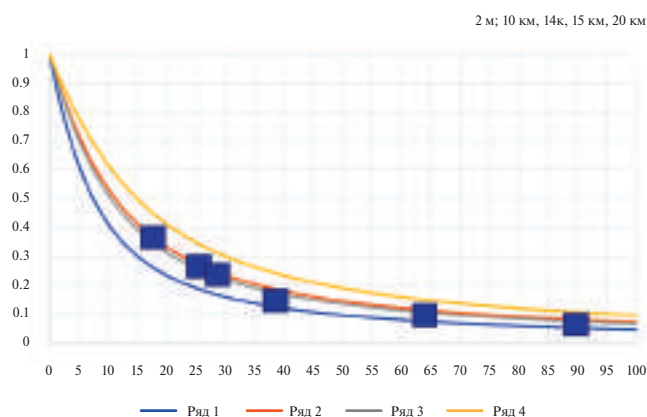


Рис. 5. Распределение изменений косейсмических горизонтальных смещений на поверхности, согласно 2D-модели бесконечного разрыва (по соотношению (6)).

Квадраты — значения смещений, вертикальная шкала — в м, горизонтальная — в км. Скачок смещений на разрыве — 2 м, глубины разрыва соответственно 10 км (Ряд 1), 14 км (Ряд 2), 15 км (Ряд 3), 20 км (Ряд 4).

через 1–2 года после события практически линейно. Абсолютная величина вектора горизонтальной скорости для эпохи (2004–2013 гг.) в среднем составила 1.6 мм/год (CHIB, BALY, ULAG, KURA, CHAG, YAZU) (табл. 8).

Для описания постсейсмического процесса использована двухслойная модель из упругого и вязкого слоев (соотношение (1), см. рис. 3б). После быстрого горизонтального смещения верхней части упругого слоя происходит медленное подтягивание его нижней части, сцепленной с вязким слоем. Скорости смещения в дальней зоне отличаются от картины смещений

в эпицентральной зоне и показывают смещение на север (табл. 9), подобно эпохе 2000–2003 гг.

При моделировании постсейсмических движений обратимся к модели, включающей упругий слой толщиной H , лежащий на вязко-упругом полупространстве. В этом случае время релаксации по Максвеллу составляет $\tau = 2\eta/\mu$, где η — вязкость и μ — модуль сдвига. Горизонтальная скорость на земной поверхности пропорциональна расстоянию от разрыва (x), числу сейсмически-активных процессов (n) и времени (t) записывается таким образом [Segall, 2002]:

$$v(x, t) = (\Delta u / \pi \cdot \tau) \cdot \exp(-t / \tau) \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \left[(t / \tau)^{n-1} / (n-1)! \right] \cdot F_n(x, D, H) \quad (7)$$

при этом пространственное распределение записывается как:

$$F_n(x, D, H) = \left\{ \tan^{-1}[(D + 2nH) / 2] + \tan^{-1}[D - 2nH) / x] \right\} = \tan^{-1} \left\{ 2xD / [x^2 + (2nH)^2 - D^2] \right\},$$

если $n = 1$: $v(x, t) = (\Delta u / \pi \cdot \tau^R) \cdot \exp(-t / \tau^R) \tan^{-1} \{ 2 \times D / [x^2 + (2H)^2 - D^2] \}$. (8)

Как представлено в соотношениях (7) и (8) постсейсмическая скорость является функцией четырех параметров: косейсмического сдвига Δu , глубины разлома D , толщины упругого слоя H , параметра релаксации материала τ и времени. Из экспериментальных данных получаем

Таблица 8. Скорость смещения пунктов за 2004–2013 гг., эпицентральной зона

Код пункта	Vф мм/г, модель	Vл мм/г, модель	H, м	Vф мм/г, эксперимент	Vл мм/г, эксперимент	φ мм/г, разность	λ мм/г, разность	Вектор, мм/г	Расстояние, км
YAZU	−2.23	26.886	1544	−1.72	27.88	+0.51	+0.99	1.12	90
BALY	−1.99	26.895	1259	−1.84	26.42	+0.15	+1.52	1.55	65
ULAG	−1.89	26.930	2039	−2.81	28.55	−0.92	+1.41	1.69	39
CHAG*	−2.11	26.962	1710	−3.60	28.05	−1.41	+1.39	1.98	28
KURA*	−1.96	26.955	1470	−2.20	28.87	−0.29	+1.89	1.92	18
CHIB*	−1.85	26.957	1122	−2.30	27.99	−0.45	+1.03	1.13	11
				Среднее	(6)	−0.40	+1.37	1.56	
				Среднее	*	−0.72	+1.43	1.68	
UKOK	−2.05	27.027	2323	−0.13	26.70	+1.92	−0.33	1.95	26

Примечание. * — пункты расположены в 30-километровой зоне вдоль сейсмического разрыва.

Таблица 9. Скорость смещения пунктов за 2004–2013 гг., дальняя зона

Код пункта	Vф мм/г, модель	Vл мм/г, модель	H, м	Vф мм/г, эксперимент	Vл мм/г, эксперимент	ф мм/г, разность	λ мм/г, разность
SEMI	–1.31	26.909	1483	–0.48	26.73	+0.83	–0.18
UST2	–1.07	26.932	1004	–0.66	26.99	+0.41	+0.06
USTK	–1.07	26.932	1003	–0.63	26.88	+0.44	–0.05
CHIK	–1.51	26.942	1710	–0.63	27.08	+0.88	+0.14
KAYT	–1.26	27.020	1038	–0.36	26.86	+0.90	–0.16
KAIT	–1.27	27.019	983	–0.13	26.22	+1.14	–0.82
					Среднее	+0.76	–0.12

скорости за десятилетний период с момента Чуйского землетрясения t . Используем модель затухания смещений (7) и распределение скоростей на определенном расстоянии (x) от разрыва (рис. 6), определяем время релаксации $\tau = 150$ лет. Пусть модуль сдвига нижнего слоя составляет $\mu = 33$ ГПа, скачок смещения на одной стороне разрыва $\Delta u = 1$ м, глубина разрыва $D = 15$ км, толщина упругого слоя $H = 20$ км, используя соотношение для вязкости $\eta = \mu \cdot \tau / 2$, получаем величину вязкости нижнего слоя земной коры $\eta = 5 \cdot 10^{19}$ Па·с. Если модуль сдвига достигает $\mu = 55$ ГПа, а время релаксации $\tau = 200$ лет, получаем величину вязкости нижнего слоя $\eta = 1.1 \cdot 10^{20}$ Па·с.

Смещения вне эпицентральной зоны 2000–2022 гг.

В этом блоке рассмотрим все данные, полученные по сети, исключив эпицентральную область, где еще продолжаются процессы релаксации постсейсмических смещений. Наиболее продолжительные ряды наблюдений получены на пунктах USKT, UST2, KAYT, KAIT, CHIK, SEMI. Пример, наблюдаемых смещений на пункте USTK, показан на рис. 7а, 7б. Для определения плитного движения использована модель ITRF2014. Материалы по 13 станциям сети представлены в табл. 10. Можно отметить, что для годовых скоростей в миллиметрах среднее значение для 13 пунктов сети составляет по компонентам (по широте и по долготе соответственно): +0.286 мм/год, –0.219 мм/год, а для 12 пунктов (без станции NVSK): +0.330 мм/год, –0.239 мм/год, что лежит в пределах ошибки измерений. Для пунктов, расположенных на равнинной части территории (см. рис. 1) получены средние значения – для 4 пунктов (NVSK,

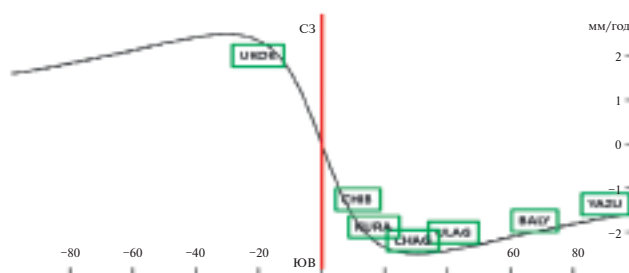


Рис. 6. Распределение постсейсмической скорости по данным за 10 лет после землетрясения (использовано соотношение (8)) по разные стороны от сейсмического разрыва.

Глубина разрыва $D = 15$ км, мощность упругой коры $H = 20$ км, отношение $D/H = 0.75$, время релаксации $\tau = 150$ лет. Вертикальная ось — скорость в мм в год, горизонтальная — расстояние от линии разрыва (красная линия) до пункта наблюдений — в км.

KRUT, ELTS, ANUI): –0.09 мм/год, –0.25 мм/год, для 6 пунктов (NVSK, KRUT, ELTS, ANUI, TUNZ, ARTB): –0.28 мм/год, –0.18 мм/год, для 5 пунктов без NVSK (KRUT, ELTS, ANUI, TUNZ, ARTB): –0.24 мм/год, –0.21 мм/год, для 4 пунктов (ELTS, ANUI, TUNZ, ARTB) –0.40 мм/год, –0.11 мм/год. Таким образом, полученные в разных комбинациях значения скоростей на северной равнинной части исследуемой территории находятся в пределах ошибки определения. Скорость площадной деформации по определениям на треугольнике (NVSK–ELTS–ANUI) составляет $2 \cdot 10^{-9}$ /год (сжатие) (см. рис. 1).

Определения в горной части изучаемой территории показали более значимый результат. Скорости по компонентам составили в среднем для 7 пунктов сети (SOLO, SEMI, UST2, USTK, CHIK, KAYT, KAIT): +0.75 мм/год, –0.25 мм/год, в среднем для 5 пунктов сети (UST2, USTK, CHIK, KAYT, KAIT): + 0.81 мм/год,

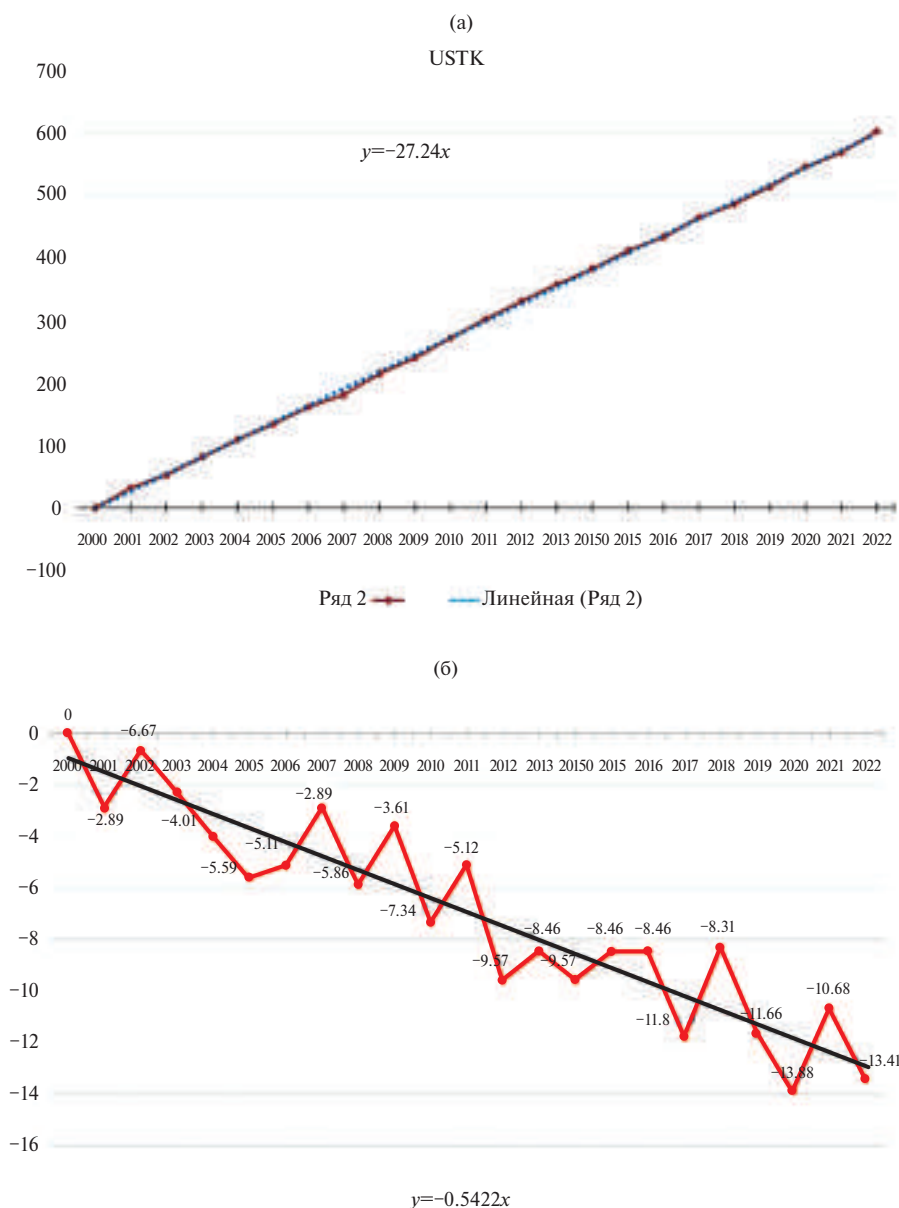


Рис. 7. Смещение пункта USTK (см. рис. 1) за период наблюдений 2000–2022 гг. (в мм) по долготе (смещение на восток) (а) и по широте (смещение на юг) (б).

На графиках точками отмечены измеренные значения и линия тренда.

—0.10 мм/год, что хотя бы по одной компоненте превышает ошибки определения (0.3–0.5 мм). Значение вектора скорости смещений в горной части составляет 0.8 мм/год, а его направление на северо–северо-запад (ССЗ). Скорость площадной деформации по определениям на треугольнике (USTK, СНИК, КАУТ) достигает $2 \cdot 10^{-8}$ /год и на порядок превышает скорость в равнинной части обследуемой территории (см. рис. 1).

Анализируя полученные результаты и геологические данные (рис. 8) отметим, что равнинная

часть, отличающаяся низкими скоростями смещений и слабой интенсивностью площадной деформации — это в основном мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты. Горная часть исследуемой территории, сложена вулканогенно-осадочными комплексами, выделяется более сильными движениями и на порядок более высокой скоростью площадной деформации. По геологическим данным здесь имеется обширная сеть глубинных разломов, наиболее плотная на юго-востоке Горного Алтая

Таблица 10. Результаты определений скоростей, используя последнюю версию программного пакета GAMIT-GLOBK, для пунктов сети, расположенных вне эпицентральной области, период наблюдений 2000–2022 гг.

Код пункта	φ мм/г, модель	λ мм/г, модель	H (м)	φ мм/г, эксперимент	λ мм/г, эксперимент	φ мм/г, разность	λмм/г, разность
NVSK (IGS) (2000–2022)	–0.63	26.396	123	–0.88	26.42	–0.25	–0.03*
KRUT	–0.05	26.542	87	+0,37	25.94	+0.42	–0.60*
ELTS	–1.49	26.590	190	–1.65	26.43	–0.16	–0.16*
ANUI	–1.07	26.715	183	–1.02	26.95	+0.05	–0.24*
TUNZ	–1.55	26.761	266	–2.28	26.92	–0.73	+0.16
ARTB	–1.78	26.771	460	–2.56	26.56	–0.78	–0.21
SOLO	–0.97	26.839	445	–0.38	26.11	+0.59	–0.73
SEMI	–1.31	26.909	1483	–0.79	26.39	+0.52	–0.52
UST2	–1.07	26.932	1004	–0.64	27.48	+0.43	+0.55
USTK	–1,07	26.932	1003	–0.54	27.24	+0.53	+0.31
CHIK	–1.51	26.942	1710	–1.00	26.22	+0.51	–0,72
KAYT	–1.26	27.020	1038	–0.03	26.64	+1.23	–0.38
KAIT	–1.27	27.019	983	0.08	26.74	+1.36	–0.28
URUM (IGS) (2015–2022)	–1.88	27.808	859 $V_H = -0.18 \pm \pm 0.16$	3.35	28.08	+5.23	+0.27
URUM (IGS) (2001–2011)				5.88	31.09	+7.76	+3.18
LHAZ (IGS) (2000–2003) (2015–2022)	–2.87	27.619	3624	17.40 17.08	45.25 45.46	+20.27 +19.95	+17.63 +17.84

Примечание. * – пункты расположены на равнине, в отличие от остальных пунктов, расположенных в горной местности. Все величины, приведенные в таблице получены авторами, решение в международных центрах для пунктов URUM и LHAZ дают близки результаты, см. <http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/stations/URUM.sta>, <http://geodesy.unr.edu/tsplots/IGS14/IGS14/TimeSeries/URUM.png>, <http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/stations/LHAZ.sta>, <http://geodesy.unr.edu/tsplots/IGS14/IGS14/TimeSeries/LHAZ.png>

в зоне Чуйского землетрясения. Эта область отличается увеличенной глубиной границы Мохо [Тимофеев и др., 2023]. Если обратить внимание на скорости аномального смещения пунктов, расположенных к югу от Горного Алтая, то можно отметить, что скорость смещения пункта Урумчи (URUM), расположенного в Джунгарии, составила 7 мм на север, а для Тибетского пункта Лхаса (LHAZ) – 20 мм на север. Такое давление с юга, возможно, и является причинами высокой сейсмичности региона и аномальных значений смещений земной коры в Горном Алтае.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Более двух десятков лет продолжают ежегодные измерения современных смещений

земной поверхности методами космической геодезии на Алтайской геодинамической сети. Сеть простирается от Новосибирска на севере до монгольской границы на юге и от границы с Казахстаном на западе до Саян на востоке. Измерения выполняются с жесткой центровкой антенн на скальных реперах, а при постобработке данных использованы последние модификации программных пакетов GAMIT-GLOBK и Coulomb 3. Эпоха 2000–2003 гг. перед Чуйским землетрясением 27.09.2003 г., $M = 7.2-7.5$ выделяется более сильными движениями в будущей эпицентральной области. В период землетрясения 2003–2004 гг. зарегистрированы правосторонние косейсмические смещения, убывающие с расстоянием от сейсмического разрыва. Распределение скачка смещений

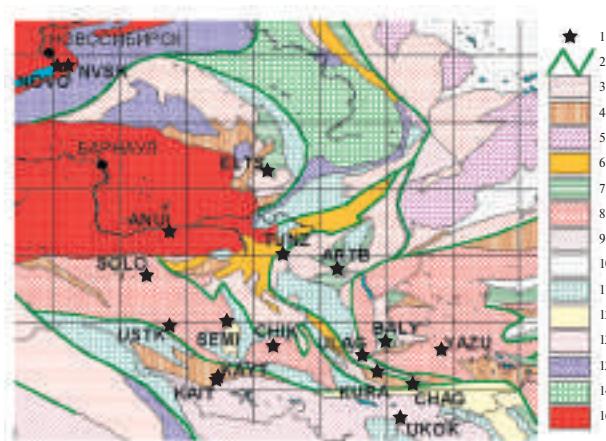


Рис. 8. Тектоническая схема Алтая с нанесенными на нее пунктами GPS.

1 — GPS пункты, 2 — разломы, 3 — венд-кембрийские осадочно-вулканогенные островодужные комплексы, 4 — комплексы венд-кембрийских аккреционных зон, местами с фрагментами офиолитов и высокобарических пород, 5 — блоки с венд-нижекембрийским карбонатным чехлом, 6 — фрагменты подводных океанических поднятий с венд-нижекембрийским кремнисто-карбонатным чехлом, 7 — области распространения верхнекембрийско-силурийских морских отложений, 8 — области распространения с верхнекембрийско-силурийских флишеидных и шельфовых отложений, 9 — венд-кембрийские флишеидные толщи Алтае-Монгольского террейна, 10 — нижнедевонские осадочно-вулканогенные рифтогенные комплексы, перекрытые в крупных впадинах средне-верхнеполюзойской континентальной массой, 11 — нижне-среднедевонские осадочно-вулканогенные рифтогенные комплексы активной континентальной окраины, 12 — среднедевонские песчано-сланцевые комплексы прогибов, 13 — верхнедевонско-нижекаменноугольные комплексы вулканических островных дуг, 14 — комплексы задуговых морских бассейнов и шельфов, 15 — верхнепалеозойская-триасовая континентальная масса, 16 — мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты [Парфенов и др., 2003].

с расстоянием хорошо соответствует результатам 2D- и 3D-моделирования. При относительном смещении на разрыве в 2 м оценена глубина гипоцентра 14 км. Постсейсмические смещения в эпицентральной области в эпоху 2004–2013 гг. в среднем составляли 1.6 мм/год. В рамках двухслойной вязко-упругой модели определена вязкость нижнего слоя земной коры при разных значениях модуля упругости ($\mu = 33\text{--}55$ ГПа) $\eta = 5 \cdot 10^{19}\text{--}1.1 \cdot 10^{20}$ Па·с. Вне эпицентральной области скорость смещения Горного Алтая за весь период измерений 2000–2022 гг. составила

0.8 мм/год на ССЗ. Смещения в северной равнинной части исследуемой территории оказались на уровне 0.2–0.4 мм/год, т.е. не превысили ошибку измерений. Скорость деформации сжатия на равнинной части территории сети составляла $2 \cdot 10^{-9}$ /год, а на территории Горного Алтая оказались на порядок выше $2 \cdot 10^{-8}$ /год. Возможная причина сейсмичности и аномальных смещений—деформаций Горного Алтая — это постоянное давление в северном направлении расположенных южнее частей земной коры, что зарегистрировано смещение, например, на пунктах Урумчи (6 мм/год) и Лхаса (20 мм/год).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск) № FWZZ-2022-0019 и проекта АСФ ФИЦ ЕГС РАН (г. Новосибирск) № 075-01271-23.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В., Матвеев И.В., Михин А.Г., Молотков С.Г., Плетнев К.Г., Погребченко В.В. Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года // Физика Земли. 2006. № 2. С. 85–96.
- Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Подкорытова В.Г., Лескова Е.В., Ярыгина М.А. Чуйское землетрясение и его афтершоки // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 4. С. 534–536.
- Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 126)
- Жалковский Н.Д. Закон повторяемости землетрясений и некоторые его следствия. Новосибирск, 1988. 29 с. (Препринт ИГиГ СО АН СССР. № 21)
- Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий / Ред. В.Г. Трифонов. М.: ГИН АН СССР, Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1986.
- Мазуров Б.Т. Изучение геодинамических процессов на основе моделирования геодезических и гравитационных параметров / Дис. ... д-ра техн. наук. Новосибирск, 2007. 254 с.

- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. С. 297–314.
- Парфенов Л.П., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Булгаков А.Н. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7–41.
- Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1976 г. М.: Наука, 1980. 308 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, Ч. 2. 1985. 643 с.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В., Валитов М.Г., Стусь Ю.Ф., Сизиков И.С., Носов Д.А., Калиш Е.Н. О сравнении результатов определения координат и скоростей смещения пунктов с помощью двухчастотных приемников космической геодезии // Вестник СГУГиТ. 2020. Т. 25. № 2. С. 63–77.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Голдобин Д.Н., Тимофеев А.В., Носов Д.А., Сизиков И.С., Калиш Е.Н., Стусь Ю.Ф. Глубинное строение Горного Алтая и современные модели гравитационного поля // Geodynamics and Tectonophysics = Геодинамика и тектонофизика: Электронный журнал. 2023. Т. 14. № 1. С. 1–12.
<https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-1-0681>
- Филина А.Г. Землетрясения Алтае-Саянского региона // Землетрясения в России в 1991 г. М.: Наука, 1997. 150 с.
- Чернов Г.А., Вдовин В.В., Окишев П.А. и др. Рельеф Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1988. 206 с.
- Altamimi Z., Metivier L., Collilieux X. ITRF2008 plate motion model // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. DOI: 10.1029/2011JB008930
- Altamimi Z., Métivier L., Rebischung P., Rouby H., Collilieux X. ITRF2014 plate motion model. Geophys. J. Int. V. 209(3). P. 1906–1912.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggx136>
- Altamimi Z., Rebischung P., Métivier L., Collilieux X. ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2016. V. 121. P. 6109–6131. DOI: 10.1002/2016JB013098
- Argus D.F., Gordon R.G. No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1 // Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. № 11. P. 2039–2042.
- Argus D.F., Gordon R.G., Heflin M.B., Ma C., Eanes R.J., Willis P., Peltier W.R., Owen S.E. The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy // Geophys. J. Int. 2010. V. 180(3). P. 916–960.
- Argus D., Gordon R.G., Demets C., Zheng L. NNR-MORVEL56: No-net-rotation model of geologically current plate motions // AGU Fall Meeting Abstracts. 2010. V. 2010. P. G43A–0819.
- Buslov M.M., Imaeva L.P. Neotectonics of the AltaiSayan Mountains and reactivation of regional faults controlling seismicity // Earth Science Frontiers. 2021. V. 28(5). P. 301–319.
<https://doi.org/10.13745/j.esf.sf.2021.9.9>
- Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. Introduction to GAMIT/GLOBK // Massachusetts Institute of Technology. Massachusetts: Cambridge, 2010.
- 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. P. 10403–10422.
- Kogan M.G., Steblov G.M. Current global plate kinematics from GPS (1995–2007) with the plate-consistent reference frame // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. B04416. DOI: 10.1029/2007JB005353
- Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. № 189. P. 419–426.
- Molnar P., Tapponnier P. The Collision between India and Eurasia // Scientific American. 1977. V. 236. № 4. P. 30–41.
- Savage J., Prescott W. Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 3369–3376.
- Segall P. Integrating geologic and geodetic estimates of slip rate on the San Andreas fault system // Int. Geol. Rev. 2002. V.44. P. 62–82.
- Toda S., Stein R.S., Sevilgen V., Lin J. Coulomb 3.3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching – user guide // U.S. Geological Survey Open-File Report 2011–1060. 2011. 63 p. Available from:
<https://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/>
- Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems. N. Y.: John Wiley & Sons, 1982. 464 p.
- Vardic K., Clarke P.J., Whitehouse P.L. A GNSS velocity field for crustal deformation studies: The influence of glacial isostatic adjustment on plate motion models // Geophys. J. Int. 2022. V. 231(1). P. 426–458.
- Yin An. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis // Tectonophysics. 2010. V. 488. Iss. 1–4. P. 293–325.
<http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/stations/URUM.sta>
<http://geodesy.unr.edu/tsplots/IGS14/IGS14/TimeSeries/URUM.png>

<http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/stations/LHAZ.sta>

<http://geodesy.unr.edu/tsplots/IGS14/IGS14/TimeSeries/LHAZ.png>

VARIATION OF DISPLACEMENT FIELDS AND GORNY ALTAI SEISMIC REGIME

V. Yu. Timofeev^{1, 2, *}, D. G. Ardyukov¹, A. V. Timofeev¹

¹*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, prosp. Akad. Koptiyg, 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

²*Altay-Sayan Branch of Geophysical Survey RAS, prosp. Akad. Koptiyg, 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

**e-mail: timofeevvy@ipgg.sbras.ru*

More than twenty years of crust motion measurements by space geodesy method include different epochs of Gorny Altai seismic process. Our study aims at investigating the fields of displacement and deformation in the Gorny Altai region, where we have 20 points-net, situated on big territory, from Novosibirsk in North to Mongolian border at South, and from Kazakhstan border at West, to Sayan Mountains at East. Chuya earthquake (September, 2003) separated study period (2000–2022) to several epochs: pre-seismic – 2000–2003; 2003–2004 co-seismic period for epicentral zone; 2004–2013 post-seismic period for epicentral zone and 2000–2022 period for far-zone without of earthquake influence. Long term data analyses by modern special program. Anomalous behavior features are discovered in the displacement orientations, as well as in the distribution of velocities and deformation in the zone of the future earthquake. The spatial displacement pattern defined for the period of coseismic displacements corresponds to the right-lateral strike-slip along the vertical fault. Elastic and viscoelastic models (2D and 3D modification) used for interpretation. Depth of hypocenter was estimated as 14 km with 2 m relative shift on the seismic fault. In frame of two layers model the viscosity of lower crust ranges $5 \cdot 10^{19}$ – $1.1 \cdot 10^{20}$ Pa·s for different elastic modulus parameters. The results of our study show that modern horizontal displacements occur in the NNW direction at the rate of 0.8 mm/y for mountain part outside the Chuya earthquake epicenters zone. Velocity of area deformation at mountain part was $2 \cdot 10^{-8}$ /y and it is one order more than the value at flat territory situated to North from Gorny Altai.

Keywords: current displacements, space geodesy methods, Gorny Altai, earthquake, elastic and viscoelastic models of earth crust, epochs of seismic process