\_

\_

# Номер 3, 2021

Очаг сильного землетрясения как геологический объект Е. А. Рогожин, А. Н. Овсюченко, А. С. Ларьков	3
Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии В. Г. Трифонов, С. Ю. Соколов, Д. М. Бачманов, С. А. Соколов, Я. И. Трихунков	31
Активная тектоника Центральной Азии В. Г. Трифонов, Е. А. Зеленин, С. Ю. Соколов, Д. М. Бачманов	60
Связь сильных землетрясений с активизацией глубинных разломов в Центральной Азии (Узбекистан): численное моделирование вариаций поля напряжений И. У. Атабеков, Т. У. Артиков, Р. С. Ибрагимов, Т. Л. Ибрагимова, М. А. Мирзаев	78
Современные геодинамические процессы и их значение в восполнении запасов углеводородов в Черноморско-Каспийском регионе	
И. С. Гулиев, В. Ю. Керимов, Г. Д. Етирмишли, Н. П. Юсубов, Р. Н. Мустаев, А. Б. Гусейнова	96

# Contents

\_

\_

# Vol. 55, no. 3, 2021

\_\_\_\_

Source of Strong Earthquake as a Geological Object	2
E. A. Rogoznin, A. N. Ovsychenko, A. S. Larkov Neotectonics and the Unper Mantle Structure of Central Asia	3
V. G. Trifonov, S. Yu. Sokolov, D. M. Bachmanov, S. A. Sokolov, Ya. I. Trikhunkov	31
Active Tectonics of Central Asia V. G. Trifonov, E. A. Zelenin, S. Yu. Sokolov, D. M. Bachmanov	60
Relationship between Strong Earthquakes and Activation of Deep Faults in Central Asia (Uzbekistan): Numerical Modeling of Stress Field Variations I. U. Atabekov, T. U. Artikov, R. S. Ibragimov, T. L. Ibragimova, M. A. Mirzaev	78
Modern Geodynamic Processes and Their Impact on Replenishment of Hydrocarbon Resources in the Black Sea–Caspian Region	
I. S. Guliev, V. Yu. Kerimov, G. D. Etirmishli, N. P. Yusubov, R. N. Mustaev, A. B. Huseynova	96

УДК 550.311

# ОЧАГ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ

© 2021 г. Е. А. Рогожин<sup>1, \*</sup>, А. Н. Овсюченко<sup>1</sup>, А. С. Ларьков<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, д. 10 ул. Б. Грузинская, 123995 Москва, Россия \*e-mail: eurog 1947@yandex.ru Поступила в редакцию 29.06.2020 г. После доработки 23.12.2020 г. Принята к публикации 28.01.2021 г.

Рассмотрены результаты исследования современных сильных землетрясений — Рачинского 1991 г., Олюторского 2006, Алтайского 2003 г. и Тувинских 2011—2012 гг., изученных по единому методическому плану. Необходимость таких исследований диктуется постоянно возрастающими требованиями к точности прогноза опасных природных воздействий. Анализ сейсмотектонических условий расположения очагов сильных землетрясений позволил выявить породившие их геологические структуры и составить представление о морфотектонических критериях выявления потенциальных очагов в других регионах. Современные землетрясения продолжили развитие разномасштабных тектонических структур, напрямую выраженных в современном рельефе. Эти активизированные структуры образуют закономерные сочетания в морфоструктурах разного масштаба. Смещения, возникающие при современных землетрясениях, продолжают развитие морфоструктур, прослеживаемых на протяжении среднего плейстоцена—голоцена. Размер и количество морфоструктур, вовлеченных в сейсмическую активизацию, напрямую связаны с магнитудой события и отражают конкретный иерархический уровень сейсмогенеза. В целях оценки сейсмической опасности важно, что наличие или отсутствие четко выраженных активных разломов на поверхности, прямо не отражает уровень сейсмической опасности.

*Ключевые слова:* сейсмотектоника, очаг землетрясения, Рачинское землетрясение, Олюторское землетрясение, Алтайское землетрясение, Тувинские землетрясения, оценка сейсмической опасности **DOI:** 10.31857/S0016853X21030073

#### введение

Наряду с вулканизмом, сильные землетрясения – самые яркие образцы для понимания того, как протекают многие геологические процессы в настоящем, происходили в прошлом и могут развиваться в будущем. Сейсмогенез — неотъемлемая часть современных тектонических процессов, поэтому представления о тектонической позиции очагов сильных землетрясений используются для разработки и верификации геодинамических и сейсмотектонических моделей. Данные об эффектах современных сильных землетрясений лежат в основе оценки сейсмической опасности. По мере лавинообразного нарастания сложности и уязвимости развиваемой человечеством инфраструктуры, с каждым годом растут и требования к точности прогноза опасных природных воздействий. Так или иначе, прогнозные модели строятся на основе результатов исследований аналогов современности или недавнего прошлого.

Наша статья представляет обзор исследований очагов современных сильных землетрясений как геологического объекта. Рассмотренные события выделяются тем, что они были изучены авторами по единому методическому плану. Рассмотрены и результаты других научных коллективов, в особенности — сейсмологические, геофизические и дистанционные, дополняющие представления о строении очагов и динамике сейсмотектонических процессов. Также естественно, что в рамках статьи в таком обзоре невозможно рассмотреть все изученные локальные объекты и полученные результаты. Поэтому в стороне остались макросейсмические, инженерно-геологические и некоторые другие аспекты, а основное внимание уделено тектоническим проявлениям сильных землетрясений.

### ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Землетрясение представляет собой практически мгновенный акт деформации, приводящий к резкому снятию накопленных напряжений, а сейсмический очаг — это поверхность динамически развивающегося разрыва, переводящего внешние тектонические напряжения в деформации отдельными импульсами, разделенными периодами относительного покоя. Эта парадигма, заложенная в основу большинства современных моделей сейсмического прогноза, оформилась с началом разноплановых полевых исследований очагов сильных землетрясений в Северном Тянь-Шане 1887 и 1911 г. [3, 10], Японии 1891 г. [80], Ассаме (Индия) 1897 г. [83], на Аляске 1899 г. [91], в Северной Монголии 1905 г. [12] и Калифорнии 1906 г. [77]. По результатам изучения Калифорнийского землетрясения 1906 г. была сформулирована модель упругой отдачи [85], которая объясняет возникновение сейсмотектонических подвижек отсутствием смещений по плоскости разлома при непрерывном движении его крыльев на некотором удалении от него.

Сейсмотектоническим следствием этих представлений стало однозначное увязывание очагов землетрясений со смешениями по активным разломам под воздействием внешних сил. С развитием тектоники плит появилась условная, но широко используемая классификация сейсмических очагов на межплитные и внутриплитные очаги [90]. С позиций геомеханики был сформулирован принцип энергонасыщенности геологической среды, согласно которому тектонические силы могут возбуждаться в тех же объемах земной коры, на которые они воздействуют [47]. С позиций системного подхода отчетливо оформилась концепция геодинамики иерархически соподчиненных геосфер [16]. Идея многочисленности уровней тектогенеза, контролируемых несколькими уровнями тектонических напряжений – глобальным, межрегиональным, региональным и локальным – применима и к сейсмогенезу, что делает актуальным ее приложение в исследованиях современных землетрясений.

Новый этап исследований сейсмических очагов начат с изучения катастрофического Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. (M = 8.3). Работы, проведенные в 1957–58 гг. под руководством В.П. Солоненко и Н.А. Флоренсова (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия), вышли далеко за рамки изучения последствий этого события и превратились в крупное научное исследование сейсмичности как природного феномена [14]. По итогам исследования Гоби-Алтайского землетрясения был разработан палеосейсмогеологический метод, направленный на выявление следов землетрясений древности (палеосейсмодислокаций) и оценку их основных параметров [59, 64]. Метод основан на обнаруженнных в очаге Гоби-Алтайского землетрясения геоморфологических и стратиграфических следах сейсмических активизаций в голоцене, отсутствующих в других известных источниках.

Эти идеи были плодотворно восприняты многими исследователями, и с тех пор начаты палеосейсмогеологические исследования во всех основных сейсмоактивных поясах, что привело к появлению отдельного научного направления — палеосейсмологии и сейсмотектоники, — с глубоко проработанными методическими приемами [81]. Широкое развитие получил метод тренчинга в изучении тектонически обусловленной структуры молодых отложений в горных выработках [74, 79, 88]. Использование геоморфологических методов в таких исследованиях привело к разработке эффективного методического подхода — структурно-геоморфологического анализа или тектонической геоморфологии [65, 73]. Изучение современных землетрясений в этих направлениях имеет первостепенное значение, поскольку они базируются не столько на теории, сколько на поисках современных аналогий.

Таким оборазом, условия возникновения сильных землетрясений нашли количественное выражение в виде конкретных морфологических параметров активных разломов – длины, величины смещений и их характера [68, 92, 93], которые можно замерить по деформациям молодых отложений и форм рельефа, а с использованием методов абсолютного датирования - оценить их возраст. В последние десятилетия очень большое внимание уделяется палеосеймическому изучению истории смешений по активным разломам за длительные промежутки времени для установления сейсмического деформационного цикла, сегментации разломов с выявлением инливилуальных очагов и определению их сейсмического потенциала [81]. В частности, такой подход реализуется и постоянно совершенствуется при определении вероятностных критериев для прогноза землетрясений в Калифорнии, где расположено множество сегментов разлома Сан-Андреас с различными параметрами долговременного сейсмического режима [70].

Отдельная, крайне важная для оценки сейсмической опасности проблема, решаемая с использованием методов палеосейсмологии, тектоники и геоморфологии, - повторяемость сильных землетрясений. Современные сейсмо-тектонические методы основываются на экстраполяции графиков повторяемости в область землетрясений больших энергий и исходят из стационарности сейсмического режима на протяжении нескольких тысяч лет. Вместе с тем, в центральной части Альпийско-Гималайского подвижного пояса было показано, что сейсмический режим испытывает длиннопериодные вариации с промежутками между максимумами выделения сейсмической энергии в 1300 и 1800 лет в изученных разломных зонах [63]. Чем больше число выявленных палеоземлетрясений, тем сложнее оказывается модель повторяемости, включающая в таких случаях модели долговременного группирования сейсмических событий [81]. Исследования длинных палеосейсмических записей показывают, что вероятность землетрясения может зависеть от сейсмической истории в течение нескольких предыдущих циклов, а используемый временной интервал может не захватить долгосрочные тенденции в сейсмичности [87]. Для этого чрезвычайно важно изучение долговременной сейсмической летописи в очагах современных землетрясений, так как в таком случае мы имеем, как минимум, одно достоверное событие.

Широкое использование геофизических методов при изучении современных землетрясений дало возможность составить представление о разнообразной, уникальной в каждом конкретном случае, конфигурации очаговых зон на глубине [1, 49, 69]. В глубинных сейсмотомографических моделях очаги предстают низкоростными, разрушенными включениями в земной коре [2]. В настоящее время бурно развиваются дистанционные наблюдения за очагами сильных землетрясений методами космо- и аэрофотосъемки, спутниковых съемок вариаций геофизических полей, GPS, ГЛОНАСС и ГНСС – глобальных навигационных спутниковых систем, спутниковых съемок радарами с синтезированной апертурой (РСА – интерферометрия, или InSAR). Эти методы используются для построения моделей смещений земной поверхности, определения размеров и положения в пространстве плоскости полвижки, ее сегментации на суб-очаги и других подобных задач [35, 36, 62, 67, 72, 82]. В последние годы лавинообразно возрастает роль спутниковой и, в особенности, аэро-фотосъемки поверхности для картирования косейсмических и постсейсмических деформаций, как в масштабе отдельных сейсморазрывов, так и эпицентральных зон [75, 78].

Примеры сопоставления всех имеющихся геолого-геофизических данных об очагах современных землетрясений с детальным и более общим геологическим и глубинным строением района возникновения каждого конкретного землетрясения и ведущими тенденциями тектонического развития данной территории позволили сделать ряд важных выводов [49]. Очаги сильных и сильнейших землетрясений представляют собой устойчивые структуры в геологической среде. Умеренные по силе сейсмические события M < 6.0 характеризуются сравнительно простым строением очага, который может быть представлен в виде единой плоскости подвижки. Более сильные землетрясения с магнитудами 6.0 и более демонстрируют приуроченность очагов к местам сочленения или пересечения крупных разломов. Наиболее сложна структура очаговых зон серий сильнейших землетрясений с M > 7.0. Проявления этих сейсмических событий на поверхности и на глубине свидетельствуют о распространении очагов отдельных землетрясений вдоль границ крупных сейсмогенных блоков, а также наклонных и субгоризонтальных тектонических, геологических и геофизических разделов, ограничивающих эти блоки снизу. С расширением набора изученных землетрясений и арсенала используемых мето-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

дов, сложное строение очагов становится все более очевидным [8, 11, 67, 76, 78, 86].

Рассматриваемые ниже землетрясения произошли в Альпийско-Гималайском, Центрально-Азиатском и Тихоокеанском подвижных поясах, т.е. характеризуют все основные сейсмотектонические обстановки на территории России, за исключением Арктико-Азиатского пояса (рис. 1).

#### Рачинское землетрясение 1991 года

Рачинское землетрясение произошло 29 апреля 1991 г. на южном склоне Большого Кавказа, в Грузии и Южной Осетии. Магнитуда землетрясения по разным оценкам -M = 7.1 (оперативное определение ECCH CCCP), Ms = 6.9 (ISC), Mw == 7.0 (СМТ) [1]. Очаг землетрясения был неглубокий, тем не менее, прямые проявления выхода очага на поверхность обнаружены не были. Интенсивность в населенных пунктах обширной эпицентральной зоны – в среднем 8 баллов по шкале MSK-64. Поле афтершоков имело дисперсный характер, большую ширину (20-30 км) и длину 80-90 км. В этой же области возникли многочисленные вторичные остаточные нарушения поверхности – горные обвалы, оползни, каменные лавины, срывы, трещины отседания склонов и т.п. (рис. 2). Поля сгущения афтершоков и остаточных нарушений на поверхности обрисовали очаг землетрясения, представляющий собой пологий надвиг на глубине 5-10 км [50]. Согласно модели, полученной путем инверсии объемных волн, очаг имеет сложное строение, в нем были выделены три суб-очага, – два очага полого падают в северном направлении под углом  $28^{\circ}-42^{\circ}$ . третий очаг отразил растяжение в тылу надвиговой пластины [11].

Особенность Рачинского землетрясения аномально низкая интенсивность воздействия в эпицентральной области при высокой магнитуде и малой глубине очага [7]. В эпицентральной зоне основные разрушения и жертвы были вызваны вторичными нарушениями. Практически на всех подготовленных (подрезанных, подмытых) склонах здесь возникли разнообразные обвалы, оползни и отседания склонов. Наиболее грандиозными стали каменные и грязекаменные лавины. Они представляют собой результат перемещения дезинтегрированных обломочных масс на значительное расстояние, гораздо дальше, чем в случае, если бы их перемещение было вызвано только силами гравитации. Печально известна каменная лавина, возникшая при Хаитском землетрясении 1949 г. с M = 7.5 в Южном Тянь-Шане. Здесь, каменный поток со скоростью около 100 км/ч устремился вниз по долине Дарихауз, пересек р. Ярхыч, поднялся на 15-метровую террасу и растекся по ней, преодолев около 7 км и уничтожив крупный кишлак Хаит почти со всем его населением [40]. При Рачинском землетрясе-



Рис. 1. Положение Рачинского, Олюторского Алтайского и Тувинских сильных землетрясений на фоне подвижных (сейсмоактивных) поясов.

Обозначены (звездочки красным) другие, хорошо изученные сильные сейсмические события современности: Спитакское 1988 г.; Зайсанское 1990; Суусамырское 1992 г.; Шикотанское 1994 г.; Нефтегорское 1995 г.; Кроноцкое 1997 г.; Симуширские 2006/2007 гг.

Положение эпицентров землетрясений приведено по данным [57], с 2012 г. дополнено данными ФИЦ ЕГС РАН [94].

нии каменный обвал превратился в каменную лавину, которая прошла в горизонтальном направлении более километра вниз по долине р. Хохиетисцкали и вынеслась в более крупную долину р. Гебура, полностью уничтожив при этом селение Хохети и 50 его жителей (рис. 3, а). Отдельный рукав лавины был взброшен на противоположный борт долины р. Хохиетисцкали на высоту более 100 м.

Отсутствие ярко выраженных первичных тектонических сейсмодислокаций Рачинского землетрясения при высокой магнитуде и малой глубине очага, а также большие поперечные размеры поля афтершоков и широкое распространение вторичных, сейсмогравитационных нарушений, адекватно объясняется пологим наклоном (к северу) основной плоскости сместителя в очаге на глубине 5-10 км. Пологим наклоном основного разрыва в очаге Рачинского землетрясения также объясняется и аномально низкая интенсивность воздействия (балльность) при высокой магнитуде и малой глубине очага. На поверхности проекция выхода очага маркируется линейным тектоническим перекосом вдоль рассеянного фронта надвига и площадным поднятием в его верхнем крыле. Сравнительно редкие нарушения поверхности – сейсмогенные трешины, напрямую не связанные с гравитационными явлениями, возникли на гребне хребта Хихата (южная ветвь Рачинского хребта). Деформации представляют собой систему субпараллельных, иногда эшелонированных, трещин растяжения запад-северозападной ориентировки, общей протяженностью 1.5 км (см. рис. 3, б). Возможно, что трещины обнаруженные на южной окраине плато Хихата,

**Рис. 2.** Тектоническая схема и геологический разрез района очага Рачинского землетрясения 1991 года. (а) – тектоническая схема, (по данным [42, 50], с изменениями и дополнениями); (б) – разрез по линии А–А'. На (а): *1* – эпицентры субочагов Рача-Джавского землетрясения и их механизмы, по [11]; *2* – эпицентр афтершока 15.06.1991 и его механизм по данным СМТ, по [94]; *3* – контуры поля сгущения афтершоков, по [11]; *4* – основные взбросо-надвиги Кахетино-Лечхумская разломной зоны: **1** – Уцерско-Павлеурский; **2** – Поцхвревский; *5* – разломы неясной кинематики; *6* – четвертичные осадки Тирифоно-Мухранской впадины; *7* – эоценовые отложения Гагро-Джавской зоны и олигоцен-плиоценовые осадки Рача-Лечхумского прогиба и Тирифоно-Мухранской впадины. На (б): *1* – доальпийский фундамент: *a* – дзирульского типа и кристаллического ядра, *6* – сванетского яриса средней юры, *3* – вулканогенная формация байосского яруса средней юры, *4* – карбонатные толщи верхней юры и мела в фациях: *a* – абхазских, *6* – флишевых, *5* – молассовые образования эоцена –миоцена; *6* – важнейшие стратиграфические границы; *7* – разломы; *8* – участки с повышенной плотностью дислокаций рельефа; *9* – контуры облака гипоцентров афтершоков; *10* – область наибольшей концентрации гипоцентров афтершоков; *11* – единичные гипоцентры афтершоков за пределами "облака"







**Рис. 3.** Общий вид каменной лавины в долине р. Хохетисцкали. (а) – трещины на вершине хр. Хихата; (б) – эпицентральная область Рачинского землетрясения 1991 г.

представляют собой косвенные признаки выхода очага на поверхность в виде взбросо-надвига с поднятым северным крылом протяженностью более 10 км [6].

Очаг Рачинского землетрясения реализовал моментальное надвигание складчатого комплекса мезозойских пород южного склона Большого Кавказа на фундамент Закавказского срединного массива, отразив тенденцию, прослеженную на протяжении всего новейшего этапа и ответственную за формирование современного тектонического устройства региона. Подобные смещения происходят здесь уже несколько миллионов лет, а основные тектонические элементы региона находят прямое отражение в современном рельефе, представляя собой активные морфоструктуры. Сейсмическая активизация не закончилась в 1991 г., – позже, в пределах очаговой зоны 1991 г., произошли землетрясения 6.02.2006 с  $M_s = 5.1$  и 7.09.2009 с  $M_s = 6.1$  и большое количество слабых толчков.

После Рачинского землетрясения 1991 г. в эпицентральной области была размещена временная локальная сеть из пяти станций GPS, которая вела регистрацию горизонтальных движений поверхности на южном склоне Большого Кавказа и на Закавказской плите на протяжении четырех лет [48]. В очаговой зоне землетрясения зарегистрировано сокращение земной поверхности со скоростью около 1 см/год. При этом северное, кавказское крыло разлома характеризовалось существенно большей скоростью горизонтальных движений.

В последние годы скорость смещений снизилась почти вдвое, быстрые движения южного крыла мегантиклинория в южных румбах исчезли [34]. В то же время, резкое снижение скоростей в зоне Кахетино-Лечхумского разлома по сути дела отвечает тенденции, зафиксированной после Рачинского землетрясения. При этом прогнозированное ранее исследователями существенное снижение скорости горизонтальных движений по окончании афтершокового процесса полностью подтвердилось [48].

В 2009–2010 гг. в эпицентральной зоне были проведены палеосейсмологические исследования [42]. Изученные следы древних землетрясений представлены в основном оползнями, обвалами и каменными лавинами, иногда достигающими грандиозных масштабов. Для определения возраста радиоуглеродным методом в тыловых швах оползней и на участках подпруживания речных долин было пройдено несколько десятков шурфов и расчисток. Полученные калиброванные датировки разделены на несколько основных типов (рис. 4). Они различаются между собой, прежде всего, по мере приближе́нности их возраста ко времени палеоземлетрясения.

Датировки, полученные в эпицентральной зоне Рачинского землетрясения, укладываются в четыре основных интервала. Три из них относятся к голоцену. Два последних выглядят как сейсмические активизации продолжительностью до 2300 лет и произошли в среднем и позднем голоцене. Раннеголоценовое событие (около 9000 лет назад) выделяется очень не уверенно и не принимается в расчет. В голоцене уверенно выделяется лишь одно событие, подобное Рачинскому землетрясению 1991 г., и произошло оно примерно 1100—1600 лет назад.

#### Олюторское землетрясение 2006 года

Олюторское землетрясение с  $M_w = 7.6$  ( $M_s = 7.8$ ) произошло 21 апреля 2006 г. (21 апреля 2006 г. в 21 ч 24 мин местного времени (20 апреля в 23 ч. 24 мин по Гринвичу) на территории Корякского автономного округа и прилегающих районов Камчатской и Магаданской областей) на окраине Тихоокеанского подвижного пояса, реализующего львиную долю сейсмической активности Земли. Очаги абсолютного большинства



Рис. 4. Соотношение радиоуглеродных датировок палео-сейсмодислокаций в очаговой зоне Рачинского землетрясения для голоцена.

Приведены как наиболее вероятные: калиброванные даты и периоды реконструируемых сейсмических активизаций (светло-серый); интервалы сильных землетрясений (темно-серый) с учетом погрешности радиоуглеродного метода и времени образования гумусового горизонта почвы.

событий расположены в акватории и изучены не так детально, как Олюторское землетрясение, очаг которого вышел на поверхность в горных цепях Корякского нагорья. Землетрясение вызвало в поселках Тиличики, Корф, Хаилино сотрясения с интенсивностью I = 8-9 баллов.

Первичное аэровизуальное обследование эпицентральной области и полевые сейсмотектонические исследования на ключевых участках позволили выявить и закартировать первичные и вторичные нарушения в масштабе 1 : 200000 для всей эпицентральной зоны [53]. Позже, с появлением детальных космических снимков, было уточнено строение юго-западного сегмента системы нарушений [46, 56]. Использование детальных (разрешение 0.6–1 м) космических снимков позволило составить уточненную карту сейсморазрывов для всей эпицентральной зоны, где суммированы данные по направленности и величине смещений по сейсморазрывам (рис. 5).

Сейсмический очаг вышел на поверхность в виде сложной системы сейсморазрывов общей длиной около 140 км (рис. 6). Выявлено три основных сегмента выхода очага на поверхность с различной внутренней структурой, морфотектонической позицией, кинематикой и величиной смещений — юго-западный, центральный и северо-восточный сегменты.

Юго-западный сегмент представляет собой сложную систему разрывов из нескольких ветвей с различным типом смещений (рис. 7). В южной части возник левый сдвиг запад—северо-западного простирания, представленный эшелонированной системой зияющих трещин растяжения (рвов), подставляющихся валами сжатия (см. рис. 6, г, д). Ширина зоны сейсморазрыва меняется от первых метров на склонах хребта до нескольких сотен метров в заболоченной котловине (см. рис. 6, г, д). На обращенных к р. Вывенка склонах хребтов Яхтынын и Мэминэй возникли взбросовые уступы с подчиненной правосдвиговой компонентой. Более короткий взброс возник и на противоположном склоне хребта Мэминей, обращенном к долине р. Авьеваям, где оказалась активизированной небольшая горная гряда. На противоположном (северо-западном) склоне этой гряды возник раздвиг с правосдвиговой компонентой.

Центральный сегмент представлен эшелонированной системой отдельных правых сдвигов с незначительной взбросовой составляющей (см. рис. 6, в). Длина сегмента – около 40 км. В строении сегмента основную роль играют трещины растяжения (сейсмо-рвы), длиной в десятки метров при ширине в первые метры, сопрягающиеся между собой валами сжатия высотой в первые метры. В северо-восточной части сегмента постепенно появляется вертикальная компонента. Здесь разрыв приурочен к тектоническому уступу, существовавшему до Олюторского землетрясения 2006 г. Разрыв сопровождается широкой зоной вторичных трещин с выбросами песка, возникшими в процессе разжижения грунтов.

Северо-восточный сегмент практически повсеместно приурочен к крутому тектоническому уступу, обрамляющему долину р. Вывенка (см. рис. 6, а, б). Длина сегмента – около 75 км. Доми-



Рис. 5. Карта сейсмотектонических разрывов в очаге Олюторского землетрясения 2006 года (составлена по результатам полевых исследований [45, 46, 53] и дистанционным данным).

Показаны (звездочки): эпицентры основного толчка и сильнейших ( $M_s \ge 5.0$ ) афтершоков, по [29]. Показаны (сокращения) преобладающие средние максимальные амплитуды смещений по разрывам (в метрах): п.с. – правый сдвиг; л.с. – левый сдвиг; н. – надвиг (горизонтальная компонента сжатия); в. – вертикальная компонента.

Сегменты выхода очага на поверхность: ЮЗ – юго-западный; Ц – центральный; СВ – северо-восточный. *1* – сдвиги; *2* – взбросо-сдвиги (вершины треугольников направлены в сторону поднятого крыла); *3* – сглаженная плотность пространственного распределения афтершоков, по [27]

нирующей является взбросо-надвиговая составляющая с амплитудой вертикального поднятия юго-восточного крыла до 3 м. В целом, конфигурация северо-восточного сегмента сейсморазрыва свидетельствует о пологом падении плоскости сместителя на юго-восток под углом  $20^{\circ}-30^{\circ}$ .

В общем виде, сейсморазрывы образовали структурный ансамбль из двух основных взаимосвязанных структур — фронтального взбросо-надвига и тылового сдвига. Такое сочетание структур типично для условий транспрессии [89], однако в случае Олюторского землетрясения на поверхности отсутствуют связующие звенья, объединяющие разрывы в единую структуру.

Поле афтершоков, на которые приходится 16% от общей выделившейся сейсмической энергии, также образовало три надстраивающих друг друга сегмента общей длиной более 200 км [27] (см. рис. 5). Афтершоковый процесс охватил не только горные гряды, вдоль которых возникли сейсморазрывы. Центральный и юго-западный сегменты поля афтершоков проникли далеко в Вывенскую впадину до склонов Ветвейского хребта. В северо-восточном сегменте наблюдается преимущественно взбросовый тип подвижки, в то время как в механизмах юго-западного сегмента преобладают сдвиги. Основное облако афтершоков располагается вдоль наклонной поверхности, падающей на юго-восток, причем крутизна ее падения растет с северо-востока на юго-запад.

Механизм главного толчка по данным КФ ГС РАН (г. Петропавловск-Камчатский, Россия) [29]

### ОЧАГ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ



Рис. 6. Сейсморазрывы в очаге Олюторского землетрясения 2006 г.

(а), (б) – северо-восточный сегмент: (а) – взбросо-сдвиг, (б) – правосторонний сдвиг; (в) – центральный сегмент (правосдвиговое смещение вездеходной дороги); (г) – юго-западный сегмент (сейсмотектонический ров в пределах левосдвигового разрыва); (д) – юго-западный сегмент (план участка левосдвигового разрыва).

определен как правый сдвиг с небольшой взбросовой компонентой вдоль плоскости северо-восточного простирания. Однако такое решение не соответствует длиннопериодным оценкам тензора сейсмического момента по данным СМТ, где преобладает взбросовая компонента (рис. 8). Возможно, отличие механизма, построенного по первым вступлениям, от результирующего тензора сейсмического момента свидетельствует о том, что движение в очаге началось в юго-западном направлении как чистый правосторонний сдвиг и лишь через несколько секунд трансформировалось во взброс, захвативший северо-восточную часть очага [27].

Инструментальное положение эпицентра 21 апреля 2006 г. близко к таковому для Хаилин-



**Рис. 7.** Карта юго-западного и центрального сегментов сейсмотектонических нарушений в очаге Олюторского землетрясения 2006 г.

*I* – сдвиги; 2 – взбросо-сдвиги (вершины треугольников направлены в сторону поднятого крыла); 3 – сглаженная плотность пространственного распределения афтершоков, по [27]

ского землетрясения 8 марта 1991 г. с Ms = 7.0. Движение в очаге Хаилинского землетрясения представлено взбросом, обе нодальные плоскости ориентированы в северо-восточном направлении. Взброшенным предполагается северо-западное крыло сейсмогенерирующего разлома, не вышедшего на поверхность [25]. В начале 2020 г. в центральной, наиболее возвышенной части Корякского нагорья произошло землетрясение с Ms = 6.6. По данным ФИЦ ЕГС РАН (г. Москва, Россия) механизм этого события представлен сдвигом для плоскости северо-восточной ориентировки, соответствующей простиранию Хатырско-Вывенской зоны разломов [94].

Результаты изучения сейсморазрыва Олюторского землетрясения позволяют составить четкие представления о кинематике смещений по Хатырско-Вывенской зоне активных разломов, протягивающейся вдоль осевой линии Корякского нагорья [23, 58]. Эта зона разломов в целом настолько велика и значительна, что может считаться северо-западной границей Беринговоморской микроплиты, как это предлагали А.В. Ландер *с соавт.* [25]. Она отчетливо выражена в рельефе и дешифрируется на космических снимках в виде извилистых взбросо-надвиговых уступов или присдвиговых рвов на границах впадин и речных долин с горными хребтами (см. рис. 8). По данным GPS-наблюдений скорость современных правосдвиговых смещений вдоль этой зоны составляет 15 мм/год [28].

Через очаговую зону Олюторского землетрясения как до, так и после него, сделано глубинное электромагнитное зондирование [38]. По этим данным сегментам сейсморазрыва соответствуют обособленные зоны высокой проводимости в литосфере шириной около 10 км, имеющие субвертикальное падение до глубин порядка 70 км. По мнению авторов [38], они могут быть связаны с повышенной трещиноватостью пород и насыщенностью их минерализованными растворами. Заслуживает пристального внимания, что после землетрясения уменьшилась аномалия повышенной электропроводности в литосфере, связываемая с глубинным разломом, выраженным на дневной поверхности центральным сегментом сейсмотектонического разрыва. При этом возросла по размерам и глубине аномальная зона высокой проводимости в литосфере в зоне глубинного разлома, находящего отражение на дневной



Рис. 8. Обзорная сейсмотектоническая схема Корякского нагорья (с использованием данных [5, 23, 29]). Показаны: активные разломы (тонкая красная линия); сейсморазрыв Олюторского землетрясения 2006 г. (жирная красная линия); контур области концентрации афтершоков Олюторского землетрясения 2006 г. (белая линия); эпицентр и афтершоки землетрясения 2020 г. (красные кружки), по данным ФИЦ ЕГС РАН [94]; предшествующая сейсмичность (розовые кружки), по данным СКЗ ОСР-2012 и ФИЦ ЕГС РАН [57, 94]. Обозначена: X-B – Хатырско-Вывенская зона активных разломов.

Механизмы очагов приведены по данным КФ ЕГС РАН [27, 29].

поверхности в виде северо-восточного сегмента сейсмотектонического разрыва.

По данным PCA-интерферометрии (Multi-Temporal InSAR) предложена модель очага, согласно которой основные смещения произошли к северо-западу от юго-западного и центрального сегментов сейсморазрыва в Вывенской впадине, там, где располагаются две области максимальной плотности афтершоков [36]. Область основных сглаженных смещений величиной до 3.8 м протягивается в пределах Вывенской впадины до Вывенско-Ватынского тектонического шва. Авторы этой модели сделали вывод, что основные смещения произошли вдоль надвига, падающего на юго-восток и не вышедшего на дневную поверхность. При этом была использована гипотеза, согласно которой основные смешения произошли по надвигу юго-восточного падения, расположенному северо-западнее выхода сейсморазрывов на поверхность и не вышедшему на дневную поверхность [26]. Локализация смещений в наиболее широкой части Вывенской впадины имеет четкую морфоструктурную приуроченность. Это позволяет полагать, что значительная часть смещений имела площадной характер.

Рассмотренные модели показывают чрезвычайно сложное, противоречивое в интерпретациях, строение очага Олюторского землетрясения. Кинематика поверхностных сейсморазрывов, а также инструментальные и расчетные данные о распределении афтершоков, их механизмах и смещениях на поверхности говорят о том, что в северо-восточной и юго-западной частях очаговой зоны происходили подвижки разного типа. Образованный структурный ансамбль имеет незаконченный вид. Помимо линейных сейсмотектонических деформаций. проявились И площадные, охватившие Вывенскую впадину. Здесь зарегистрированы максимальность плотность афтершоков [27] и смещение поверхности в северо-западном направлении на величину до 3.8 м [36].

Подобные площадные деформации, к примеру, были детально изучены в эпицентральной зоне близкого по силе к Олюторскому, Муйского землетрясения 1957 г. с M = 7.6. Во время землетрясения хребет Удокан поднялся в среднем на

1-1.5 м, сдвинулся к северо-востоку на 1-1.2 м и по взбросо-сдвигу надвинулся на Намаракитскую впадину [60]. Впадина же сдвинулась к юго-западу и опустилась минимум на 5-6 м, в результате чего произошло подтопление с образованием нового озера, существующего до сих пор. Сейсморазрыв Муйского землетрясения также образовал три эшелонированных сегмента общей длиной 20-30 км, с амплитудой вертикального смещения до 3.3 м [24]. При этом в одном структурном поле практически мгновенно образовались структуры сжатия и растяжения, сбросы и взбросы, разнонаправленные сдвиги, складки кручения и вихревые структуры [60]. При сопоставимых магнитуде и величине смешения. длина сейсморазрыва Олюторского землетрясения многократно превышает длину сейсморазрыва Муйского землетрясения.

Сейсморазрывы Олюторского землетрясения четко вписались в долговременные тенденции развития разномасштабных морфоструктур, продолжив горизонтальное сокращение с опусканием Вывенской впадины и подрастание отдельных горных гряд с их горизонтальными перемещениями (рис. 9). Вывенская впадина выполнена эоцен-среднемиоценовыми флишоидными осадками, плиоцен-четвертичными континентальными отложениями и частично перекрыта плиоценчетвертичными базальтами. История геологического развития впадины начинается в среднем палеогене, после завершения коллизионно-аккреционного этапа в развитии Корякского нагорья, когда оформился крупнейший тектонический шов – Вывенско-Ватынский надвиг [9]. Последующие среднемиоценовые и плиоценчетвертичные деформации пространственно смещены в сторону Берингова моря. Плиоцен-четвертичные структуры обрамляют Вывенскую впадину с юго-востока, где протягивается дугообразная цепь приразломных горных гряд, испытавших плиоцен-четвертичное поднятие в первые сотни метров.

Во фронтальной части этой низкогорной цепи при землетрясении 2006 г. возникли взбросо-надвиги, продолжающие надвигание на северовосточном фланге Вывенской впадины, где она испытывает плавное сужение и постепенно замыкается. На этом участке преобладания горизонтального сокращения очаг Олюторского землетрясения 2006 г. максимально сближается с эоценовым Вывенско-Ватынским надвигом. Правые сдвиги центрального сегмента возникли в тыловой части цепи приразломных горных гряд, где расположено понижение, занятое обширными бассейнами рек Авьеваям и Тыльоваям. На окончании этого сдвига возник юго-западный сегмент, где наблюдается несколько разрывов различной ориентировки – левый сдвиг, правые взбросо-сдвиги и раздвиг с правосдвиговой компонентой. Данный структурный ансамбль характерен для замыкания крупного сдвига с рассеиванием горизонтальных смещений по серии расходящихся веером разрывов.

Анализ свелений о землетрясениях. имеющихся для последних 80-100 лет. показывает. что сейсмические события 2006 и 1991 гг. уникальны для известной сейсмической истории региона, где до этого происходили только редкие слабые землетрясения. В то же время они возникли не в том месте, где длительно существует сейсмическая брешь. В настоящее время Олюторское землетрясение 2006 г. представляется высшей точкой сейсмической активизации, охватившей Корякское нагорье с середины 1980-х годов [27]. В начале 2020 г. сейсмическая активность переместилась вдоль Хатырско-Вывенской зоны на северо-восток, где в центральной, наиболее возвышенной части Корякского нагорья произошло землетрясение  $M_{\rm s} = 6.6$ .

Образование сейсморазрыва при Олюторском землетрясении в 2006 г. – явление не случайное и является звеном в долгой сейсмической истории очаговой зоны, прежде неоднократно порождавшей сильные сейсмические события. Палеоземлетрясения зафиксированы в многочисленных деформированных формах рельефа и различных древних сейсмотектонических структурах, которые обнаружены в разрезах, вскрытых современными сейсморазрывами [55, 56]. Проведенное палеосейсмо-геологическое исследование сейсморазрывов Олюторского землетрясения показало, что реконструированные древние подвижки, аналогичные современной (2006 г.), имеют приблизительные временные рамки (рис. 10):

7000-6000 лет назад,

- 5700-5100 лет назад,
- 3700-3500 лет назад,
- 2500-2000 лет назад
- 1000-600 лет назад.

Согласно собранным данным, период повторяемости между сейсмическими событиями, включая Олюторское землетрясение 2006 г., составляет в среднем ~1200 лет.

#### Алтайское (Чуйское) землетрясение 2003 года

Землетрясение с  $M_s = 7.3$  ( $M_w = 7.2$ ) произошло 27 сентября 2003 г. в 18 ч 33 мин местного времени в Алтае-Саянском сегменте Центрально-Азиатского подвижного пояса и стало сильнейшим инструментально зарегистрированным землетрясением в Горном Алтае. Эпицентральная зона землетрясения была своевременно изучена осенью 2003 г., а также в летнее время в 2004 и 2005 гг. [52].

Очаг землетрясения 2003 г. вышел на поверхность в виде разветвленной системы сейсморазрывов (рис. 11, рис. 12). Деформация поверхности по главной ветви северо-западной ориентировки —



Рис. 9. Тектоническая схема района эпицентральной зоны Олюторского землетрясения 2006 г. и прилегающих территорий (по данным [55], с дополнениями).

Показан (красная линия): сейсморазрыв Олюторского землетрясения 2006 г.

1-2 – отложения: 1 – аллювиально-озерные (Q<sub>4</sub>), 2 – ледниковые (Q<sub>3</sub>); 3-7 – Олюторская складчатая система: 3 – вулканиты средне-основного состава Апукско-Вывенского вулканического пояса (N<sub>2</sub>–Q<sub>1</sub>), 4 – терригенная, угленосная моласса Ильпино-Пахачинской зоны (N<sub>3-1</sub>), 5 – флишоидная формация Ильпино-Пахачинской (Pg<sub>2</sub>–N<sub>2-1</sub>) и Ветловской зон (Pg<sub>1</sub>–Pg<sub>2</sub>), 6 – кремнисто-вулканогенная формация Карагинско-Говенской зоны (Pg), 7 – флишоидный комплекс Карагинско-Говенской и Вывенско-Ватынской зоны (K–Pg<sub>1</sub>); 8-9 – Корякско-Чукотская складчатая система: 8 – кремнисто-вулканогенный комплекс Укэлаятской зоны (K), 9 – офиолитовый комплекс Таловско-Пекульнейской зоны (T–K<sub>1</sub>); 10 – крупнейшие мел–эоценовые надвиги: 1 – Вывенско-Ватынский, 2 – Ветловский; 11 – разломы различной кинематики

магистральному разрыву длиной около 70 км – представляла собой правосторонний сдвиг с амплитудой горизонтальных смещений до 2 м. Вертикальная составляющая сейсмогенной подвижки проявилась в основном на окончаниях магистрального разрыва и по амплитуде была значительно меньше горизонтальной – максимум 0.7 м. На одних участках вертикальная составляющая сейсмогенной подвижки носила сбросовый, а на других учасиках имела взбросовый характер. В Курайской впадине возникли две отдельные ветви сейсморазрыва, которые оконтурили антиклинальную гряду к северо-западу от пос. Курай. Разрывы этой системы представлены преимущественно взбросами с величиной смещения 20–40 см.

Кроме магистрального разрыва на поверхности возникло несколько менее протяженных оперяющих дизъюнктивных нарушений с менее значительными смещениями. Все эти активизиро-



Рис. 10. Соотношение радиоуглеродных датировок палеосейсмодислокаций в очаговой зоне Олюторского землетрясения.

1 – радиоуглеродный возраст погребенных палеопочв и номера образцов; 2 – радиоуглеродный возраст нижней части современного почвенного профиля; 3 – интервал калиброванного возраста; 4 – реконструируемые сильные сейсмические события



Рис. 11. Карта сейсмотектонических разрывов в очаге Алтайского землетрясения 2003 г. Показаны (звездочки): эпицентры основного толчка и афтершоков с *M<sub>s</sub>* ≥ 3.0 с наиболее характерными механизмами очагов, по [19, 30].

Обозначены (сокращения): преобладающие амплитуды смещений по разрывам (в метрах):

с. – правый сдвиг; л.с. – левый сдвиг; в. – вертикальная.

*1* – сдвиги; *2* – взбросо-сдвиги (вершины треугольников направлены в сторону поднятого крыла); *3* – сбросы; *4* – разломы, обновленные мелкоамплитудными смещениями; *5* – контур области концентрации афтершоков, по [19]



Рис. 12. Сейсморазрывы в очаге Алтайского землетрясения 2003 г. (а) – сброс на ограничении присдвигового опущенного участка присдвиговой впадины на водоразделе рек Талтура– Кускуннур; (б) – правый сдвиг дороги на водоразделе рек Талтура–Чаган; (в) – широкая эшелонированная зона рвов и валов в четвертичных ледниковых отложениях (на заднем плане) и узкий эшелонированный разрыв коренных палеозойских сланцев (на переднем плане) на водоразделе рек Елангаш и Ирбисту.

ванные нарушения приурочены к более древним линейным деформациям молодых отложений и форм рельефа — уступам или ложбинам со следами голоценовых сейсмотектонических подвижек. Вдоль них выделяются зоны сгущения вторичных сейсмодислокаций (разжижений грунта, обвалов, осыпей, гравитационных трещин и др.), образованных как землетрясением 2003 г., так и древними сейсмическими событиями. Центральный сегмент магистрального сейсморазрыва с максимальными смещениями возник вдоль границы Чаган-Узунского блокового поднятия, разделяющего Чуйскую и Курайскую впадины, с Северо-Чуйским хребтом. Впадины оформились с позднего палеогена [17]. В позднепалеоген-неогеновое время они представляли собой единый бассейн, в котором накапливались озерные отложения. Начало современной текто-

нической активизации в раннем плиоцене зафиксировано накоплением грубообломочных отложений буроцветной серии. К этому же времени относится и формирование Чаган-Узунского блока, что привело к обособлению Чуйской и Курайской депрессий, где осадконакопление сменилось на ледниково-озерное и аллювиальное.

Распределение афтершоков позволило выявить активизацию Чаган-Узунского блока, оконтуренного эпицентрами слабых последующих толчков [3, 19]. В первый день активизации сейсмичность группировалась вокруг этой структуры, что позволило предположить проворот Чаган-Узунского блока в момент основного толчка или сразу после него, с надвиганием блока на Курайскую впадину [19]. Это явление (вращение блока против часовой стрелки), очевидно, имело устойчивый характер в плиоцен-четвертичное время и отражено в образовании передовых приразломных поднятий северо-восточного простирания на границе Чаган-Узунского блока с Курайской впадиной. Голоценовые разрывы, демонстрирующие взбрасывание в сторону Курайского хребта, изучены в зоне Курайского разлома на участке сближения Чаган-Узунского блока с Курайским хребтом [18].

Западнее и восточнее Чаган-Узунского блока зона Курайского разлома разветвляется на взбросо-надвиги с преобладающим северным падением, отражая взбрасывание Курайского хребта на впадины (рис. 13). В осевой части хребта протягивается Кубадринский правый сдвиг. образующий с Курайским взбросо-надвигом транспрессионную тектонопару, сходную с очагом Олюторского землетрясения. Вдоль фронтального взбросового уступа в подножии Курайского хребта после землетрясения 2003 г. были обнаружены свежие трещины без существенных смещений, свидетельствующие о пассивной активизации разлома. Четко выраженное разломное ограничение имеет и южная окраина Курайской впадины, где в 2003 г. был активизирован голоценовый взброс. Южная окраина Чуйской впадины представлена Южно-Чуйским правым сдвигом, в связи с чем не имеет выразительного вертикального ограничения. Голоценовые разрывы здесь представлены эшелонированной системой линейных заплывших рвов, продолжающих очаг 2003 г. и распространяющихся значительно дальше. В 2003 г. очаг землетрясения охватил не всю зону активного разлома, который был выявлен только после этого события. По всей видимости, ранее в той же очаговой зоне происходили более сильные землетрясения.

Эпицентры афтершоков также оказались рассеянными по территории Чуйской и Курайской впадин, свидетельствуя о вовлечении их в сейсмотектонический процесс. Этот процесс развивался на глубине в среднем 3–20 км, не глубже 30 км [3]. Судя по распределению гипоцентров афтершоков, магистральный разрыв имеет форму пропеллера. При почти вертикальном падении в северо-западной части разрыв имеет крутой наклон в юго-западном направлении, а в центральной и юго-восточной частях — в северо-восточном [3]. Исходя из решений фокальных механизмов, для замыканий сейсморазрыва характерны афтершоки с существенной вертикальной компонентой смещений [19]. В центральной части очаговой зоны повторные толчки имели фокальные механизмы, сходные с механизмом главного толчка (правый сдвиг).

Развернутая в 2000 г. сеть GPS-станций позволила выявить характерные особенности поля смещения в период подготовки землетрясения 2003 г. и после него. Отличительной особенностью современных движений земной поверхности Горного Алтая являются смещения в субмеридиональном, северном направлении, нарушаемые в зонах активных разломов. На профиле, построенном от Тибета до Новосибирска, в районе очага готовящегося сейсмического события отмечено резкое падение значения скорости, что может фиксировать накопление деформации в очаге будущего землетрясения [15].

Графический анализ данных GPS-сети методом конечных элементов позволил наглядно представить поле деформаций перед землетрясением [32]. Анализ тензоров деформации показал закручивание центральной части GPS-полигона и относительное смещение южной части на северо-восток (рис. 14). Врашение по часовой стрелке охватило почти весь Горный Алтай. Косейсмические деформации были локализованы на значительно меньшем участке в виде правосдвиговой подвижки в очаге землетрясения 2003 г. до 2 м. В 15 км от линии разрыва смещения достигают 350 мм, а далее уменьшаются до 25 мм в 90 км [61]. Косейсмические смещения для станций сети в дальней зоне (более 100 км) не превышают 10 мм. Эти данные, как и результаты полевого картирования, соответствуют картине косейсмических смещений по данным РСА-интерферометрии [35, 72, 82]. Таким образом, активные тектонические структуры в окружении очага 2003 г. проявили себя относительно пассивно, а поле деформаций после землетрясения стало значительно более однородным.

Принципиальной чертой структурообразования в очаговой зоне Алтайского землетрясения 2003 г. является вовлечение в сейсмический процесс как прогибающихся, так и воздымающихся морфоструктур в сдвиговом поле деформаций. Магистральный сейсморазрыв, возникший при Алтайском землетрясении, вписывается в современный сейсмотектонический план Монголо-Сибирского региона, продолжая активные разломы Большого Алтая, расположенные на территории Западной Монголии и Северо-Западного Китая (рис. 15). Морфоструктуры региона, за-



Рис. 13. Обзорная сейсмотектоническая схема района Алтайского землетрясения 2003 г. Разломы: ЮЧ – Южно-Чуйский; Ку – Курайский; К – Кубадринский; Ча – Чайбеккольский. *1* – сейсмотектонические разрывы в очаге Алтайского землетрясения 2003 г.; 2–4 – основные активные разломы, по [17, 18, 41, 54]; 2 – сдвиги, 3 – взбросо-сдвиги (треугольники направлены в сторону поднятого крыла), 4 – разломы по структурно-геоморфологическим и дистанционным данным; 5 – контуры максимального сгущения эпицентров роевой сейсмической активизации 2007–2016 гг., по [20]

ключенные между крупнейшими сдвигами, испытывают вращение, вдавливание, выжимание или проседание. По величине резко преобладают горизонтальные смещения по сдвигам и вращения блоков на всех масштабных уровнях. В этом поле деформаций разломы северо-западного и северо-северо-западного простираний получили преобладающую правосдвиговую составляющую смещений, а субширотные — левосдвиговую или взбросо-надвиговую. Преимущественно левые сдвиги проявлены вдоль разломов северо-восточной ориентировки. Субмеридиональные морфоструктуры демонстрируют признаки растяжения.

Перед землетрясением 2003 г. выявлена обширная пространственно-временная область сейсмического затишья продолжительностью около 40 лет и радиусом ~120 км от инструментального эпицентра этого землетрясения [31]. Непосред-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

ственно в эпицентральной зоне землетрясения 2003 г. известны два умеренных по силе сейсмических толчка:

14 сентября 1923 г. с *Ms* = 6.0;

20 сентября 1960 г. с *Ms* = 5.1.

Ближайшим к очагу 2003 г. сильным землетрясением было Урег-Нурское 1970 г. с Ms = 7.0. Оно произошло приблизительно в 260 км к востоку от эпицентра землетрясения 2003 г. (см. рис. 15). Очаг землетрясения приурочен к тектоническому узлу в районе сочленения двух крупнейших активных разломов (Шапшальского и Цаган-Шибэтинского), но не был связан ни с одной из этих магистральных структур [66].

В процессе палеосейсмогеологических исследований, проведенных до и после Алтайского землетрясения 2003 г., было выяснено, что раз-



**Рис. 14.** Поле современных движений по данным GPS-наблюдений до и после Алтайского землетрясения 2003 года. (а) – схема Алтайского геодинамического полигона и поле горизонтальных движений до землетрясения 2003 г., по [32]; (б) – исследуемый район постсейсмических деформаций и поле горизонтальных смещений после Алтайского землетрясения 2003 г., по [33].

личные нарушения рельефа (сейсморазрывы, разжижения грунта, обвалы, каменные лавины, оползни и вызванные ими подпрудные озера), возникали неоднократно в короткие интервалы времени, иногда практически синхронно, в разных частях исследованного района Горного Алтая [51, 54]. Многочисленные следы неоднократного обновления в древности обнаружены и датированы в пределах сейсморазрыва 2003 г. а также в Курайской впадине (Центрально-Курайская гряда) и в зоне Кубадринского разлома. Сильные сейсмические события с M = 7 - 8 датированы радиоуглеродным методом примерно 230-300, 1100, 1800, 2500, 3100, 4000, 4500, и 8000 лет назад. Период повторяемости составил, таким образом, около 500-900 лет. Полученную периодичность нарушает отсутствие датировок сейсмодислокаций в интервале 8-5 тыс. лет назад, что можно объяснить как неполнотой собранных данных. так и длительным сейсмическим затишьем.

Ввиду существенной неопределенности результатов радиоуглеродного датирования большое значение имеют независимые данные о возрасте вторичных сейсмодислокаций, полученные в том числе с применением дендрохронологического метода [71]. Новые исследования показали хорошую сходимость с ранее установленными периодами сейсмических активизаций и позволили уточнить дату последнего события — 1532 г. н.э., которая вписывается в общую повторяемость сильных землетрясений для последних 5000 лет. В пределах Курайской зоны разломов датированы разломные уступы, образовавшиеся в очаговых зонах сильных палеоземлетрясений (Mw == 6.7–7.5) с возрастом около 6.3–6.5, 5.7–5.8, 3.2 и 1.3 тыс. лет [18].

Эти и другие датировки показывают, что сильные землетрясения в рассматриваемом районе Горного Алтая происходят в виде сближенных по времени сейсмических активизаций, охватывающих несколько сейсмогенерирующих структур, что позволяет предположить высокую вероятность нового сильного землетрясения в недалеком будущем. В этом отношении весьма поучительна мощнейшая сейсмическая активизация охватившая горные цепи Северного Тянь-Шаня,



Рис. 15. Обзорная сейсмотектоническая схема Алтае-Саянского нагорья. Механизмы очагов, по [84].

*I*-2 – основные активные разломы, по [5, 37, 66]: *I* – сдвиги, *2* – взбросо-сдвиги (вершины треугольников направлены в сторону поднятого крыла); *3* – государственная граница

где в конце XIX—начале XX вв. произошло пять сильных землетрясений [22]:

- Беловодское 1885 г., *M* = 6.9;
- Верненское 1887 г., *M* = 7.3;
- -Чиликское 1889 г., M = 8.3;
- Кеминское 1911 г., *M* = 8.2;
- Кемино-Чуйское 1938 г., *M* = 6.9.

После Алтайского землетрясения 2003 г., на фоне постепенно затухающего афтершокового процесса, сейсмическая активность сместилась на северо-запад, в район Айгулакского хребта, где в 2012 г. произошло ощутимое землетрясение с  $M_{\rm L} = 6$  (см. рис. 13). Начиная с 2007 г. здесь сформировалась область роевой сейсмической активности, схожая по своим размерам и ориентировке с афтершоковой зоной землетрясения 2003 г. [20].

### Тувинские землетрясения 2011-2012 гг.

Землетрясения 2011—2012 гг. стали сильнейшими в Туве за инструментальный период наблюдений и вызвали большой интерес со стороны специалистов как ярчайшие проявления современной тектонической жизни Алтае-Саянской горной страны. Они произошли зимой 2011—

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

2012 гг. на востоке Тувы в горных цепях хр. Академика Обручева. По данным ФИЦ ЕГС РАН (г. Москва, Россия) [94], первое событие, произошедшее 27 декабря 2011 г., имело  $M_s = 6.7$ . После непродолжительного афтершокового процесса, 26 февраля 2012 г., т.е. почти ровно два месяца спустя, неожиданно произошло второе землетрясение с  $M_s = 6.8$ . Положение гипоцентров было сравнительно неглубоким [21]:

- h = 17 км для первого землетрясения 27.12.2011,
- h = 10 км для второго землетрясения 26.02.2012.

Авторами выполнено детальное сейсмотектоническое изучение очаговой зоны землетрясений непосредственно сразу после второго события и в летние сезоны 2012—2014 гг. [43]. Обнаруженные сейсморазрывы (рис. 16, рис. 17) секут на своем пути все формы рельефа, демонстрируя четкие структурные рисунки, свойственные всем тектоническим деформациям.

Сейсморазрыв 1-го землетрясения устроен относительно просто и представлен правым сдвигом с величиной смещений до 60 см по плоскости север—северо-западного простирания (рис. 18). Длина сейсморазрыва составила примерно 1.6 км. Однако, учитывая короткие трещины растяжения в



**Рис. 16.** Сейсморазрыв первого Тувинского землетрясения 27 декабря 2011. (а) – "рыскающий" сдвиговый разрыв в долине ручья; (б) – сдвиговый разрыв на склоне водораздела; (в) – сбрососдвиг на западном ограничении седловины-грабена.

приводораздельной части хребта, вписывающиеся в общий структурный ансамбль, длина системы нарушений составляет 3.1 км. При втором землетрясении общее простирание плоскости смещения отклонилось к субширотному направлению. При этом возникли отдельные системы разрывов практически всех кинематических типов. Они связаны между собой постепенными переходами, в целом образуя очень сложный взбросо-сдвиговый структурный ансамбль общей длиной немногим менее 4 км, при этом максимальная величина:

 – горизонтальное сокращение по взбросо-надвигам – до 1 м,

смещение в вертикальной плоскости – до 80 см,

– величина правого сдвига – до 50 см.



**Рис. 17.** Сейсморазрыв второго Тувинского землетрясения 26 февраля 2012 года. (а) – взбросо-надвиг, пересекающий долину руч. Верхний Кара-Хем в районе северного окончания выхода очага на поверхность, показан (в нижнем правом углу) поперечный разрез; (б) – правый сдвиг в долине руч. Верхний Кара-Хем; (в) – левый сдвиг долине руч. Верхний Кара-Хем (показаны разные ракурсы); (г) – взбросо-надвиг на седловине между долинами руч. Верхний Кара-Хем и руч. Нижний Кара-Хем, показан (в нижнем правом углу) поперечный разрез.

Сейсморазрывы приурочены к разнообразным более древним морфоструктурам (валам-поднятиям, крутым бортам седловин-грабенов, спрямленным долинам водотоков и др.) и разделяют участки с резко различными геоморфологическими условиями. Смещения по разрывам продолжили тенденции развития этих морфоструктур, прослеживаемые на протяжении среднего плейстоцена-голоцена. Направленность развития морфоструктур заключена в сжатии и горизонтальном сокращении земной поверхности с сопоставимой правосдвиговой компонентой смешений. Для Карахемской впадины, вдоль осевой части которой вытянут разрыв второго землетрясения, получены скорости позднеплейстоцен-голоценового горизонтального сокращения – 1.1–2.2 мм/год [44]. Характерно, что сейсморазрыв 2012 г. расположен в северо-западной самой узкой половине впадины, где сжатие наиболее интенсивно. Та-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

ким образом, сейсморазрывы четко вписались в пределы уже существовавших морфоструктур, обнаружив совпадение по размерам и тенденциям долговременного развития.

Основной особенностью сейсморазрывов является их небольшая длина относительно магнитуды событий при сосредоточении разрывов с различной кинематикой на небольших пространствах (рис. 19). Небольшая длина разрыва является отличительной чертой землетрясений в условиях сжатия. В отличие от сбросов и сдвигов, взбросо-надвиги не имеют протяженных флангов с небольшими смещениями; напротив, подвижка резко уменьшается и разрывы быстро затухают. Другой особенностью взбросо-надвиговых сейсморазрывов является рассредоточение смещения в виде обширного растрескивания и пологого коробления земной поверхности, образования флексур и приразломных антиклинальных валов.

#### РОГОЖИН и др.



Рис. 18. Карты сейсмотектонических разрывов в очагах Тувинских землетрясений. (а) – Тувинское землетрясение 2011 года; (б) – Тувинское землетрясение 2012 года. Обозначены (сокращения): амплитуды смещений по разрывам в сантиметрах: п.с. – правый сдвиг; л.с. – левый сдвиг; н. – надвиг (горизонтальная компонента сжатия); в. – вертикальная. 1 – сдвиги; 2 – взбросо-сдвиги (вершины треугольников направлены в сторону поднятого крыла); 3 – флексуры (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 4 – приразломные антиклинальные валы (бергштрихи направлены

в сторону поднятого крыла сопутствующих взбросо-надвигов); 5 – подтопленные опущенные участки

Сейсморазрыв первого землетрясения продемон- 2011 и 2012 гг.

Характер смещений по сейсморазрывам хорошо коррелирует с решениями механизмов (см. рис. 15), положение сейсморазрывов соответствует координатам эпицентров по инструментальным данным (рис. 20). На южном фланге очаговой зоны поле афтершоков образовало две ветви, вытянутые вдоль сегментов протяженной зоны Каа-Хемской зоны активных разломов. Она представляет собой крупнейшую зону смятия, шириной 15–20 км. Зона имеет сложнейшую геологическую историю и играла структурообразующую роль на протяжении всех тектоно-магматических активизаций с конца докембрия. Ранее сейсмический потенциал Каа-Хемского разлома был оценен как M = 6.6-7.0 [4].

стрировал типичные черты сдвигового разрыва.

В районе эпицентров землетрясений 2011— 2012 гг. общее простирание Каа-Хемской системы нарушений постепенно меняется с субмеридионального на субширотное. Взаимоотношения сейсморазрывов между собой позволяют заключить, что в рассматриваемом районе активные разломы разного простирания образуют сложный дизъюнктивный узел, хотя очаги землетрясений 2011 и 2012 гг. были линейными и приуроченными к отдельным ветвям этого узла. Он расположен на стыке гораздо более протяженных сегментов Каахемской системы активных разломов разного простирания.

Район очагов землетрясений 2011-2012 гг. был практически асейсмичен не менее 50 лет [21]. Однако, результаты палеосейсмологических исследований показали, что в относительно недалеком прошлом здесь происходили такие же и более сильные землетрясения, которые приводили к образованию сейсморазрывов в тех же местах. Радиоуглеродное датирование следов древних землетрясений дало возможность оценить их повторяемость [44]. Для очага 1-го Тувинского землетрясения 2011 г. получен возраст трех палеоземлетрясений 3000-3500, 1500-1900 и 300-500 лет назад. По силе предпоследнее событие было сходно с землетрясением 2011 г. (M = 6.7). Два предыдущих события (3000-3500 и 1500-1900 лет назад) были сильнее. Для очага второго Тувинского землетрясения 2012 г. получены датировки двух предыдущих подвижек, произошедших за последние 900 лет, – примерно 800-700 и 600-500 лет назад. По своим параметрам предыдущие



**Рис. 19.** Карта района северного окончания сейсмотектонических разрывов в очаге Тувинского землетрясения 2012 года. Обозначены амплитуды (в сантиметрах) смещений по разрывам: п.с. – правый сдвиг; л.с. – левый сдвиг; н. – надвиг (горизонтальная компонента сжатия); в. – вертикальная.

1 — сдвиги; 2 — взбросо-сдвиги (треугольники направлены в сторону поднятого крыла); 3 — валы сжатия; 4 — направления горизонтальных смещений по разрывам; 5 — взбросовый уступ в зоне активного Час-Тайгинского разлома; 6 — источники, образовавшиеся после землетрясения; 7 — условные горизонтали рельефа

подвижки были практически аналогичны современной. Можно полагать, что были схожи и параметры землетрясений — магнитуда (M = 6.8) и интенсивность сотрясений в эпицентре (9 баллов).

В подножии хр. Час-Тайга (по одноименному разлому) изучены следы землетрясения, которое возможно произошло во время последней сейсмической активизации, датированной по следам землетрясений вдоль обоих сейсморазрывов 2011-2012 гг. - 600-300 лет назад. Можно полагать, что сила землетрясения в Час-Тайгинском очаге составила не менее M = 7.0. Для Хоптинского разрыва получен приблизительный возраст последней подвижки – 1500–2000 лет назад при землетрясении с *Mw* = 7.0–7.2. Полученные данные свидетельствуют о том, что относительно слабые события, подобные Тувинским 2011-2012 гг., за последнее тысячелетие повторялись раз в 300-500 лет, тогда как катастрофические землетрясения с M = 7.0 - 7.2 и более, происходят примерно один раз в тысячу лет.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологические исследования очагов сильных землетрясений современности показали, что в большинстве случаев выходы очагов на поверхность образуют зону сейсморазрывов. Ее размер в ширину может достигать нескольких сотен метров и даже километров, в зависимости от геолого-геоморфологических условий и силы землетрясения. При этом разрывы могут появляться на поверхности на разных участках зоны разлома, т.е. менять свое положение от одного землетрясения к другому. Суммарное смещение в очаге в приповерхностных условиях может рассеиваться в виде множества разрывов и связных деформаций, однако все они образуют характерные структурные рисунки, свойственные тектоническим деформациям.

Сейсморазрывы приурочены к определенным геологическим структурам и формам рельефа, сформированным предыдущими сейсмическими подвижками, но не всегда совпадают в деталях, образуя определенную область, которая может иметь

25



Рис. 20. Обзорная карта Каа-Хемской зоны активных разломов в районе Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. Сегменты Каа-Хемской зоны разломов: Х – Хоптинский; ЧТ – Час-Тайгинский; О – Осерцовский; Шу – Шуйский; Ч – Чайминский; У – Ужепский; УШ – Усть-Шивейский; Ши – Шивейский. *I* – сейсмотектонические разрывы в очагах Тувинских землетрясений; 2–3 – активные разломы: 2 – прослеженные на местности и изученные в канавах и шурфах; 3 – изученные по дистанционным данным; 4 – изолинии сгущения эпи-

определенные тенденции в долговременной направленности миграции выходов очага на поверхность. Эти древние события находят отражение не только в смещениях молодых отложений и форм рельефа, но и в развитии вторичных нарушений.

центров афтершоков в количестве толчков на 1 км<sup>2</sup>, по [21]

Выход очага сильного землетрясения на поверхность происходит далеко не всегда. С одной стороны, это определяется силой землетрясения, чем выше магнитуда (величина, отражающая энергию землетрясения), тем больше вероятность появления сейсморазрыва. С другой стороны, выход очага сильного землетрясения на поверхность определяется кинематикой подвижки в очаге и его глубиной. Важную роль играют конкретные тектонические условия очаговой зоны. Чем глубже расположен очаг и чем сложнее его структурный ансамбль, тем меньше вероятность появления сейсморазрыва на поверхности. Реализация смещения вдоль многих поверхностей также способствует более компактному положению очага на поверхности.

В целях оценки сейсмической опасности важно, что наличие или отсутствие ярко выраженных активных разломов на поверхности далеко не всегда прямо отражает уровень сейсмической опасности, примером чему являются сильные землетрясения без образования ярко выраженных сейсмотектонических разрывов или частичного выхода очага к поверхности. Кроме того, выход очага на поверхность может быть представлен складками и флексурами, т.е. деформациями изгиба, или завуалирован гравитационно-сейсмотектоническими структурами.

Анализ сейсмотектонических условий очагов сильных землетрясений современности позволяет составить представление о морфотектонических критериях выявления потенциальных очагов в других местах. Современные сейсморазрывы образуют закономерные сочетания, вписанные в разномасштабные морфоструктуры, прямо выраженные в современном рельефе. Смещения при современных землетрясениях продолжают тенденции развития морфоструктур, прослеживаемые на протяжении плейстоцена-голоцена. Простое сравнение очаговых зон Муйского (1957 г., M = 7.6, суммарная длина разрыва 20-30 км при трех сегментах) и Олюторского (2006 г.,  $M_s = 7.8$ , суммарная длина разрыва 140 км при трех сегментах) землетрясений показывает, что сила землетрясения (измеряемая магнитудой) может быть напрямую связана не столько с длиной сейсморазрыва (как это принято в современных исследованиях сейсмической опасности), сколько с количеством вовлеченных в очаг морфоструктур. Размер морфоструктур, вовлеченных в сейсмическую активизацию, напрямую отражает точный иерархический уровень сейсмогенеза.

#### выводы

1. Сейсмические очаги изученных землетрясений размещаются в зонах крупных активных разломов. С нарастанием магнитуды они становятся все более протяженными и сложными в структурном отношении. Рассмотренные случаи показывают, что очаг каждого сильного землетрясения имеет свои индивидуальные отличительные черты, что сильно осложняет решение задач оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений.

2. Результаты палео-сейсмологического изучения сейсмических разрывов в траншеях показали, что возникновение сильных землетрясений в этих же очагах происходило и ранее, причем период повторяемости сильнейших сейсмических событий составляет от нескольких сотен до первых тысяч лет.

3. Проведенный анализ данных по строению очаговых зон сильных землетрясений на поверхности и в их недрах, а также периодов их исторической активности подтверждает глубинное строение крупных сейсмоактивных разломов и их неоднократные активизации в геологическом прошлом.

*Благодарности.* Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам за полезные ком-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

ментарии, которые позволили улучшить статью, и редакции за тщательную подготовку статьи.

**Финансирование.** Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-15-50263 и государственного задания ИФЗ РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: Академкнига, 2003. 375 с.
- 2. Арефьев С.С., Рогожин Е.А., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В., Дорбат К. Глубинная структура и томографические модели очаговых зон сильных землетрясений // Физика Земли. 2006. № 10. С. 65–80.
- Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Быкова И.В., Матвеев И.В., Михин А.Г., Молотков С.Г., Плетнев К.Г., Погребченко В.В. Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. // Физика Земли. 2006. № 2. С. 85–96.
- Аржанников С.Г. Сейсмотектоника Восточно-Тувинского нагорья. – Автореф. дис. ... к. г.-м. н., Иркутск: ИЗК СО РАН, 1998. 16 с.
- 5. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
- 6. *Белоусов Т.П*. Рачинское землетрясение 1991 г. и его проявление в рельефе Большого Кавказа. М.: Светоч Плюс, 2009. 208 с.
- 7. Богачкин Б.М., Борисов Б.А., Рогожин Е.А. Рачинское землетрясение 29 апреля 1991 г.: Результаты геологического обследования // Физика Земли. 1992. № 8. С. 12–24.
- Богачкин Б.М., Корженков А.М., Мамыров Э., Нечаев Ю.В., Омуралиев М., Петросян А.Е., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А., Чаримов Т.А. Структура очага Сусамырского землетрясения 1992 года на основе анализа его геологических и сейсмологических проявлений // Изв. РАН. Физика Земли. 1997. № 11. С. 3–18.
- Богданов Н.А., Тильман С.М., Чехович В.Д. Позднемеловая-кайнозойская история Корякско-Камчатского региона и Командорской котловины Берингова моря. – В кн.: Геология западной части Беринговоморья. – М.: Наука, 1990. С. 131–149.
- Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). – СПб.: Геолком, 1914. 270 с. (Тр. Геолком. 1914. Вып. 89).
- Вакарчук Р.Н., Татевосян Р.Э., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В. Рачинское землетрясение 1991 г. на Кавказе: многоактная модель очага с компенсационным типом движения // Физика Земли. 2013. № 5. С. 58–64.
- Вознесенский А.В. Доклад о поездке в Монголию для исследования очагов землетрясений 9-го и 23-го июля 1905 года // Изв. Постоянной центральной сейсм. комис. 1906. Т. II. Вып. 3. С. 83–92.
- Гамбурцев Г.А. К методике сейсмического районирования. – В кн.: Научное наследие. Малоизвестные работы и материалы из архива. – М.: Наука, 2007. С. 148–155.
- Гоби-Алтайское землетрясение. Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко (ред.). – М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.

- 15. 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.
- Гончаров М.А. Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга // Геотектоника. 2006. № 2. С. 3–23.
- Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – М.: Наука, 1965. 244 с.
- Деев Е.В. Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая. // Физика Земли. 2019. № 3. С. 71–96.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Фатеев А.В., Филина А.Г. Чуйское землетрясение 27 сентября 2003 года с Ms = 7.3, Kp = 17 (Горный Алтай). – В кн.: Землетрясения Северной Евразии в 2003 г. – Обнинск: ГС РАН, 2009. С. 326–343.
- 20. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В. Об изменении сейсмического режима в Чуйско-Курайской зоне Горного Алтая в 1963–2016 гг. // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2017. Т. 2. № 3. С. 41–45.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Подкорытова В.Г., Гилёва Н.А., Массальский О.К. Афтершоки Тувинского-I землетрясения 27 декабря 2011 г. с M<sub>L</sub> = 6.7 и Тувинского-II – 26 февраля 2012 г. с M<sub>L</sub> = 6.8 (Республика Тува). – В кн.: Землетрясения Северной Евразии в 2012 г. – Обнинск: ЕГС РАН, 2018. С. 302–312.
- Кальметьева З.А., Миколайчук А.В., Молдобеков Б.Д., Мелешко А.В., Жантаев М.М., Зубович А.В. Атлас землетрясений Кыргызстана. – Бишкек: ЦАИИЗ, 2009. 73 с.
- Кожурин А.И. Активная геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса (по данным изучения активных разломов). – Автореф. дис. ... д. г.-м. н. – М.: ГИН РАН, 2013. 46 с.
- 24. Курушин Р.А., Мельникова В.И. Деструкция земной коры при Муйском землетрясении 1957 г. (M<sub>LH</sub> = = 7.6) // ДАН. 2008. Т. 421. № 5. С. 675–678.
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Вычислительная сейсмология. 1994. Вып. 26. С. 103–122.
- 26. Ландер А.В., Пинегина Т.К. Парадоксы очага Олюторского землетрясения 2006 г. – глубинная структура и динамика. – В кн.: Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. – В.Н. Чебров (ред.). – Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2010. С. 131–135.
- 27. Ландер А.В., Левина В.И., Иванова Е.И. Сейсмическая история Корякского нагорья и афтершоковый процесс Олюторского землетрясения 20(21) апреля 2006 г. M<sub>w</sub> = 7.6 // Вулканология и сейсмология. 2010. № 2. С. 16–30.
- Левин В.Е., Бахтиаров В.Ф., Павлов В.М., Титков Н.Н., Сероветников С.С. Геодинамические исследования Олюторского землетрясения 20(21).04.2006 г. по данным Камчатской GPS-сети // Вулканология и сейсмология. 2010. № 3. С. 50–59.
- 29. Левина В.И., Ландер А.В., Иванова Е.И., Митюшкина С.В., Титков Н.Н. Олюторское землетрясение 20 апреля 2006 г. с Мw = 7.6, Io = 9–10 (Корякское

нагорье). — В кн.: Землетрясения Северной Евразии, 2006 г. — Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 314–329.

- Лескова Е.В., Еманов А.А. Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 г. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 113–123.
- Лутиков А.И., Донцова Г.Ю., Юнга С.Л. Сейсмологический анализ Алтайского землетрясения 2003 г. – В кн.: Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2004 г.: Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. С. 38–49.
- Мазуров Б.Т. Поля деформаций Горного Алтая перед Чуйским землетрясением // Геодезия и картография. 2007а. № 3. С. 48–50.
- Мазуров Б.Т. Компьютерная визуализация полей постсейсмических смещений и деформаций // Геодезия и картография. 2007б. № 4. С. 51–53.
- 34. Милюков В.К., Миронов А.П., Овсюченко А.Н., Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М., Николаев А.В. Скорости современных горизонтальных движений в центральном секторе Большого Кавказа по данным GPS-наблюдений и их связь с тектоникой и глубинным строением земной коры // ДАН. 2018. Т. 481. № 3. С. 291–295.
- 35. Михайлов В.О., Назарян А.Н., Смирнов В.Б., Диаман М., Шапиро Н.М., Киселева Е.А., Тихоцкий С.А., Поляков С.А., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П. Совместная интерпретация данных дифференциальной спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 г. // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 2010. № 2. С. 3–16.
- 36. Михайлов В.О., Киселева Е.А., Арора К., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Чадда Р., Пономарев А.В., Шринагеш Д. Новые данные об Олюторском землетрясении, полученные с применением спутниковой радарной интерферометрии // Вулканология и сейсмология. 2018. № 3. С. 64–69.
- 37. Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Демьянович М.Г., Борисов Б.А., Ващилов Ю.Я. Деформация и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе. – В кн.: Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. – Новосибирск: Наука, 1995. С.5–55.
- 38. Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Логинов В. А., Нурмухамедов А.Г., Алексеев Д.А. Изменение электропроводности литосферы в районе сильнейшего Олюторского землетрясения в Корякском нагорье // Физика Земли. 2016. № 1. С. 31–46.
- Мушкетов И.В. Землетрясение 28 мая 1887 г. в городе Верном // Изв. Русского геогр. общ-ва. 1888. Т. 24. Вып. 2. С. 65–90.
- 40. *Никонов А.А.* Хаитская катастрофа. Взгляд через 60 лет // Природа. 2009. № 11. С. 38–50.
- Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Гео, 2004. 313 с.
- 42. Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Ларьков А.С., Новиков С.С. Позднечетвертичные дислокации и сейсмотектоника очага Рачинского землетрясения (Большой Кавказ) // Геотектоника. 2014. № 6. С. 55–76.
- 43. Овсюченко А.Н., Рогожин Е.А., Мараханов А.В., Ларьков А.С., Новиков С.С., Кужугет К.С., Бутанаев Ю.В. Геологические исследования Тувинских

землетрясений 2011–2012 гг. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т. 43. № 1. С. 5–29.

- 44. Овсюченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Мараханов А.В., Ларьков А.С., Новиков С.С., Кужугет К.С. О повторяемости сильных сейсмических событий в районе Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. по данным палеосейсмологических исследований // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1784–1793.
- 45. Пинегина Т.К. Сейсмические деформации в эпицентральной зоне Олюторского землетрясения. – В кн.: Олюторское землетрясение (20(21) апреля 2006 г., Корякское нагорье). Первые результаты исследований. – Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2007. С. 126–169.
- 46. Пинегина Т.К., Кожурин А.И. Новые данные о сейсморазрыве Олюторского землетрясения (Мw7.6, 210.04.2006 г., Корякия, Россия) // Вестн. КРА-УНЦ. Сер. Науки о Земле. 2010. № 2. С. 44–54.
- Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. – М.: Наука, 2008. 379 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 582)
- 48. Прилепин М.Т., Баласанян С., Баранова С.М., Гусева Т.В., Мишин А.В., Надария М., Рогожин Е.А., Розенберг Н.К., Сковородкин Ю.П., Хамбургер М., Кинг Р., Рейлингер Р. Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GSP технологии // Физика Земли. 1997. № 6. С. 68–75.
- Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. – М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.
- 50. Рогожин Е.А., Арефьев С.С., Богачкин Б.М., Систернас А., Филип Э. Комплексный анализ геологических и сейсмологических данных и сейсмотектоническое представление об очаге Рачинского землетрясения // Физика Земли. 1993. № 3. С. 70–77.
- Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
- 52. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // Геотектоника. 2007. № 2. С. 3–23.
- 53. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Пинегина Т.К. Олюторское землетрясение в Корякии 20(21) апреля 2006 г.: результаты геологического и макросейсмического изучения эпицентральной области. – В кн.: Олюторское землетрясение (20 (21) апреля 2006 г., Корякское нагорье). Первые результаты исследований. – Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2007. С. 170–206.
- 54. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. № 6. С. 31–51.
- 55. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С. Тектоническая позиция и геологические проявления Олюторского землетрясения 2006 г. в Корякии // Геотектоника. 2009. № 6. С. 3–23.
- 56. Рогожин Е.А., Новиков С.С., Родина С.Н. Палеоземлетрясения и долговременный сейсмический режим Корякского нагорья // Геофизические исследования. 2010. Т. 11. № 4. С. 35–43.
- СКЗ ОСР-2012. Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии для общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. – В.И. Уломов (ред.). – М.: ИГИИС, 2012.

 Смирнов В.Н. Северо-Восток Евразии. – В кн.: Новейшая тектоники, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. – А.Ф. Грачев (ред.). – М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 120–133.

- 59. Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 58–74.
- 60. Солоненко В.П. Живая тектоника в плейстосейстовой области Муйского землетрясения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 4. С. 58–70.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Дучков А.Д., Запреева 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.
- 62. *Трифонов В.Г.* 30 лет геологических исследований с помощью космических средств: тенденции, достижения, перспективы // Исследования Земли из космоса. 2010. № 1. С. 27–39.
- 63. Трифонов В.Г. Цикличность позднеголоценовой сейсмичности в Альпийско-Гималайском поясе // Геотектоника. 2013. № 6. С. 3–17.
- 64. Флоренсов Н.А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 74–90.
- 65. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. – М.: Наука, 1978. 283 с.
- 66. Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжиннням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. – В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсов (ред.). – М.: Наука, 1985. 244с.
- 67. Чебров Д.В., Кугаенко Ю.А., Ландер А.В., Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Дрознина С.Я., Митюшкина С.В., Ототюк Д.А., Павлов В.М., Титков Н.Н. Ближне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 с Мw = 7.8.
  І. Протяженный разрыв вдоль Командорского блока Алеутской островной дуги по данным наблюдений на Камчатке // Физика Земли. 2019. № 4. С. 48–71.
- 68. Чипизубов А.В. Выделение одноактных и одновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика, 1998. № 3. С. 386–398.
- 69. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 53 с.
- 70. Aagaard B.T., Blair J.L., Boatwright J., Garcia S.H., Harris R.A., Michael A.J., Schwartz D.P., DiLeo J.S. Earthquake outlook for the San Francisco Bay region 2014–2043 (ver. 1.1, August 2016) // U.S. Geol. Surv. Fact Sheet 2016–3020, 2016.
- 71. Agatova A., Nepop R. Dating strong prehistoric earthquakes and estimating their recurrence interval applying radiocarbon analysis and dendroseismological approach – case study from SE Altai (Russia) // Int. J. Geohazard. Environ. 2016. № 3. P. 131–149.
- 72. Barbot S., Hamiel Y., Fialko Y. Space geodetic investigation of the coseismic and postseismic deformation due to the 2003 Mw = 7.2 Altai earthquake: Implications for the local lithospheric rheology // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. B03403.
- 73. Burbank D.W., Anderson R.S. Tectonic Geomorphology. – Blackwell Publ., Oxford, 2001, 274 p.

- Clark M.M., Gianz A., Rubin M. Holocene activity of the Coyote Creek fault as recorded in sediments of Lake Cahuilla, In: *The Borrego Mountain earthquake of April 9*, 1968, – USGS Profes. Pap. no. 787. 1972. P. 112–130.
- 75. DeLong S.B., Lienkaemper J.J., Pickering A.J., Avdievitch N.N. Rates and patterns of surface deformation from laser scanning following the South Napa earthquake, California // Geosphere. 2015. Vol. 11. № 6. P. 2015–2030.
- 76. Fletcher J.M., Teran O.J., Rockwell T.K., et al. Assembly of a large earthquake from a complex fault system: Surface rupture kinematics of the 4 April 2010 El Mayor– Cucapah (Mexico) Mw 7.2 earthquake // Geosphere. 2014. Vol. 10. № 4. P. 797–827.
- 77. Gilbert G.K. The earthquake as natural phenomena, In: The San Francisco earthquake and fire of April 18, 1906, and their effects on structures and structural materials // USGS. Bull. 1907. Vol. 324. P. 1–13.
- Hamling I.J., Hreinsdóttir S., Clark K., et al. Complex multifault rupture during the 2016 Mw 7.8 Kaikōura earthquake, New Zealand // Science. 2017. Vol. 356. Is. 6334. eaam7194.
- Hatheway A.W., Leighton F.B. Trenching as an exploratory method, In: Geology in the sitting of nuclear power plants. – GSA Rev. Engineer. Geol. 1979. Vol. IV. P. 169–196.
- Koto B. On the causes of the Great Earthquakes in Central Japan, 1891 // J. Imper. Univ. Japan. 1893. № 5. P. 296–353.
- McCalpin, J.P. (ed.). Paleoseismology. San Diego: Academ. Press, 2009 2<sup>nd</sup> edn., 802 pp.
- 82. Nissen E., Emmerson B., Funning G.J., Mistrukov A., Parsons B., Robinson D.P., Rogozhin E., Wright T.J. Combining InSAR and seismology to study the 2003 Siberian Altai earthquakes – dextral strike-slip and anticlockwise rotations in the northern India-Eurasia collision zone // Geophys. J. Int. 2007. Vol. 169. P. 216–232.
- Oldham R.D. Report on the Great Earthquake of 12 June 1897 // Mem. Geol. Soc. India. 1899. Vol. 29. 379 pp.

- 84. Radziminovich N.A., Bayar G., Miroshnichenko A.I., Demberel S., Ulziibat M., Ganzorig D., Lukhnev A.V. Focal mechanisms of earthquakes and stress field of the crust in Mongolia and its surroundings // Geodynam. Tectonophys. 2016. Vol. 7. № 1. P. 23–38.
- 85. *Reid H. F.* The mechanism of the earthquake, In: *The California Earthquake of April 18, 1906,* Rep. State Earthquake Investigat. Commis, (Washington, Carnegie Inst., 1910. Vol. 2), 192 p.
- Saint Fleur N., Feuillet N., Grandin R., Jacques E., Weil-Accardo J., Klinger Y. Seismotectonics of southern Haiti: A new faulting model for the 12 January 2010 M = 7.0 earthquake // Geophys. Res. Lett. 2015. Vol. 42. P. 10273–10281.
- Salditch L., Stein S., Neely J., Spencer B., Brooks E.M., Agnon A., Liu M. Earthquake supercycles and long-term fault memory // Tectonophysics. 2020. Vol. 774. 228289
- Sieh K.E. Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallet Creek, California // J. Geophys. Res. 1978. № 83. P. 3907–3939.
- Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. P. 1666–1703.
- 90. *Sykes L.R.* Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation // Rev. Geophys. Space Phys. 1978. Vol. 16. № 4. P. 621–688.
- Tarr R.S., Martin L. Earthquakes at Jakutat Bay, Alaska in September, 1899 // U.S. Geol. Surv. Profes. Pap. Vol. 69, (Governm. Print. Office, Washington, 1912), 135 p.
- 92. *Thingbaijam K.K.S, Martin Mai P, Goda K*. New empirical earthquake source-scaling laws // Bull. Seism. Soc. Am. 2017. Vol. 107. № 5. P. 2225–2246.
- 93. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seism. Soc. Am. 1994. Vol. 84. № 4. P. 974–1002.
- 94. http://www.ceme.gsras.ru (Accessed date June 26, 2020).

### Source of Strong Earthquake as a Geological Object

E. A. Rogozhin<sup>a, \*</sup>, A. N. Ovsychenko<sup>a</sup>, A. S. Larkov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, bld. 10, B. Gruzinskaya str., 123242 Moscow, Russia \*e-mail: eurog1947@yandex.ru

The results of the study of the modern strong earthquakes (Racha 1991, Olyutor 2006, Altai 2003 and Tuva 2011–2012), studied according to a single methodological plan, are considered. The need for such studies is dictated by constantly increasing requirements for the accuracy of the forecast of hazardous natural impacts. An analysis of the seismotectonic conditions of the location of the source of strong earthquakes made it possible to identify the geological structures, and thus form an idea of the morphotectonic criteria for identifying potential sources in other regions. Modern earthquakes have continued the development of different-scale tectonic structures directly expressed in the modern relief. These activated structures form regular combinations inscribed in morphostructures, traced throughout the Middle Pleistocene–Holocene. The size and number of morphostructures involved in seismic activation are directly related to the magnitude of the event and reflect a specific hierarchical level of seismogenesis. In order to assess the seismic hazard, it is important that the presence or absence of pronounced active faults on the surface does not directly reflect the level of seismic hazard.

*Keywords:* seismotectonics, earthquake source, Racha earthquake, Olyutorsky earthquake, Altai earthquake, Tuva earthquakes, seismic hazard assessment

УДК 551.24+551.41+550.31

# НЕОТЕКТОНИКА И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 2021 г. В. Г. Трифонов<sup>1,</sup> \*, С. Ю. Соколов<sup>1</sup>, Д. М. Бачманов<sup>1</sup>, С. А. Соколов<sup>1</sup>, Я. И. Трихунков<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, д. 7 Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

\*e-mail: trifonov@ginras.ru Поступила в редакцию 03.08.2020 г. После доработки 10.12.2020 г. После повторной доработки 27.04.2021 г. Принята к публикации 25.05.2021 г.

Выполненное исследование показало, что поднятие Центральной Азии, расположенной между восточной частью Альпийско-Гималайского и западной частью Алтайско-Станового горных поясов. над смежными континентальными областями является неотектоническим образованием. Нами проанализированы крупные элементы новейшей структуры и построены разрезы верхней мантии. отражающие отклонения скоростей продольных волн от стандартных значений для соответствующих глубин. Установлено, что пододвигание высокоскоростных верхов мантии Индийской платформы под Гималаи вызвало деформационное утолщение и резкое разуплотнение литосферы, что привело к усилившемуся в плиоцен-четвертичное время подъему Гималаев, Каракорума, Гиндукуша, Памира, Южного и Западного Тибета и Западного Куньлуня. Под остальной частью Центральной Азии, за исключением периферийных горных систем, сейсмические скорости в верхней мантии понижены. Выявлены два внутримантийных плюма. Преобразования верхней мантии под воздействием Тибетского плюма, прослеженного от глубины ~1600 км, стали главным источником поднятия Тибета. Хангайский плюм с Хэнтэйским ответвлением, восхоляший с глубины ~1250 км. вызвал образование Хангайского и Хэнтэйского нагорий и неоген-четвертичный базальтовый вулканизм. Воздействие подлитосферных потоков, распространявшихся от Тибетского и Хангайского плюмов и Эфиопско-Афарского суперплюма, обусловило разуплотнение верхней мантии, новейшие изгибные деформации и плиоцен-четвертичное поднятие Центрального и Восточного Тянь-Шаня, Гобийского и, отчасти, Монгольского Алтая. Под Западным Тянь-Шанем, Джунгарским Алатау, Горным Алтаем, Западным Саяном и северо-западом Монгольским Алтаем сейсмические скорости в верхней мантии повышены. Источником деформаций и поднятия стало коллизионное взаимодействие блоков литосферы, и амплитуды поднятия ниже, чем в горных системах с разуплотненной верхней мантией.

*Ключевые слова:* Центральная Азия, неотектоника, геоморфологические профили, сейсмотомографические разрезы верхней мантии, внутримантийные плюмы, плиоцен—четвертичные поднятия **DOI:** 10.31857/S0016853X21030085

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Под названием Центральная Азия рассматривается обширный (более 6 млн км<sup>2</sup>) регион от Гималаев на юге до Алтае-Саянской горной системы на севере (рис. 1). С запада регион граничит с относительно низкогорными хребтами от Афганистана до западных предгорий Алтая, сочетающимися с кулисным рядом межгорных впадин от Афгано-Таджикской на юге до Чуйско-Курайской на севере. Восточная граница региона трассируется по восточным окончаниям Гималаев, Тибета, Цилианшаня, Бэйшаня, Гобийского Алтая и Хангайского нагорья. Центральная Азия поднята над соседними территориями (рис. 2). В южной части региона находятся высочайшие горные системы Гималаев, Каракорума, Гиндукуша, Памира, Центрального Тянь-Шаня и высокогорное плато Тибета. Северная часть региона гипсометрически ниже. В среднем она возвышается над регионами к западу и востоку от нее, но включает также впадины и равнины. К Центральной Азии приурочено подавляющее большинство сильнейших внутриконтинентальных землетрясений Евразии.

Южная часть Центральной Азии представляет собой восточное окончание Альпийско-Гималайского горного пояса. Ее северная часть явля-



Рис. 1. Карта Центральной Азии и ее обрамления.

Показаны: геоморфологические профили 1-12, I-VIII, А-А'.

Обозначено: АС – Ассам, БШ – Бэйшань, ВС – Восточные Саяны, ГИ – Гиндукуш, ГБ – Гобийский Алтай, ГР – Горный Алтай, БО – Депрессия Больших Озер, ДА – Джунгарский Алатау, ЗС – Западные Саяны, КК – Каракорум, МА – Монгольский Алтай, ПА – Памир, СА – Саур (хребет), СВ – Сычуаньская впадина, ТР – Турфанская впадина, ТВ – Тыва, ХА – Хангайское нагорье, ХБ – оз. Хубсугул (грабен), ХН – Хэнтэйское нагорье.

ется западным горным сегментом Алтайско-Станового пояса, отделенным Байкальской рифтовой зоной от его восточного сегмента — горных сооружений Забайкалья и Станового нагорья. Таким образом, Центральная Азия оказывается в области кулисного взаиморасположения Альпийско-Гималайского и Алтайско-Станового новейших подвижных поясов.

Целью нашей статьи является анализ результатов исследования особенностей новейшей структуры и неотектонического развития Центральной Азии в сравнении с неотектоникой прилегающих регионов, а также выявление соотношения этих особенностей со строением верхней мантии региона исследования.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Территория Центральной Азии разделяется по геологической истории на северную и южную части (рис. 3). В северной части, южная граница которой проходит по Северному Памиру и Куньлуню, становление земной коры и интенсивные деформационные процессы завершились, за редкими исключениями, в палеозое. В южной части решающую роль в этих преобразованиях сыграли мезозойские и кайнозойские тектонические события.

Северная часть Центральной Азии на севере граничит с докембрийской Сибирской платформой, а на юге включает в себя крупный платформенный массив Тарима [5, 23, 31, 36]. Расположенные между ними складчатые зоны сочетаются с фрагментами докембрийской коры. Немногие фрагменты, соседствующие с Сибирской платформой, сходны с ней по строению фундамента. Большая часть докембрийских фрагментов региона представляют собой разновременные отторженцы Гондваны. Они в разной степени испытали преобразования в ходе позднерифейско—палеозойского развития соседних бассейнов с океанической корой, трансформировавшихся в складчатые зоны.



**Рис. 2.** Гистограмма распределения площадей с разной высотой земной поверхности в Центральной Азии. Размер бина — 72 м, расчет проводился по цифровой модели рельефа на сетке 5 дуговых минут.

В строении и развитии складчатых зон различаются два этапа [23]. Структурные зоны первого этапа характеризуются мозаичным строением образуемого ими пояса и связаны с развитием Палеоазиатского океана, вещественные проявления которого имеют возраст от позднерифейского до позднеордовикского. Особенностью исследуемого региона является аккреционный механизм сокращения площади бассейнов Палеоазиатского океана, связанный с интенсивным сносом обломочного материала не только с островных дуг, но в большей мере — с разрушаемых докембрийских массивов [23]. Первый этап завершился примерно на границе силура и девона, когда произошла консолидация земной коры структурных зон и смежных докембрийских массивов как коры континентального типа.

Одновременно с завершением эволюции структур первого этапа в южной (в современной системе координат) части региона начинаются события второго этапа развития, приведшие к образованию разновозрастных линейных складчато-надвиговых зон [23]. Их связывают с системой палеоокеанов Тетис. Эволюция таких зон начиналась на северном фланге Гондваны рифтингом, перераставшим в спрединг. Новообразованная океанская кора вместе с отторженными фрагментами Гондваны перемещалась к северу и субдуцировала. Коллизия фрагментов Гондваны с северными континентами приводила к преобразованию реликтов возникших океанов и их обрамлений в складчато-надвиговые зоны. Их разделяют относительно преобразованные фрагменты Гондваны. Как правило, такие зоны омолаживаются к югу, хотя есть и исключение — Солонкер-Линьсийская зона.

Первые крупные тетические проявления (Палеотетис-I) представлены сутурами и сопутствующими структурно-вещественными комплексами Южно-Монгольского океана с Зайсанским ответвлением и Туркестанского океана [23]. Южно-Монгольский океан развивался в позднем силуре—раннем девоне, океанические формации Туркестанского океана имеют возраст от ордовика до турне. Закрытие обоих океанов и сопутствующие деформации происходили в среднем и позднем карбоне.

К образованиями Палеотетиса-II относится зона поздних герцинид Северного Памира, где структурообразующие процессы завершились к концу палеозоя. Элементом этой зоны является сутура Калайхумб—Ойтаг, которая продолжается в Западный Куньлунь сутурой Куди-Субаши и восточнее — офиолитами Улуг-Музтаг и Аньемачен [5, 66, 73]. В Афганистан та же зона продолжается структурами Западного Гиндукуша и Банди-Туркестана [9]. Южнее зоны поздних герцинид находятся континентальные блоки Центрального Памира, причленившиеся к герцинидам в перми. Между Кабульским блоком и Музкольской зоной Центрального Памира первоначально распола-



Рис. 3. Тектоническая карта Центральной Азии и обрамления (по [3–5, 9, 18, 23, 36], с изменениями и дополнениями).

1 – кайнозойские межгорные впадины с молассовым заполнением: А – Алакульская, АТ – Афгано-Таджикская, З – Зайсанская, И – Илийская, ИК – Иссык-Кульская, Н – Нарынская, Ф – Ферганская, Ч – Чуйская; 2 – мезозойско-кайнозойский чехол на палеозойском складчатом основании; З – мезозойско-кайнозойский вулканический пояс; 4 – Гималаи и другие краевые зоны новейших деформаций Индийской платформы; 5 – северная активная окраина Неотетиса с его сутурой на юге: КХ – Кохистан, ЛД – Ладакх, ЛХ – блок Лхаса; 6 – северная активная окраина позднего Мезотетиса с его сутурой на юге: КА – Гильменд-Аргандабский массив, КК – Каракорум, ЦТ – Цянтан, ЮВ – Юго-Восточный Памир и Нуристан; 7 – Солонкер-Линьсийская раннемезозойская складчатая система и северная окраина раннего Мезотетиса с его сутурой на юге: КБ – Кабульский блок, СН – Сунпань, ЦП – Центральный Памир, ЮЗ – Юго-Западный Памир; 8 – поздние герциниды северо-памирского типа: БТ – Банди-Туркестан, ЗГ – Западный Гиндукуш, СП – Северный Памир, КЛ – Куньлунь; 9 – герцинские остаточные или наложенные прогибы; 10 – герцинские складчатые системы; 11 – каледонские остаточные прогибы; 12 – каледонские и салаирские (раннепалеозойские) складчатые системы; 13 – позднерифейские складчатые системы с заключенными в них фрагментами фундамента типа Сибирской платформы; 14 – микроплиты и блоки докембрийского фундамента в палеозойских и раннемезозойских складчатых поясах; 15 – докембрийские платформы; 16 – офиолитовые зоны (Ан – Аньемачен, Ба – Бангун, Гш – Ганмацо-Шуанху, Да – Донкяо-Амдо, Иц – Инда-Цангпо, Ка – Калайхумб, Кв – Кветта, Ку – Куди, От – Ойтаг, Пш – Пшарт, Тн – Тарнак, Уа – Улан-ула, Ут – Улуг-Музтаг и Токуздабан, Хр – Хашруд, Ши – Шиок, Юш – Юшу); 17 – крупнейшие разломы гался блок Юго-Западного Памира, который после эоцена был выдавлен на восток и надвинут на фундамент Юго-Восточного Памира [18].

Дальнейшая эволюция региона связана с развитием палеоокеанических бассейнов Мезотетиса (см. рис. 3). Толщи Солонкер-Линьсийской складчато-надвиговой зоны с визейско-раннепермским возрастом офиолитов испытали складчато-надвиговые деформации в середине триаса. Сходные комплексы прослеживаются на восток, где они замещаются к югу толщами склона Северо-Китайской платформы [4].

Одновременно с Солонкер-Линьсийским прогибом заложилась южная ветвь бассейнов раннего Мезотетиса, которая на Памире выражена Пшартской сутурой, верхнепермско-триасовые толщи которой несогласно перекрыты намюрскими вулканогенно-терригенными отложениями. Продолжением Пшартской сутуры являются офиолиты Альтимур на севере Кабульского блока. Офиолитовая зона Хашруд, оперяющая с юга зону Гератского разлома на северо-западе Афганистана, возможно, также является реликтом Мезотетиса, запаздывавшим в своем развитии [18].

Южную пассивную окраину Пшартского бассейна представляет зона Юго-Восточного Памира и Нуристана, где относительно глубоководные флишоидные фации склона бассейна сменяются к югу фациями карбонатной платформы. Тектонические блоки сходного типа отмечены в зоне Гератского разлома [9]. Южнее зоны Юго-Восточного Памира и Нуристана расположена зона Северного Каракорума с кембрийско-протерозойским континентальным основанием [57]. В Афганистане с ней сходен Гильменд-Аргандабский континентальный массив.

Согласно работам [5, 6], восточным продолжением гипотетической пермской сутуры на юге Северного Памира являются офиолитовые зоны Улан-ула и Юшу в Восточном Тибете – следы океанического бассейна, закрывшегося не позднее раннего триаса, а продолжением Пшартской сутуры в Центральном Тибете считается офиолитовая зона Ганмацо–Шуанху, выклинивающаяся к востоку. Против такого сопоставления свидетельствует то, что на южном продолжении сутуры, отмеченной офиолитами Улан-ула и Юшу, находится Индосинийская сутура, продолжающаяся до п-ва Малакка [4]. Офиолиты этой зоны формировались до раннего триаса включительно и сочетаются с толшами верхнего палеозоя и триаса, возникшими на склонах глубоководного прогиба. Он замкнулся в середине или конце позднего триаса, когда толщи были деформированы. На складчатых комплексах несогласно залегают красноцветы нория-юры. Индосинийская сутура сходна по возрасту с Пшартской. Они представляют южную ветвь раннего Мезотетиса,

отделившую Катазию от Гондваны. Возможно, офиолиты Улан-ула и Юшу принадлежат той же системе прогибов, которые в Восточном Тибете замкнулись раньше, чем на Памире и в Индокитае. В таком случае зона Сунпань Тибета соответствует Центральному Памиру, зона Цянтан – Юго-Восточному Памиру и Северному Каракоруму, офиолитовая зона Ганмацо–Шуанху является локальным образованием.

В памирском сечении Центральной Азии далее к югу расположена южная часть Каракорума и Восточного Гиндукуша с интенсивными проявлениями регионального метаморфизма и осевым батолитом, ограниченная с юга Главным Каракорумским надвигом. Юго-восточнее в его зоне выделена сутура Шиок – офиолитовый меланж, соответствующий бассейну позднего Мезотетиса, закрывшемуся в середине мела [65]. Породы в зоне сутуры интенсивно дислоцированы в сеноман-туроне. В Афганистане этой зоне соответствует Тарнакская сутура, ограничивающая с юговостока Гильменд-Аргандабский массив. В Тибете сутуру Шиок продолжает сутура Бангун, которая отмечает развитие бассейна позднего триаса и юры. завершившееся коллизией в середине мела [5]. Офиолиты шарьированы на блок Лхаса. От восточного края Тибета сутура продолжается на юг до дельты р. Иравади [4].

Памирское сечение тетических структур завершается на юге зоной Кохистана и Ладакха, представляющей собой вулканическую дугу Неотетиса с крупными гранитными батолитами, фундамент которой (ультрамафиты и гранулиты, выше амфиболиты и габбро-нориты) вскрыт на юге зоны, где она ограничена Главным мантийным надвигом.

В Тибете этой зоне соответствует южная часть блока Лхаса и зона Инда-Цангпо (сутура Неотетиса). В ней тектонически совмещены офиолитовые и островодужные элементы мела, палеоцена и эоцена. Они интенсивно деформированы и несогласно перекрыты олигоцен—миоценовыми конгломератами [46]. С юга зону Инда-Цангпо ограничивают Гималаи — выход фундамента Индийской платформы, местами перекрытый гондванским платформенным чехлом. К западу от Индийской платформы сутура Неотетиса представлена зоной Кветты, на востоке сутура переходит в зону современной субдукции Андоманско-Индонезийской дуги.

В северной части Центральной Азии палеозойские поднятия были эродированы к мезозою. В юрское время в отдельные зоны проникали морские трансгрессии, а в других частях региона развивались впадины с аллювиально-озерным осадконакоплением. В краевых частях региона, например, в Западном Тянь-Шане и его северном обрамлении, а также в Таримской впадине [52, 75], отмечены мелководные морские отложения позднего мела и раннего палеогена. На остальной территории происходило континентальное осадконакопление, вытеснившее морские бассейны к концу эоцена. В южной части Центральной Азии в ходе мезозойских складчато-надвиговых деформаций возникали деформационные поднятия, отмеченные грубыми молассами конца триаса, юры и мела, но они были позднее эродированы.

Выполненный обзор показал, что все тектонические зоны, отмечающие главные этапы развития, выходят за пределы Центрально-Азиатского региона. Характеристики зон не дают оснований для обособления этого региона на всех этапах их развития. Первые признаки обособления Центрально-Азиатского региона появились в ходе закрытия Неотетиса в конце эоцена и связаны со значительным перемещением к северу Индийской платформы. Оно усилилось в олигоцене и привело к перемещению блоков и покровноскладчатым деформациям в мезозойско-кайнозойских тектонических зонах [18]. Широкое распространение плиоцен-четвертичных грубых моласс во всем Центрально-Азиатском регионе указывает на усиление поднятий. Таким образом, обособление региона как области восходящих движений – неотектоническое явление.

#### НЕОТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

#### Новейшие структурные ограничения

Границы Центральной Азии как региона доминирующих новейших поднятий отражены на геоморфологических профилях (рис. 4). Наиболее четко прослеживается южная граница региона, проходящая вдоль южных подножий Гималаев. Граница подчеркнута надвигами Фронтальной и Главной Пограничной зон разломов, сохраняющих активность в современную эпоху. С движениями по Фронтальному надвигу связано развитие четвертичной складчатой зоны Субгималаев. Основные перемещения по Главному Центральному надвигу Гималаев происходили в палеогене и миоцене, но местами продолжаются до сих пор.

Западная часть северной границы Центральной Азии представляет собой переход от поднятий Горного Алтая и Западного Саяна к их северным предгорьям. Огибающие вершинных поверхностей Алтая и Западного Саяна образуют моноклинали с падением в северных румбах (см. рис. 4, профили 2 и 3). Вдоль северных подножий Западного Саяна протягивается зона четвертичных надвигов и взбросов. Восточнее границей региона является переход от Восточного Саяна к равнине Сибирской платформы, расположенной на высотах 500–600 м (см. рис. 4, профиль 4). Вдоль границы простирается Главный Саянский разлом — взброс с возможной левосдвиговой компонентой смещений [39]. Ветвь разлома продолжается на запад—северо-запад почти до долины р. Енисей.

Восточная граница Центральной Азии контрастна на юге. где она совпадает с восточным окончанием Тибета. Вдоль границы протягиваются активные четвертичные левые взбрососдвиги Аннинг, Земухе и Ксяоджянг, которые, отклоняясь на юг, продолжают систему активных субширотных левых сдвигов Тибета. Севернее зона четвертичных правых взбросо-сдвигов Лунмэньшань север-северо-восточного простирания [20] создает резкий контраст между поднятием Тибета и Сычуаньской впадиной Южно-Китайской платформы (см. рис. 4, профиль 6). Далее к северу граница прослеживается по восточному окончанию Гобийского Алтая, где перепад высот составляет 600 м (см. рис. 4, профиль 7), и по восточному окончанию Хангайского нагорья, где высотные отметки снижаются к востоку от 3000 до 1750 м (см. рис. 4, профиль 9). Указанная граница выражена в распределении сейсмичности [40] и, по мнению цитируемого автора, служит границей проявлений Индо-Евразийской коллизии.

Западная граница Центральной Азии на юге контрастна и проходит вдоль сочленения Афгано-Таджикской депрессии с Гиндукушем и Памиром (см. рис. 4, профиль 6). Севернее граница отклоняется к северо-востоку и представлена сочетанием западных окончаний субширотных горных систем Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Тарбагатая-Саура и Горного Алтая с расположенными между ними межгорными впадинами (см. рис. 4, профили 7, 8, 9, 10). На границе Центральной Азии высота указанных горных систем возрастает. Это выражено превышением Центрального Тянь-Шаня над Западным Тянь-Шанем,

Рис. 4. Геоморфологические профили 1-12 Центральной Азии.

Профили проведены от:

<sup>1 –</sup> Индийской платформы через Памиро-Пенджабский синтаксис до Туранской плиты, 2 – Гималаев через Западный Тибет до Алтая, 3 – Гималаев через Центральный Тибет и Монгольский Алтай до Западного Саяна, 4 – Ассама через Восточный Тибет и Хангайское нагорье до Восточного Саяна, 5 – Северо-Китайской платформы до Станового нагорья, 6 – Афгано-Таджикской депрессии через Памир и Тибет до Южно-Китайской платформы, 7 – Западного Тянь-Шаня через Тарим до Северо-Китайской платформы, 8 – Туранской плиты через Джунгарский Алтай и Хонгайское нагорье до Восточного цита через Монгольский Алтай и Хангайское нагорье до Большого Хингана, 10 – Алтая через нагорья Хангайское и Хэнтэйское до Большого Хингана, 11 – Сибирской платформы через Байкальскую рифтовую зону до Зейской впадины, 12 – через Становое нагорье.


Саура над Тарбагатаем, Горного Алтая над его западными предгорьями.

Впадины образуют кулисный ряд, включающий Ферганскую, Нарынско-Атбашинскую (разделившуюся в плейстоцене на Нарынскую и Атбашинскую), Иссык-Кульскую, Илийскую, Алакульскую, Зайсанскую и Чуйскую (на Алтае) впадины. К этому кулисному ряду возможно отнести и Афгано-Таджикскую депрессию, но история развития показала, что она является восточной границей системы бассейнов Паратетиса.

Эпоха от конца мела до раннего олигоцена характеризовалась на Тянь-Шане пенепленизацией, формированием кор выветривания и локальным переотложением их материала. Мощность этих отложений, обычно не превышающая десятков метров, возрастает на отдельных участках впадин Тянь-Шаня, свидетельствуя об их начавшемся опускании. Такое возрастание мощности до 300-600 м отмечено в Аксайской. Иссык-Кульской, Чуйской и Илийской впадинах [32] (табл. 1, табл. 2). В некоторых впадинах оно сопровождалось базальтовыми извержениями [29, 47, 67]. Более отчетливо обособление впадин выражено в отложениях конца олигоцена-начала миоцена появлением местного грубообломочного материала в краевых разрезах [32]. Оно свидетельствует о росте и эрозии соседних поднятий. Относительное прогибание впадин Центрального Тянь-Шаня продолжалось в миоцене и плиоцене. Скорости накопления обломочного материала, составлявшие вначале сотые доли миллиметра в год, в конце миоцена возросли до 0.1-0.6 мм/год. Одновременно возрастали скорости роста соседних поднятий, фиксируемые высотой коррелируемых с отложениями впадин ярусов рельефа [21, 34, 37]. Этот процесс замедлился в раннем-среднем миоцене, что отмечено возрастанием тонкозернистости осадков [37, 77], и усилился в конце миоцена. Резкое усиление поднятия в четвертичное время выражено интенсивным врезанием на склонах хребтов, ускорившимся со среднего плейстоцена [19, 37]. В менее интенсивное поднятие было вовлечено большинство впадин, где стал отлагаться грубообломочный материал. Бассейновое осадконакопление сменилось формированием террас во всех впадинах кроме центральных частей Иссык-Кульской, Чуйской и Илийской впадин. Четвертичное поднятие Тянь-Шаня ускорилось по сравнению с олигоценом и неогеном почти на порядок и составило в среднем ~2 км [32].

Кайнозойские отложения Зайсанской впадины залегают на палеоценовой (?) коре выветривания, разрез отложений впадины (снизу вверх) [13, 45]:

 – северозайсанская свита палеоцена–нижнего эоцена – преимущественно глины;  турангинская и тузкабакская свиты эоцена – преимущественно глины и алевриты;

 ашутасская свита олигоцена и аральская свита нижнего и среднего миоцена – песчаноглинистые отложения;

сарыбулакская свита верхнего миоцена – песчаники, реже – гравелиты;

– павлодарская свита верхнего миоцена–нижнего плиоцена (преимущественно глины и алевриты) и вторушкинская свита верхнего миоцена, плиоцена и гелазия(?) – переслаивание алеврито-песчаных и гравийно-галечных отложений, в них найдены фаунистические остатки, датированные поздним миоценом–ранним плиоценом [7];

 краснояровская свита нижнего-среднего плейстоцена – валунно-галечные отложения.

В большинстве свит преобладают озерные отложения. В сарыбулакской и вторушкинской свитах они сочетаются с аллювиальными образованиями, тогда как краснояровская свита во всех обследованных береговых разрезах имеет аллювиальное происхождение. Наибольшая мощность кайнозойских отложений 1575 м установлена скважиной на востоке впадины возле пос. Даирово [8, 13]. На южном борту впадины в долине Калмакпай свиты разделены несогласиями и содержат песчано-гравийные прослои, указывающие на снос обломочного материала с Саурского поднятия. Разрез сокращен до 500 м и начинается с тузкабакской свиты, залегающей на коре выветривания.

Новейшая история Горного Алтая запечатлена в разрезах Чуйской впадины, заложенной на слабо поднятом эрозионном пенеплене с корой выветривания [16, 17]. Разрезы общей мощностью до 1200 м начинаются олигоценовой карачумской свитой. Карачумская свита представлена субаэральными красноцветами (не менее 40 м) или озерными глинами и алевритами (до 75 м) с гравийными линзами, образованными впадающими в озеро водотоками. Оба типа разрезов свидетельствуют о начавшемся росте обрамляющих впадину поднятий. Залегающая выше кошагачская свита озерно-болотных угленосных глин, алевритов и тонкозернистых песков мощностью до 250 м датирована концом олигоцена и ранним миоценом и свидетельствует об отсутствии стока и ослаблении сноса с поднятий. Озерный бассейн существовал в течение всего неогена при возрастаюшем со временем воздействии соседних поднятий. Средний миоцен (туерыкская свита) представлен алевритами, глинами и мергелями с линзами песков и галечников в прибортовых частях. В позднем миоцене-раннем плиоцене (кызылгирская свита мощностью не менее 40 м, не древнее 6 млн лет) содержание песков возрастает. В отложениях плиоцена (бекенская свита, не меТаблица 1. Сопоставление и возраст свит палеоген-нижнеплейстоценовых отложений межгорных и предгорных впадин Центрального Тянь-Шаня (по данным [1, 2, 11, 12, 21, 22, 29, 32, 34, 35, 38, 42, 49], с изменениями и дополнениями).

Впадины	шинская	ская	нейская звита	верхняя		средняя, нижняя		ввнжин		І СВИТА	
	Атба		куль		<b>КБХЭ</b> АП	акта	кызылбулакская				
	٥	рпылдак( свита	I		N <sub>1</sub> илии моложе		$N_1^{1-2}(?)$	N <sup>1-2</sup> (?)		коктурпакская	
	рынская	Ша	верхняя		средняя		ввнжин	огизская свита			
	Ha		нарынская свита				кир				
	۵	$Q_1^2$	$ m N_2^2$		$N_1^3 - N_2^1$		I	$E_3^3\!-\!N_1^la$	$\mathrm{E}_3^2$	I	
	Илийская	корогская свита	илийская свита		анташская свита		льадырская свита	СВИТА Верхняя НИЖНяя НИЖНяя		сбулакская свита	
	0	022 02	$\mathbf{Z}_{2}^{2}$		V <sup>3</sup> <sub>1</sub> -N <sup>1</sup> <sub>2</sub> c		h –			$\Xi_2^2 - E_2^3$ at	
	сыккульская		джуукинская (верхне- иссыккуль- ская) свита		согутинская (нижне- иссыккуль- ская) свита		верхняя	нижняя		нкурчакская свита, –Аг возраст –60 млн лет	
	Ис	ская (	иссріккульская свита			джетыогузская свита			чо К- 54		
	⊚		$N_1^2$ $N_1^3 - N_2^1$		$\mathbf{N_1}^{-1}$	1			Ι		
	корская	шар	верхняя		нижняя	ыбколь- я свита инская вита		гурпак- я свита			
	Коч		etnaj re		Тжуанарыкск		шарı ска	биж с		кок	
	٥	$\mathbf{Q}_1^{\mathrm{L}}$	$N_2^2$	4	N <sup>13</sup>	$\mathbf{N}_2^{\mathbf{I}}$	I			Ι	
	(IOI)	кая а	чуйская свита		сарыагачская свита джельди- суйская свита		шамсинская се			е-	
	Чуйская	норузсі свита					кокоме- ренская свита			сулут рекская с	
	Torqeod Q Bogpact		$N_{1}^{2}(?)-$ $N_{1}^{3}-N_{2}^{1}$		$\frac{N_{1}^{l}-N_{1}^{2}(?)}{E_{3}(E_{3}^{2-3})-}$		$E_{1-2}^{-1}$ = $E_3^{1}$ (?)				
]	Комплексы	sh	ский		анѕшанкТ		Киргизский			Палеоцен– эоцен	

Примечание. 🐵 – возраст фауны; sh – шарпылдакский комплекс; Q<sub>1</sub> – нижний плейстоцен (Q<sup>2</sup> – верхняя часть, Q<sup>1</sup> – нижняя часть); N<sup>2</sup> – верхний плиоцен; N<sup>1</sup> – нижний плиоцен;  $N_1^3$  – верхний миоцен;  $N_1^2$  – средний миоцен;  $N_1^l$  – нижний миоцен;  $E_3$  – олигоцен;  $E_{1-2}$  – палеоцен и эоцен.

НЕОТЕКТОНИКА И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

39

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

### ТРИФОНОВ и др.

**Таблица 2.** Мощности и скорости накопления палеоген-нижнеплейстоценовых молассовых комплексов Центрального Тянь-Шаня (по данным [11, 12, 21, 22, 29, 32, 35, 42], с изменениями и дополнениями).

Комплексы			sh	Тяньша	аньский	Кирги	Палеоцен— эоцен	
Ярусы			<b>Q</b> <sub>1</sub>	$N_2^2$	$N_1^2(?) - N_1^3 - N_2^1$	$N_1^1 - N_1^2(?)$	$E_3(E_3^{2-3}) - N_1^1$	$E_{1-2} - E_3^1(?)$
Серии			sh	ts <sub>2</sub>	ts <sub>1</sub>	kz <sub>2</sub>	kz <sub>1</sub>	Е
Продолжительность, млн лет			1.2	3	7	10	8	36
Впадины		Мощность, м	1000-1300	1250-1700	950	150-600	150-600	150-635
	Чуйская, юг	Скорость, мм/год	0.8-1.08	0.4–0.57	0.136	0.015-0.06	0.019-0.075	0.0041-0.0176
	Кочкорская	Мощность, м	200	200-850	150-1000	450-1700	200-250	7
		Скорость, мм/год	0.167	0.067–0.283	0.0214–0.143	0.045-0.17	0.025-0.031	0.0002
	Иссыккульская	Мощность, м	500	1450	1380	800 500-600		100-550
		Скорость, мм/год	0.417	0.483	0.197	0.08	0.063-0.075	0.0028-0.0153
	Текесская	Мощность, м	250	650	1400	170-500	Нет данных	Нет данных
		Скорость, мм/год	0.208	0.217	0.2	0.017-0.05	Нет данных	Нет данных
		Мощность, м	350	600	230-800	150-700	200	Нет данных
	Каркаринская	Скорость, мм/год	0.28	0.2	0.033-0.144	0.015-0.07	0.025	Нет данных
		Мощность, м	>20	380-880	125-760	160-670	390	320
	Илийская	Скорость, мм/год	>0.017	0.127-0.293	0.018-0.109	0.016-0.067	0.049	0.0089
		Мощность, м	300	1200	2000	670-1000	500	100
	Нарынская	Скорость, мм/год	0.25	0.4	0.286	0.067-0.1	0.063	0.0022
		Мощность, м	>300	650	2500	450-1000	600	80
	Атбашинская	Скорость, мм/год	>0.25	0.217	0.357	0.045-0.1	0.075	0.0022
		Мощность, м	300	1000	1200	450	100-450	10-350
	Аксайская	Скорость, мм/год	0.25	0.333	0.171	0.045	0.012-0.056	0.0003-0.0098

Примечание. sh – шарпылдакский комплекс; ts<sub>2</sub> – верхняя часть тяньшаньского комплекса; ts<sub>1</sub> – нижняя часть тяньшаньского комплекса; kz<sub>2</sub> – верхняя часть киргизского комплекса; kz<sub>1</sub> – нижняя часть киргизского комплекса; E – доорогенный комплекс; Q<sub>1</sub> – нижний плейстоцен;  $N_2^2$  – верхний плиоцен;  $N_1^2$  – нижний плиоцен;  $N_1^3$  – верхний миоцен;  $N_1^2$  – средний миоцен;  $N_1^2$  – средний,  $E_3^2$  – средний,  $E_3^2$  – средний,  $E_3^2$  – средний,  $E_3^2$  – средний,  $E_3^1$  – нижний);  $E_{1-2}$  – палеоцен и эоцен.

нее 140 м) площадь озерной седиментации сокращается, и в верхней части преобладают флювиальные пески и галечники.

Вышележащие грубообломочные толщи залегают несогласно [16]. Красноцветная терекская свита глин и суглинков с большим количеством щебня (до 100 м) по аналогии с соседними районами Алтая отнесена к верхнему плиоцену (3.0— 2.6 млн лет). Башкауская свита нижнего плейстоцена сложена аллювиальными галечниками до валунных. Грубообломочный материал доминирует и в составе более молодых четвертичных отложений. Резкое усиление грубости обломочного материала отражает усилившийся рост поднятий в конце плиоцена и квартере. Его подтверждают данные трековой термохронологии, выявившие импульс поднятия ~3.5 млн лет назад [56].

Таким образом, обнаруживаются сходные черты развития новейшей структуры Тянь-Шаня и Алтая:

 дифференциация поднятий и впадин в олигоцене;

 импульс активизации движений в конце миоцена;

 общее четвертичное воздымание территории, при котором скорости поднятия хребтов превосходят скорости поднятия впадин.

Те же рубежи выделяются в районе Зайсанской впадины, но первые признаки опускания здесь, как и в некоторых впадинах Центрального Тянь-Шаня, появились в эоцене.

В Центральном Тянь-Шане горные хребты возвышаются над днищами соседних впадин на 3–5 км, а максимальный размах рельефа доорогенной поверхности достигает 10 км. В Зайсанской впадине доорогенная поверхность, покрытая корой выветривания, погружена на глубину до 1575 м, на расположенном южнее хр. Саур поднята до 3816 м, т.е. размах рельефа составляет 5390 м. В районе Чуйской впадины Алтая высоты рельефа изменяются от ~1740 м на дне впадины до ~3640 м на соседних хребтах. Таким образом, намечается снижение контрастности рельефа региона с юга на север.

#### Юг Центральной Азии

Неотектоническое развитие юга Центральной Азии в олигоцене и миоцене было продолжением коллизионных процессов конца эоцена. Сформировалась покровная структура Гималаев с крупными зонами Центрального надвига и Пограничного разлома. Коллизионное поперечное сокращение разных сегментов Гималаев с учетом их возможного пододвигания под Тибет оценивается в интервале 470–600 км [53, 55, 72]. Сближение северо-западного выступа Индийской платформы с Туранской плитой привело к выдавлива-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

нию на северо-восток гранито-гнейсовой пластины Юго-Западного Памира, ее надвиганию на фундамент Юго-Восточного Памира и деформации его шарьяжной структуры [15, 18]. Продолжалось развитие шарьяжной структуры Ванч-Музкольского сегмента Центрального Памира [28]. Возник деформационный рельеф, на что указывают верхнеолигоценовые и миоценовые конгломераты на обрамлениях поднятий [39, 46].

Согласно модельным построениям и расчетам, допускающим значительные неопределенности, новейшее поперечное укорочение оценено величинами ~50 км для блока Лхаса, 260-280 км для Центрального Тибета и ~200 км для Цайдама и Цилианшаня [50, 55, 68]. Укорочение отчасти компенсировалось продольным удлинением Тибета в восточном и юго-восточном направлении. Оно могло достигать 100-150 км [71]. Величины и возраст деформационных поднятий Тибета определялись на основе анализа находок фауны и флоры, содержания изотопов кислорода в осадках и данных трекового анализа [6]. По этим данным, высота Цайдама и Цилианшаня не превышала в раннем плиоцене 1 км [51], отдельные участки Южного Тибета достигли в конце олигоцена и миоцене высоты 4.5-5 км, близкой к современной [54].

Эти ранние события не охватывали другие районы Тибета, где интенсивные поднятия имеют позднеплиоцен-четвертичный возраст. В течение последних 2.4–2.8 млн лет они оцениваются в 2.5–3.6 км на Тибете, 2.6–3.1 км в Куньлуне и 0.8–1.2 км на Тариме [61, 64]. Цайдам расположен сейчас на высотах 3–4 км, Цилианшань – на высоте 4.0–4.5 км. Они поднялись на 2–3 и 3–3.5 км в позднем плиоцене и квартере, соответственно.

Тонкообломочный состав олигоцен—миоценовых моласс Афгано-Таджикской депрессии, предгорий Куньлуня и Предгималайского прогиба показывает, что рельеф источников сноса обломочного материала был не выше среднегорного. Это подтверждают особенности неогеновых палеопочв Гималаев [61]. Плиоцен—четвертичное усиление поднятий отмечено повсеместным распространением грубых моласс. В разрезах Афгано-Таджикской депрессии, пограничных с Памиром, поднятие фиксируется с начала плиоцена [56], причем на Памире оно усилилось в четвертичное время [19]. Четвертичное поднятие превысило 3 км в Гималаях [64].

Поверхность Тибета представляет собой плато, снижающееся с запада на восток от 4.5–6 до 3.5–5 км (см. рис. 4, профиль 6). На поперечных профилях поверхность плато горизонтальна, на востоке полого понижается к северу (см. рис. 4, профили 2, 3, 4). Размах высот в центре плато обычно не превышает 1 км и возрастает на западном и восточном окончаниях до 1.5 км и более, возможно, из-за эрозионного расчленения.

Обрамляющие Тибет горные системы Гималаев и Куньлуня отличаются от Тибета линейностью и большим эрозионным расчленением, отражающими складчато-надвиговую природу новейших деформаций. Эти горные системы обычно близки по высоте к Тибетскому плато, но Центральные Гималаи и Северо-Западный Куньлунь возвышаются над его поверхностью (см. рис. 4, профили 2 и 3). Сходное выражение в макро-рельефе имеют Западные Гималаи, Каракорум, Южный Памир, Заалайский хребет и Западный Тянь-Шань, тогда как Восточный Памир сходен в этом отношении с Тибетом.

### Север Центральной Азии

В отличие от южной части Центральной Азии, испытавшей общее, хотя и дифференцированное новейшее поднятие, строение поверхности северной части Центральной Азии более разнообразно. Обширная Джунгарская впадина и впадины, обрамляющие восточное окончание Тянь-Шаня, не отличаются по высоте от смежной части Туранской плиты, а днище Турфанской впадины даже опущено ниже уровня моря. Вместе с тем, большая часть северного региона возвышается над соседними территориями из-за обилия деформационных поднятий и высокого положения впадин Монголии.

Горные поднятия севера Центральной Азии разделяются на три группы:

• Первой группе принадлежат линейные поднятия, образованные антиклинальными выступами фундамента (складками основания) с продольными надвигами и взбросами на крыльях и разломами разного типа в приосевой части. Антиклинальная форма поднятий выражена сводообразным изгибом доорогенной поверхности выравнивания. Таковы зоны хребтов Тянь-Шаня, развивавшиеся в условиях поперечного сжатия [21, 42]. Кулисное расположение хребтов свидетельствует о левосдвиговом смещении вдоль горной системы.

Северная часть Центрального Тянь-Шаня образована системой протяженных линейных хребтов, поднятых над прилегающими с севера территориями более чем на 3.5 км и над урезом оз. Иссык-Куль – более чем на 2.5 км (рис. 5, профиль I). Ограничивающие с севера горную систему Алма-Атинский и Северо-Тяньшаньский разломы местами имеют фестончатый рисунок, дугообразно изгибаясь к северу. Более южная часть горной системы образована линейными дугообразно изогнутыми к югу узкими хребтами и межгорными впадинами, сопряженными с продольными взбросами и взбросо-сдвигами. Водоразделы повышаются к югу до 3.5—5.5 км в хребте Кокшаал, на восточном простирании которого находится горный узел Хан-Тенгри высотой до 7 км. Крутой уступ на южном склоне Кокшаала—Хан-Тенгри соответствует зоне листрического разлома, по которому Тянь-Шань надвинут на Таримский массив [63]. Южнее невысокие поднятия образованы принадвиговыми антиклиналями осадочного чехла [74].

Центральный Тянь-Шань расширяется вблизи зоны Таласо-Ферганского правого сдвига. На северо-западе увеличивается площадь хребтовантиклиналей. Вблизи разлома некоторые из них изогнуты вправо. Относительно небольшие миндалевидные впадины кулисно надстраивают друг друга или примыкают к зоне разлома. На юго-западе площадь впадин возрастает. Поверхности их днищ достигают высоты 3–3.5 км (см. рис. 5, профиль II).

• Перемещение пород по разломам привело к образованию горных глыбовых поднятий второй группы, тогда как складчатые изгибы поверхности фундамента, если и возникали, то имели подчиненное значение. Ко второй группе относятся Горный Алтай, Западный Саян и Восточный Саян, ряд поднятий, расположенных к северо-востоку от Монгольского Алтая. Сложный рисунок поднятий и впадин во многом подчиняется древней структуре. В новейшем поле напряжений происходят частичная активизация древних швов и движения по ним. Крупные впадины (Нарынская, Курайская, Чуйская) связаны с зонами Курайско-Чуйского, Саяно-Тувинского, Чингиз-Нарынского разломов. Борта впадин подняты относительно днищ впадин на 1000 м и более. Впадины втянуты в воздымание прилегающих территорий, их краевые части частично деформированы, а сопряженные поднятия надвинуты на отложения впадин.

Алтай обладает веерообразным структурным рисунком, раскрывающимся на северо-запад. Кинематика разломов и, соответственно, морфология связанных с ними новейших структурных форм зависят от их простирания. Взбросо-надвиги и правые взбросо-сдвиги субширотного и северо-западного простираний определяют положение поднятий хребтов и крупных тектонических депрессий, а вдоль взбросо-сдвигов местами протягиваются узкие грабенообразные впадины (см. рис. 5, профили III, IV). С субмеридиональными разломами связаны сбросовые уступы и грабены растяжения типа Телецкого озера.

Для Западного Саяна и расположенного южнее Тувинского нагорья характерны крупные Саяно-Минусинский, Саяно-Тувинский, Южно-Таннуольский разломы восток—северо-восточного простирания с левыми взбросо-сдвиговыми смещениями. На субширотных участках разло-



**Рис. 5.** Геоморфологические профили через горные системы Центральной Азии. Разломы (р.) и разломные зоны (р.з.) показаны по данным [3].

Газломы (р.) и разломные зоны (р.з.) показаны по данным [5]. Профили проведены через: І – Центральный Тянь-Шань, ІІ – западную часть Центрального Тянь-Шаня, ІІІ – Горный Алтай, IV – сочленение Горного Алтая и Монгольского Алтая, V – Западный Саян и Тыву до оз. Убсу-Нур, VI – Мон-гольский Алтай, VII – южную часть Хангайского нагорья и зону Хангайского разлома, VIII – северную часть Хангайского нагорья.

43



**Рис. 6.** Структурно-геоморфологический профиль A–A' через южную часть Зайсанской впадины, Сайкан-Саур-Семистайское поднятие и северную часть Джунгарской впадины (по данным [33], с дополнениями и изменениями). Обозначены: *разломы* ССк – Северосайканский, ЮСк – Южносайканский, СС – Северосаурский, МС – Манрак-Саурский, ЮС – Южносаурский, ССм – Северосемистайский, ЮСм – Южносемистайский; *скважина*: А – Аксыирская.

1-6 – кайнозойские отложения впадин: 1 – четвертичные, 2 – плиоценовые, 3 – миоценовые, 4 – эоцен – олигоценовые, 5 – палеоценовые, 6 – палеоценовая кора выветривания; 7 – пермские и триасовые отложения; 8 – палеозойское основание; 9 – новейшие взбросы и надвиги; 10 – мел – палеогеновая поверхность выравнивания; 11 – проекция на профиль Аксыирской параметрической скважины

мов взбросо-надвиговая компонента возрастает (см. рис. 5, профиль V). Разломы наклонены на север и северо-запад и обособляют наклоненные в тех же направлениях асимметричные блоки. В Тыве и соседней части Монголии эти разломы ограничивают с севера Тувинскую и Убсунурскую впадины. Саяно-Минусинский и Саяно-Тувинский разломы протягиваются на восток в Восточный Саян, где приобретают широтное простирание, характерное и для других крупных разломов региона. К их числу относится Байкало-Мондинская левосдвиговая зона со значительной вертикальной составляющей смещений. Вдоль зоны протягиваются узкие долины-грабены.

Зоны хребтов Монгольского и Гобийского Алтая совмещают морфологические черты, присущие Тянь-Шаню и Алтае-Саянской горной системе. Продольные взбросо-сдвиги, правые в Монгольском и левые в Гобийском Алтае, ограничивают и рассекают эти зоны. Вместе с тем, обе зоны в целом и отдельные хребты демонстрируют признаки поперечных складчатых изгибов предорогенной поверхности фундамента (складок основания тяньшанского типа). Вытянутый в северсеверо-западном направлении Монгольский Алтай образует мега-антиклиналь, осложненную более мелкими поднятиями и впадинами (см. рис. 5, профиль VI). Монгольский и Гобийский Алтай сопряжены с мега-синклиналью того же порядка – Котловиной Больших озер.

Сочетание складчатого и глыбового горообразования обнаружено также в строении Саурского поднятия, расположенного между Зайсанской и Джунгарской впадинами. Индикатором его строения является положение предорогенной поверхности выравнивания, покрытой корой выветривания. В поперечном разрезе она описывает широкую дугу, осложненную новейшими разломами (рис. 6). Эта поверхность и кора выветривания вскрыты бурением в основании осевой части Зайсанской впадины на глубине 1575 м. южнее, у подножья хребта Сайкан – на глубине 250 м [13]. В поднятом крыле Северо-Сайканского взброса предорогенная поверхность поднимается по северному склону Сайкана под углом 45°. Далее она погружается в Кендырлыкской впадине, затем полого поднимается по северному склону Саура до 3840 м. На южном крутом склоне Саура, подорванном Саурским взбросо-сдвигом [33], она резко опускается до 2000 м и образует основание Кобукской наклонной впадины, погружаясь до 1200 м в ее южной части, где перекрыта маломошным неоген-четвертичным чехлом. Поверхность резко поднимается до вершинной части хребта Семистай и спускается по его пологому южному склону под Джунгарскую равнину, перекрытую новейшими отложениями. Разрез показывает новейшую складку, осложненную рамповыми впадинами.

Новейшие поднятия и впадины северной части Центральной Азии от складок основания тяньшанского типа до разделенных разломами глыбовых форм Алтае-Саянской горной системы геодинамически сходны. Кинематический анализ разломов, ограничивающих и нарушающих крупнейшие поднятия обеих групп, показал, что они возникли в условиях горизонтального сжатия. Их морфологические различия обусловлены различными свойствами деформируемой среды. Единство условий образования подчеркивается сходством строения межгорных впадин. Они, как правило, удлинены в близширотном направлении, и надвигание на их длинных бортах сопровождается деформацией осадочного чехла до вертикального залегания слоев на юге Зайсанской впадины [33] и их запрокидывания на северном фланге Тянь-Шаня [32], северных бортах Тогуз-Тороуской впадины Тянь-Шаня [42] и Чуйской впадины Алтая [10]. На участке Джаламыш северного фланга Тянь-Шаня, на южном борту Зайсанской впадины и северном борту Чуйской впадины Алтая складки и надвиги в олигоценовых и неогеновых слоях несогласно перекрыты слабее деформированными четвертичными отложениями. Это доказывает, что деформация позднекайнозойских отложений происходила в условиях сжатия не только в четвертичное время усиления поднятий, но и на более ранних стадиях новейшего этапа.

• От первой и второй групп неотектонических форм отличается поднятие третьей группы – Хангайское нагорье. Оно образует в макро-рельефе меридионально удлиненный свод, разделенный широтной депрессией между Хангайским и оперяющим его Цэцэрлэгским разломами на северную и более поднятую (до 4 км) южную части (см. рис. 4, профиль 4). Южная часть свода (Хангарский хребет) слабо вытянута в северо-западном направлении. Юго-западный склон круче северовосточного. Поверхность слабо деформирована, и ее расчлененность не превышает 500 м. Северная граница южной части свода выражена уступом, по которому поверхность понижается на 500-750 м (см. рис. 5, профиль VII). Северная часть свода, в пределах которой выделяются Тарвагатайский и Булнайский хребты, продолжается до южной Тывы. Склон свода нарушен грабенами-впадинами растяжения – Хубсугул, Дархат и Бусийнгол, примыкающими с юга к Байкало-Мондинской зоне разломов (см. рис. 5, профиль VIII). С Хангайским сводом сходен расположенный восточнее Хэнтэйский свол. меньший по размерам и высоте (см. рис. 4, профиль 10).

### СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

### Определение скоростных характеристик

Предварительные данные по строению верхней мантии Центральной Азии были получены на основе сейсмотомографических данных глобальной сети [30, 48, 58, 69], По ним были построены два разреза, где показаны отклонения  $V_p$  и  $V_s$  от средних значений в процентах. На разрезах выявлено пододвигание Индийской платформы под Гималаи и юг Тибета и присутствие низкоскоростной мантии под Тибетом.

На основе объемной модели вариаций скоростей продольных (P) волн МІТ-РО8 (по [62]) нами были построены 12 сейсмотомографических разрезов мантии. Модель представляет отклонения скоростей P-волн от среднего значения ( $dV_p$ ), за-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

данные в процентах. При ее расчете использовались времена вступлений различных фаз преломленных волн на различных частотах с коррекцией за рельеф суши и дна акваторий. Модель МІТ-Р08 имеет переменную детальность, зависящую от плотности приемных станций и сейсмических событий, и содержит улучшенное отображение верхней мантии сейсмически активных поясов, в том числе, исследуемого региона. Построенные разрезы продольны или поперечны к тектоническим зонам региона (рис. 7). В его пределах они совпадают с рассмотренными выше геоморфологическими профилями и имеют те же номера. Построены также ответвления *1а* и *6а* разрезов *1* и *6* (см. рис. 7). Использован программный модуль со-автора С.Ю. Соколова, с помощью которого, в отличие от стандартных программных средств, разрезы строились вдоль заданных произвольных профилей, состоящих из цепочек координатных пар, не лежащих на линии большого круга.

#### Структурные обрамления Центральной Азии

В литосфере северной части Индийской платформы скорости сейсмических волн повышены на глубинах до 50–75 км. В нижележащей мантии скорости понижены до глубин 750–800 км (рис. 8 и рис. 9). Перед фронтом Гималаев мощность верхнего высокоскоростного слоя возрастает до 300 км (рис. 10, разрез 4, см. рис. 9, разрез 2).

На юге западного обрамления Центральной Азии подошва верхнего высокоскоростного слоя, расположенная в смежной части Туранской плиты на глубине 150—200 км, погружается до 250 км в южной части Афгано-Таджикской депрессии и достигает глубин 550—600 км в области Гиндукушского мегаочага промежуточных землетрясений (рис. 11, разрез *ба*). Ниже выделяется низкоскоростной слой, который под Афгано-Таджикской депрессией охватывает глубины 250—750 км с минимумом на уровне ~500 км и сокращается до интервала глубин 600—800 км под Гиндукушским мегаочагом.

В плитной части эпипалеозойской Туранской платформы, верхний высокоскоростной слой продолжается до глубин 200–250 км, а на глубинах 250–750 км скорости понижены (см. рис. 11, разрез 6). Этот низкоскоростной слой расширяется к северу на всю верхнюю мантию (рис. 12, разрез 7), но к востоку верхний высокоскоростной слой распространяется до 500 км в Илийской впадине и 600 км в Южном Прибалхашье (см. рис. 12, разрез 8). Под оз. Балхаш скорости понижаются на глубинах 150–400 км. Под Казахским щитом скорости более или менее повышены в верхней мантии до глубин 500–600 км (рис. 13, разрез 9, см. рис. 8, см. рис. 12, разрез 8).



**Рис. 7.** Положение сейсмотомографических разрезов dV<sub>p</sub> верхней мантии в регионе Центральной Азии, совмещенных с геоморфологическими профилями (построены по сейсмотомографической модели MIT-P08, по [62]).

Верхнюю мантию юга Западной Сибири отличают высокие скорости сейсмических волн на глубинах до 600 км (см. рис. 8, см. рис. 9, разрез 2, см. рис. 13, разрез 10). Восточнее, на границе с Западным Саяном, этот высокоскоростной слой распространяется до 700 км и перекрыт умеренно низкоскоростным слоем мощностью до 200 км (см. рис. 9, разрез 3). На границе с Восточным Саяном высокоскоростная верхняя мантия Сибирской платформы прослеживается до глубины 1100 км (см. рис. 10, разрез 4).

Южно-Китайская платформа под Сычуанской впадиной и невысокими поднятиями сразу к востоку от нее характеризуется высокоскоростной мантией на глубинах до 400 км (см. рис. 11). Каледониды, расположенные южнее Южно-Китайской платформы, отличаются низкоскоростной мантией на глубинах от 50–100 до 450 км, причем скорости наиболее понижены глубже 250 км (см. рис. 10, разрез 5). Под Северо-Китайской платформой доминирует высокоскоростная верхняя мантия, но в районе г. Пекина до глубины 500 км выделяется объем с пониженными скоростями сейсмических волн.

Восточнее горных сооружений Тянь-Шаня и Бэйшаня верхняя мантия характеризуется пониженными значениями скоростей сейсмических волн (см. рис. 12, разрез 7). Восточнее Гобийского Алтая и Хангайского нагорья граница Центральной Азии выражена мерилиональной зоной повышенных скоростей сейсмических волн, которая прослеживается на глубину до 700 км и южнее оз. Байкал наклонена на восток (см. рис. 12, разрез 8, см. рис. 13). Восточнее высокоскоростной зоны область пониженных значений скоростей под Хэнтэйским сводом и его южным обрамлением распространяется вглубь до 700-750 км и на глубине ~800 км, вероятно, соединяется с более обширным низкоскоростным объемом под Хангайским сводом и Гобийским Алтаем (см. рис. 12, разрез 8, см. рис. 13, разрез 9). Под Большим Хинганом, сейсмические скорости в мантии повышены на глубинах до 400-600 км; значения скоростей и глубина их распространения возрастают далее к востоку (см. рис. 10, разрез 5, см. рис. 12, см. рис. 13).

Подтверждены результаты более ранних исследований [14, 25, 27, 75, 78], что Байкальская



**Рис. 8.** Субмеридиональные сейсмотомографические разрезы через Памиро-Пенджабский синтаксис и восточную часть Туранской плиты:

*I*: от Индийской платформы через Западные Гималаи, Каракорум, Восточный Памир, Центральный Тянь-Шань и восточную часть Туранской платформы до юга Западной Сибири;

*1а*: через западное окончание Гималаев, Гиндукуш, Памир, Западный Тянь-Шань и Туранскую платформу.

рифтовая зона отделяет высокоскоростную верхнюю мантию Сибирской платформы от низкоскоростной мантии Забайкалья, и этот низкоскоростной слой, погружаясь, продолжается в сторону Японского моря. Верхние 150 км мантии Забайкалья характеризуются пониженными скоростями сейсмических волн. Этот слой, возможно, соединен каналом с более обширным низкоскоростным слоем на глубинах 450—800 км, который погружается на восток и под Зейской впадиной охватывает глубины 950—1400 км (рис. 14, разрез *11*). Севернее, под Становым хребтом и

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

Алданским щитом скорости в мантии повышены, выделяется небольшой объем пониженных сейсмических скоростей южнее Станового хребта на глубинах 50–200 км (см. рис. 14, разрез *12*). Слабее выражен низкоскоростной слой, погружающийся к юго-востоку от 450–700 км до 750– 900 км и продолжающий аналогичный слой разреза *11* (см. рис. 14). По этому слою, ограниченному с севера и юга объемами высокоскоростной мантии, низкоскоростной мантийный материал проник в Забайкалье.



**Рис. 9.** Субмеридиональные сейсмотомографические разрезы через западную и центральную части Центральной Азии: 2 – от Индийской платформы через Гималаи, Западный Тибет, Тарим, Центральный Тянь-Шань, Джунгарский Алатау и Горный Алтай до юга Западной Сибири;

3 – от Индийской платформы через Гималаи, Тибет, Восточный Тянь-Шань, Монгольский Алтай и Западные Саяны до юга Западной Сибири.

### Внутренние области Центральной Азии

Высочайшие горные сооружения региона – Памир, Гиндукуш, Каракорум, Западный Куньлунь и Тибет кроме его восточного окончания – отличаются резко пониженными скоростями сейсмических волн в литосфере выше 100 км. В пределах Памиро-Пенджабского синтаксиса высокоскоростной слой на глубинах от 100 до 250–300 км погружается под указанный низкоскоростной слой в южных предгорьях Западных Гималаев и протягивается до Внешней зоны Памира (см. рис. 8, разрез 1). Этот слой продолжает верхний высокоскоростной слой Индийской платформы и соединяется на севере с высокоскоростным объемом, который от южного горного обрамления Ферганской впадины погружается на юг до 1100 км. Под западным окончанием Гималаев мощность слоя сокращается до интервала глубин 200–250 км (см. рис. 8, разрез 1а).

Восточнее (см. рис. 9, разрез 2) высокоскоростной слой Индийской платформы, охватыва-



Рис. 10. Субмеридиональные сейсмотомографические разрезы через восточную часть Центральной Азии и при-Тихоокеанское обрамление:

4 – от Мьянмы через Ассамские Гималаи, Восточный Тибет, Цилианшань, Гобийский Алтай, Хангайское нагорье и Восточные Саяны до Сибирской платформы;

5 – от Южно-Китайского моря через Южно-Китайские каледониды, Южно-Китайскую и Северо-Китайскую платформы и Забайкалье до Сибирской платформы.

ющий верхние 70 км, утолщается в предгорьях Гималаев и распространяется под Гималаи и Западный Тибет до границы с Куньлунем. Подошва высокоскоростного слоя находится на глубине 400 км и достигает 450 км под Тибетом. Далее к востоку этот слой погружается под углом ~30° от 70–100 до 300–350 км под Гималаями и 600 км под блоком Лхаса Тибета (см. рис. 9, разрез 3). Под Ассамскими Гималаями, высокоскоростной объем охватывает глубины 100–350 км и не продолжается далеко на север (см. рис. 10, разрез 4). Ниже высокоскоростного слоя на разрезах 1-3 выделяется относительно низкоскоростной слой, продолжающийся до 700—800 км под Индийской платформой. В Памиро-Пенджабском синтаксисе слой выклинивается, а под Гималаями и Южным Тибетом утоняется, расширяясь под западом Тибета до интервала глубин 400—700 км.

Под остальной территорией Тибета верхняя мантия характеризуется существенно пониженными скоростями сейсмических волн на всю глубину до 700-800 км с небольшими объемами, где скорость повышается до средних значений (см. рис. 9, разрез 3, см. рис. 10, разрез 4, см. рис. 11,



**Рис. 11.** Субширотные сейсмотомографические разрезы через южную часть Центральной Азии: *6* – от юга Туранской платформы через Афгано-Таджикскую депрессию, Памир и Тибет до Южно-Китайской платформы;

ба – через Банди-Туркестан, Западный Гиндукуш и Каракорум до Западного Тибета.

разрез 6). Ниже область пониженных скоростей сужается в виде воронки, достигающей глубины 1600 км под центром Тибета. Под горами Цайдама и Цилианшаня слабо пониженные скорости отмечены на глубинах до 200 км. Ниже, до 500–600 км, находится объем мантии с повышенными скоростями, а под ним до глубин 700–800 км скорости слабо понижены (см. рис. 10, разрез 4).

Под западной частью Таримской впадины слабо повышенные и повышенные значения сейсмических скоростей установлены на глубинах до 150–200 км, а ниже, до 650–750 км, скорости понижены (см. рис. 9, разрез 2, см. рис. 12, разрез 7). Под восточную часть впадины до глубины ~1000 км продолжается со стороны Тибета относительно низкоскоростная мантия, внутри которой на глубинах 350–500 км выделяется объем со слабо повышенными значениями скоростей (см. рис. 9, разрез 3).

В Западном Тянь-Шане выделяется объем мантии с повышенными значениями сейсмических скоростей, который погружается на юго-восток от 150-250 км под северо-западным обрамлением Ферганской впадины до 300-450 км под самой впадиной (см. рис. 8, разрез 1а, см. рис. 12, разрез 7). Под Центральным Тянь-Шанем верхи мантии характеризуются пониженными сейсмическими скоростями на глубинах до 200-400 км. Под этот слой от северного фланга Тянь-Шаня погружается до глубин 450-500 км клин высокоскоростной мантии (см. рис. 8, разрез 1, см. рис. 9, разрез 2). Выявлено также погружение высокоскоростной мантии Тарима под западную часть Центрального Тянь-Шаня на глубинах 100-200 км (см. рис. 12, разрез 7). Восточный (китайский) Тянь-Шань характеризуется слабо пониженными значениями скоростей до ~400 км. На глубинах 450-700 км выделяется высокоскоростной объем, наклоненный на юг (см. рис. 9, разрез 3). Вероятно, он соответствует клину высокоскоростной мантии под более западными частями Тянь-Шаня. Расположенный ниже слой слабо пониженных скоростей продолжается до глубины ~1000 км. Далее к востоку, под Бэйшанем,



Рис. 12. Субширотные сейсмотомографические разрезы через срединную часть Центральной Азии: 7 – от Туранской платформы через Западный Тянь-Шань, Ферганскую впадину, Тарим, Восточный Тянь-Шань и Бэйшань до Большого Хингана;

8 – от Казахского щита через Джунгарский Алатау, Джунгарскую впадину и Гобийский Алтай до Большого Хингана.

низкие значения скоростей характерны для верхних 400 км мантии, а ниже до 900 км преобладают слабо пониженные скорости (см. рис. 12, разрез 7). Эта низкоскоростная область верхней мантии обособлена от низкоскоростной мантии Восточного Тибета объемом со слабо повышенными значениями скоростей на глубинах до 500—600 км под Цайдамом, Цилианшанем и восточным продолжением Таримской впадины, однако ниже связь между двумя низкоскоростными областями возможна (см. рис. 10, разрез 4).

Под Джунгарским Алатау средние и слабо повышенные скорости сейсмических волн характеризуют глубины 100–400 км, тогда как ниже, на глубинах 500–800 км, скорости слабо понижены (см. рис. 9, разрез 2). Под Сауром высокие скорости установлены на глубинах до 450 км, а ниже, до 700 км, скорости слабо понижены (см. рис. 13, разрез 9). Под наиболее опущенной западной частью Джунгарской впадины сейсмические скоро-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

сти повышены на глубинах до ~500 км (см. рис. 12, разрез 8). Под относительно поднятым восточным краем впадины на тех же глубинах доминируют слабо пониженные скорости.

Под Горным Алтаем и его северными предгорьями сейсмические скорости повышены до глубины 600 км, а ниже имеют средние значения (см. рис. 9, разрез 2, см. рис. 13, разрез 10). Под Западным Саяном и Монгольским Алтаем скорости слабо понижены на глубинах до 450-500 км (см. рис. 9, разрез 3). Под северо-восточными предгорьями Монгольского Алтая и котловиной Больших Озер слабо пониженные значения скоростей выявлены на глубинах до 300 км, а ниже, до 750 км, скорости повышены. Юго-восточнее под котловиной Больших Озер скорости понижаются, наиболее низкие значения установлены на глубинах 150-400 км (см. рис. 13, разрез 9). На юго-востоке Монгольского Алтая слабо пониженные скорости сменяются пониженными под



Рис. 13. Субширотные сейсмотомографические разрезы через северную часть Центральной Азии: 9 – от Казахского щита через Саур, Монгольский Алтай, Хангайское и Хэнтэйское нагорья до Большого Хингана; 10 – от юга Западной Сибири через Горный Алтай, Хангайское и Хэнтэйское нагорья до Большого Хингана.

котловиной Больших Озер, подошва слоя с пониженными скоростями погружается к северо-востоку от 250 до 450 км (см. рис. 12, разрез 8). Под Гобийским Алтаем низкие скорости выявлены на глубинах до 400–450 км (см. рис. 10, разрез 4). Область пониженных скоростей распространяется до глубины 1000 км, постепенно сокращаясь. Восточнее на глубинах 850–1000 км скорости слабо понижены (см. рис. 12, разрез 8).

Под Хангайским нагорьем скорости сейсмических волн существенно понижены до глубин 480 км на юге и 400 км на севере, причем особенно низкие значения скоростей установлены посередине слоя (см. рис. 13). На севере низкоскоростной слой достигает Тывы. Под зоной Хангайского разлома скорости несколько возрастают, сохраняя пониженные значения. Низкоскоростной слой под южной частью нагорья продолжается на юг до Гобийского Алтая. Под самим нагорьем область пониженных скоростей, сокращаясь в размерах, прослеживается до глубины ~800 км, а слабо пониженных скоростей — до 1250 км. Под Восточным Саяном слабо пониженные скорости до 400 км сменяются средними значениями скоростей на больших глубинах (см. рис. 10, разрез 4).

## СОПОСТАВЛЕНИЕ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ С НЕОДНОРОДНОСТЯМИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В данной работе мы использовали скорости распространения продольных сейсмических волн для анализа процессов, происходящих в верхней мантии. Как показали сопоставления сейсмических и гравиметрических данных, повышение скоростей сейсмических волн отражает уплотнение горных пород, понижение — их разуплотнение. Изменения плотности связаны с изменениями



**Рис. 14.** Субширотные сейсмотомографические разрезы через Байкальскую рифтовую зону и Становое нагорье: *11* – от Сибирской платформы через Байкал и Забайкалье до Зейской впадины; *12* – от Сибирской платформы через Становой хребет до его южных предгорий.

2 — от сиоирской платформы через становой хреост до сто южных предгории.

температурного градиента, стресса или глубины залегания пород, что приводит к минеральным преобразованиям и появлению флюидов в результате дегидратации.

Под северной частью Индийской платформы выделяются высокоскоростной литосферный слой мощностью до 75—100 км, а под ним до глубин 750—800 км — верхняя мантия с пониженными скоростями, которую мы рассматриваем как подлитосферный поток, распространяющийся от Эфиопско-Афарского суперплюма. Представленные разрезы показывают, что почти повсеместно под Центральной Азией присутствуют объемы верхней мантии с пониженными скоростями сейсмических волн. Их можно рассматривать частично как продолжение верхнемантийных потоков от Эфиопско-Афарского суперплюма, проникающих в регион не только со стороны Индийской платформы, но местами и со стороны Туранской плиты, о наличии потоков под которой свидетельствуют низкоскоростные объемы мантии, обнаруженные на глубинах 250–750 км под высокоскоростным литосферным слоем.

Происхождение неотектонических деформаций и поднятий Центральной Азии различно и связано со строением и эволюцией верхней ман-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

тии. Наибольшее воздействие на режим новейших вертикальных движений, помимо деформационного изменения мощности и вещественного преобразования земной коры, оказывает плотность мантии выше ее переходного слоя, т.е. в верхних 400—450 км. На этой глубине строение мантии существенно изменяется как на границах Центральной Азии, так и внутри нее, при переходе от одной неотектонической зоны к другой.

В областях, сложенных высокоскоростной мантией, подлитосферные потоки на указанных глубинах не выделяются. На обрамлениях Центральной Азии повышенные скорости сейсмических волн выявлены на глубинах до 400–600 км под Южным Прибалхашьем, Казахским щитом, южной частью Западно-Сибирской плиты, Становым хребтом, Большим Хинганом, Сычуанской впадиной Южно-Китайской платформы и достигают глубин 800–1200 км под Сибирской и Северо-Китайской платформами.

Под краевыми горными системами Центральной Азии высокоскоростные объемы продолжаются на глубины до 400—500 км под Джунгарским Алатау и западной частью Джунгарской впадины, Сауром, северо-западной частью Монгольского Алтая и до 600 км под Горным Алтаем. По-видимому, в этих районах основным источником поднятий является коллизионное сжатие блоков литосферы, не охватившее Джунгарскую впадину.

Перед фронтом Гималаев высокоскоростной литосферный слой Индийской платформы утолщается до 200-300 км и продолжается под разуплотненную литосферу Гималаев и более северных зон. Он достигает Внешней зоны Памира под восточной частью Памиро-Пенджабского синтаксиса, Западного Куньлуня под западом Тибета и блока Лхаса под Центральным Тибетом (см. рис. 8, см. рис. 9). Этот слой рассматривается нами как слэб, возникший при пододвигании литосферы Индийской платформы под более северные зоны. В процессе пододвигания высокоскоростной слой был утолщен деформацией сжатия и его наращиванием метаморфически уплотненными породами корового происхождения. В Гиндукуше уплотненные породы опустились до 550 км (см. рис. 11, разрез 6а), обусловив активность Гиндукушского мегаочага промежуточных землетрясений. Пододвинутый слэб залегает полого под Западными Гималаями и их северным обрамлением, но восточнее его наклон возрастает до 30°. Под Ассамскими Гималаями значительного пододвигания не выявлено. Метаморфическое уплотнение пород слэба сопровождалось их дегидратацией и выделением флюидов, вызвавших резкое разуплотнение литосферы, что стало главной причиной поднятия Каракорума, Памира, Гималаев, Западного Тибета и Западного Куньлуня в плиоцен-квартере.

Обнаружены и другие неоднородности верхней мантии, интерпретированные как пододвинутые слэбы. Им принадлежит высокоскоростной слой, погружающийся на юг от южного горного обрамления Ферганской впадины до глубины 1100 км (см. рис. 8, разрез 1). Реликтом субдуцированного слэба может быть высокоскоростной объем, наклоненный на юго-восток от глубин 150-250 км под северо-западным обрамлением Ферганской впадины до 300-450 км под самой впадиной (см. рис. 8, разрез 1а). Такое же происхождение имеет клин высокоскоростной мантии, погружающийся с севера под разуплотненную мантию Центрального Тянь-Шаня до глубин 450-500 км и его продолжение под Восточным Тянь-Шанем на глубинах 450-700 км (см. рис. 9). Вероятно, все эти высокоскоростные объемы являются реликтами зон субдукции разных стадий развития океана Палеотетис. В отличие от них, пододвигание высокоскоростной мантии Тарима под западную часть Центрального Тянь-Шаня на глубинах 100-200 км (см. рис. 12, разрез 7) является неотектоническим образованием.

Важнейшая особенность Центральной Азии – широкое распространение областей с низкоскоростной верхней мантией. Пониженные сейсмические скорости характеризуют Центральный и Восточный Тянь-Шань на глубинах до 300– 400 км, а слабо пониженные скорости – Монгольский Алтай до 450–500 км и Западный Саян – до 450 км.

Под большей частью Тибета (кроме его западного окончания и блока Лхаса) ниже резко разуплотненного литосферного слоя скорости существенно понижены до глубин 700—800 км, причем верхние 200—300 км отличаются наиболее низкими скоростями. На этих глубинах подлитосферный низкоскоростной слой распространяется в Восточный Тянь-Шань, но прерывается под Цайдамом, Цилианшанем и его предгорьями, где на глубинах 200—550 км скорости повышены. Восточное окончание низкоскоростного слоя погружается под край Сычуаньской впадины.

Поскольку под Гималаями и блоком Лхаса низкоскоростной слой соединяется на глубинах 600—700 км с низкоскоростной верхней мантией Индийской платформы, его можно было бы посчитать продолжением верхнемантийного потока от Эфиопско-Афарского суперплюма [30]. Однако большая мощность низкоскоростного слоя под Тибетом указывает на то, что этого источника недостаточно. Под северо-восточной половиной Тибета низкоскоростные объемы продолжаются до глубины 1600 км в виде воронки, основание которой смещено относительно ее центра на югозапад (см. рис. 9, разрез 3, см. рис. 10, разрез 4, см. рис. 11, разрез 6). По-видимому, воронка соответствует плюму, восходящему от средних глубин мантии, существование которого предполагалось ранее [24]. Разуплотнение верхней мантии под Центральным и Восточным Тибетом стало главной причиной интенсивного поднятия в плиоцен-квартере.

Кроме Тибета, крупная область с низкоскоростной мантией на глубинах до 400-450 км охватывает Бэйшань, Гобийский Алтай, юго-восточную часть котловины Больших Озер и Хангайское нагорье до Тывы. Наиболее низкие скорости установлены на глубинах 200-300 км. Под южной частью Хангайского нагорья подошва слоя понижается до 480 км. Как и под Тибетом, ниже этого слоя выявлен постепенно сужающийся книзу объем мантии с пониженными сейсмическими скоростями, слабо удлиненный в меридиональном направлении от Гобийского Алтая, где он прослежен до глубины ~1000 км, до южной части Хангайского нагорья, где он достигает 1250 км. По-видимому, выделенный низкоскоростной объем также соответствует плюму, восходящему с глубин ниже переходного слоя мантии. Ранее его существование можно было предполагать на основе данных о присутствии низкоскоростных объемов мантии на глубинах около 600 км [76]. Ланные нашего исследования выявили строение плюма более полно. Плюм обеспечил вынос горячего глубинного материала, что стало причиной сводового поднятия Хангайского нагорья и новейшего базальтового вулканизма [43], Вулканические проявления датированы поздним олигоценом-средним миоценом в Гобийском Алтае и омолаживаются до миоцена-квартера на Хангайском нагорье и его северном обрамлении [26]. Отмечены унаследованность новейшего вулканизма от более ранних вулканических проявлений, начиная с мела, и их принадлежность плюмовому магматизму по петролого-геохимическим характеристикам [44, 70]. Плюм меньшего размера выделяется под Хэнтэйским нагорьем и его южными предгорьями в Восточной Монголии. Он прослежен до глубин 750-800 км, где соединяется с Хангайским плюмом (см. рис. 13).

Таким образом, новейшие поднятия Центральной Азии имеют различные причины. В центре и на востоке главной причиной поднятия является разуплотнение литосферы и подлитосферной мантии в результате разогрева и вещественных преобразований под действием подлитосферных потоков и местных внутримантийных плюмов. Плюмы обусловили поднятие Тибета и Хангайского нагорья. Верхнемантийные потоки от Эфиопско-Афарского суперплюма и локальных плюмов вызвали разуплотнение литосферы и верхов подлитосферной мантии Центрального и Восточного Тянь-Шаня, Гобийского и Монгольского Алтая, что повысило их способность к изгибным деформациям фундамента. На ранних стадиях

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

новейшего этапа здесь возникли складки основания, а в плиоцен-квартере их дополнило интенсивное общее поднятие.

Иные источники вызывали деформирование областей с высокоскоростной и, соответственно, более плотной мантией. Интенсивное движение к северу Индийской платформы и пододвигание ее плотной верхней мантии под Гималаи и прилегаюшие районы Каракорума, Гиндукуша, Памира, Западного и Южного Тибета сопровождались ее прогрессирующим метаморфизмом, который приводил к дегидратации и поступлению флюидов в литосферу. На ранних стадиях новейшего этапа это способствовало гранитообразованию, интенсивным складчато-надвиговым деформашиям и локальным деформационным поднятиям. а в плиоцен-квартере - общему поднятию горных систем. В более северных горных системах с уплотненной верхней мантией (Западный Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Саур, Горный Алтай) коллизионное взаимодействие литосферных блоков также вызывало возникновение деформационных поднятий, но их высота, как правило, уступала высоте хребтов с разуплотненной верхней мантией. Глыбовые структурные формы более характерны для горных систем с уплотненной мантией. В Монгольском Алтае сочетаются черты изгибной и глыбовой структуры.

Проникавшие с юга верхнемантийные потоки от Эфиопско-Афарского супеплюма прослежены под Центрально-Азиатским регионом до Монгольского Алтая. На востоке Азии выделены мантийные потоки со стороны Тихого океана [14, 60]. Нам удалось идентифицировать их следы под южно-китайскими каледонидами и в Забайкалье. Их распространению препятствовала высокоскоростная верхняя мантия под Большим Хинганом и Китайскими платформами. Центральной Азии эти потоки не достигали.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Центральную Азию отличает от смежных сегментов Альпийско-Гималайского и Алтайско-Станового подвижных поясов более высокое гипсометрическое положение, что обеспечивается присутствием более высоких горных систем, плато и нагорий, а также относительным поднятием равнин. Центральная Азия разделяется на субширотные тектонические зоны, возраст становления континентальной коры которых омолаживается к югу от позднего докембрия до эоцена. Зоны продолжаются за пределы Центральной Азии. Следовательно, ее относительное поднятие является более поздним – олигоцен-четвертичным, неотектоническим образованием. На ранних стадиях новейшего этапа развивались отдельные деформационные поднятия, а в плиоцен-четвертичное время произошел более быстрый общий подъем горных систем.

Закрытие Неотетиса замедлило дрейф Индийской платформы, и двигавшие ее подлитосферные потоки распространились под Центральную Азию, что в зависимости от условий по-разному отразилось на особенностях новейшей структуры и горообразовании.

На южном фланге Центральной Азии произошло пододвигание высокоскоростной верхней мантии Индийской платформы под Гималаи и более северные тектонические зоны до Внешней зоны Памира, Западного Куньлуня и блока Лхаса. Пододвигавшиеся горные массы испытывали метаморфизм, сопровождавшийся их дегидратацией и поступлением флюидов в литосферу. Это привело к ее разуплотнению, что на ранних стадиях новейшего тектогенеза способствовало гранитообразованию и складчато-надвиговым деформациям, а в плиоцен-квартере – значительному поднятию территории.

В Тянь-Шане выявлено несколько высокоскоростных слэбов, которые, вероятно, являются реликтами палеозойских зон субдукции. Они препятствовали продвижению подлитосферных потоков и могли служить источниками складчато-надвиговых деформаций в земной коре. Под некоторыми горными системами северо-западной периферии Центральной Азии (Джунгарский Алатау, Саур, Горный Алтай и северо-запад Монгольского Алтая) верхняя мантия уплотнена и не подверглась воздействию подлитосферных потоков. Определяющим источником новейших деформаций здесь стало коллизионное взаимодействие литосферных блоков.

В отличие от перечисленных областей, на большей части Центральной Азии скорости сейсмических волн и, соответственно, плотности литосферы и верхов мантии понижены. Под Центральным и Восточным Тибетом и Хангайским нагорьем источниками разуплотнения являются внутримантийные плюмы. Тибетский плюм прослежен с глубины ~1600 км, а Хангайский – 1250 м. Под воздействием Тибетского плюма произошло разуплотнение литосферы и уникальный по амплитуде подъем Тибетского плато. Хангайский плюм с его Хэнтэйским ответвлением вызвал поднятие обоих нагорий и интенсивный базальтовый вулканизм, который в разные эпохи новейшего этапа проявился на территории от Гобийского Алтая до Тывы и Прибайкалья.

Воздействие подлитосферных потоков, распространявшихся от Эфиопско-Афарского суперплюма и внутримантийных плюмов, вызвало разуплотнение и понижение сейсмических скоростей в верхах мантии Центрального и Восточного Тянь-Шаня, Гобийского и отчасти Монгольского Алтая. На ранних стадиях новейшего этапа разуплотнение литосферы обусловило способность фундамента к изгибным (складчато-надвиговым) деформациям. В плиоцен—четвертичное время разуплотнение усилилось вещественными преобразованиями низов коры и верхов мантии, что вызвало резкое усиление общего поднятия и формирование современных горных систем.

*Благодарности.* При подготовке статьи С.Ю. Соколов составил и интерпретировал скоростные разрезы верхней мантии региона. Д.М. Бачманов составил тектоническую карту и геоморфологические профили Центральной Азии. С.А. Соколов исследовал новейшую структуру Тянь-Шаня и Алтае-Саянской горной системы. Я.И. Трихунков проанализировал новейшую структуру Зайсанской впадины и Саура. В.Г. Трифонов выполнил сравнительный анализ новейших структурных форм региона, истории их развития и соотношения со строением верхней мантии.

**Финансирование.** Данные по новейшим впадинам на северо-западной границе Центральной Азии получены при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00441. Данные по тектонической зональности региона получены в рамках работ по бюджетной теме № АААА-А17-117030610107-3 Геологического института РАН. Данные по неотектонике и глубинному строению Центральной Азии проанализированы и статья подготовлена за счет средств Российского научного фонда, проект № 17-17-01073-п.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1609.
- Алешинская З.В., Воскресенская Т.Н., Куликов О.А., Фаустов С.С. О стратиграфическом положении шарпылдакской свиты в свете палеомагнитных данных // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1972. С. 106–107.
- База данных активных разломов Евразии. М.: ГИН РАН, 2020. URL: http://neotec.ginras.ru/database.html (Дата запроса: 12.10.2020).
- 4. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 21-42.
- Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. – Моссаковский А.А. (ред.). – М.: ГЕОС, 2006. 215 с. (Тр. ГИН РАН. 2006. Вып. 570).
- Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС, 2012. 188 с. (Тр. ГИН РАН. 2012. Вып. 603).
- Вангенгейм Э.А., Вислобокова И.А., Година А.Я. и др. О возрасте фауны млекопитающих из карабулакской свиты р. Калмакпай (Зайсанская впадина,

Восточный Казахстан) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. № 2. С. 165–171.

- 8. Василенко В.К., Левченко И.Г. Зайсанская опорная скважина: Восточно-Казахстанская область. В кн.: Опорные скважины СССР. Д.В. Дробышев (ред.). Л.: Гостоптехиздат, 1962. 150 с.
- Геология и полезные ископаемые Афганистана В.И. Дронов (ред.). – М.: Недра, 1980. Кн. 1. 535 с.
- 10. Деев Е.В. Неотектоника и палеосейсмичность внутригорных впадин северной части Центральной Азии (на примере Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня. – Дисс. ... д. г.-м. н. – Новосибирск: ИНГиГ СО РАН, 2018. 450 с.
- Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. – М.: Наука, 1982. 140 с.
- 12. Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеогеография. – М.: ГЕОС, 2002. 254 с.
- Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. – Алма-Ата: Наука (КазССР), 1969. 167 с.
- 14. Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188—1203.
- Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. М.М. Кухтиков (ред.). – Душанбе: Дониш, 1981. 284 с.
- 16. Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. – М.И. Кузьмин (ред.). – Новосибирск: ГЕО, 2012. 487 с.
- Зыкин В.С., Казанский А.Ю. Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 75–90.
- 18. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С. 64–77.
- Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И., Чигарев Н.В., Штанге Д.В. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. – Г.П. Горшков (ред.). – М.: Наука, 1979. 116 с.
- Лю Дзяо. Геологическое строение и сейсмотектоника зоны разломов Лунмэньшань (Юго-Западный Китай). – Дис. ... к. г.-м. н. – М.: МГУ (геол. факультет), 2018. 159 с.
- Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. — В.Г. Трифонов (ред.). — М.: Наука, 1977. 172 с.
- 22. Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н. Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена // Изв. НАН Кыргызстана. 2003. № 4. С. 50–58.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- 24. Погребной В.Н., Сабитова Т.М. Отражение структуры Тибетского плюма и сейсмичности Высокой

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

Азии в региональных геофизических полях // Геология и геофизика. 2001. № 10. С. 1532–1542.

- 25. Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии в Байкальском регионе. – В кн.: Байкальский рифт. – Н.А. Флоренсов (ред.). – Новосибирск: Наука, 1975. С. 51–67.
- Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. – Новосибирск: ГЕО, 2005. 268 с.
- Рогожина В.А. Область пониженной скорости сейсмических волн в верхней мантии. – В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. – Н.А. Флоренсов (ред.). – Новосибирск: Наука, 1977. С. 64–78.
- Руженцев С.В. Памир. В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. – Ю.М. Пущаровский, В.Г. Трифонов (ред.). – М.: Наука, 1990. С. 214–225.
- 29. Симонов В.А., Миколайчук А.В., Ковязин С.В., Травин А.В., Буслов М.М., Собел Е.Р. Мезо-кайнозойский плюмовый магматизм Центрального Тянь-Шаня: возрастные и физико-химические характеристики. – Мат-лы Третьего Междунар. симп. Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке, 30 октября–6 ноября 2005 г., г. Бишкек. – Бишкек: НС РАН, 2005. С. 182–186.
- 30. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.
- Тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5000000. А.В. Пейве, А.Л. Яншин (ред.). М.: Наука, 1980. 222 с.
- 32. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.
- 33. Трихунков Я.И., Буланов С.А., Бачманов Д.М. и др. Морфоструктура южной части Зайсанской впадины и ее горного обрамления // Геоморфология. 2020. № 2. С. 85–101.
- 34. Трофимов А.К. Основные этапы развития рельефа гор Средней Азии. – В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. – О.К. Чедия (ред.). – Фрунзе: Илим, 1973. С. 98–127.
- 35. Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортуна А.Б., Чедия О.К., Язовский В.М. Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. – О.К. Чедия (ред.). – Л.: Наука, 1976. 128 с.
- 36. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. – В.И. Кнауф (ред.). – Фрунзе: Илим, 1986. 247 с.
- 38. Чедия О.К., Язовский В.М., Фортуна А.Б. О стратиграфическом расчленении киргизского красноцветного комплекса в Чуйской впадине и ее горном обрамлении. – В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. – О.К. Чедия (ред.). – Фрунзе: Илим, 1973. С. 26–52.

- Швольман В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. – М.В. Муратов (ред.). – М.: Наука, 1977. 160 с.
- 40. Шерман С.И. Тектонофизические признаки формирования очагов сильных землетрясений в сейсмических зонах Центральной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 4. С. 495–512.
- Шерман С.И., Медведев М.Е, Ружич В.В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. – Н.А. Флоренсов (ред.). – Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
- Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. – М.: Географгиз, 1948. 224 с.
- 43. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Тектоническое положение позднекайнозойского вулканизма Центральной Азии // Геотектоника. 1991. № 1. С. 69–83.
- 44. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии:строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019. № 4. С. 60-77.
- 45. Яхимович В.Л., Борисов Б.А., Сулейманова Ф.И., Данукалов Н.Ф. Магнитостратиграфическая шкала кайнозоя Зайсанской впадины и ее биостратиграфическое обоснование. – В.Л. Яхимович (ред.). – Уфа: УНЦ РАН. 1993. 68 с.
- Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.V. When and where did India and Asia collide? // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112, B05423. P. 1–19.
- Bazhenov M.L., Mikolaichuk A.V. Paleomagnetism of Paleogene basalts from the Tien Shan, Kyrgyzstan: Rigid Eurasia and dipole geomagnetic field // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 195. P. 155–166.
- Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. Vol. 3. Pap. no 2001GC000168, http://www.geophysics.harvard.edu/geodyn/tomography/
- 49. Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., Abdrakhmatov K.Ye. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building // Bull. GSA. 2001. Vol. 113. № 12. P. 1544.
- Chang C. Geology and tectonics of the Qiinghai-Tibet Plateau. – Beijing: Sci. Press, 1996. 153 p.
- Chen B., Wang Y. Some characteristics of the orogenic belts in Qinghai-Tibet plateau // J. South-East Asian Earth Sci. 1996. Vol. 13. P. 231–242.
- 52. Chen J., Burbank D.W., Scharer K.M. et al. Magnetochronology of the Upper Cenozoic strata in the South-Western Chinese Tien Shan: Rates of Pleistocene folding and thrusting // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 195. P. 113–130.
- Coward M.P., Butler R.W.H. Thrust tectonics and the deep structure of the Pakistan Himalaya // Geology. 1985. Vol. 13. P. 417–420.
- DeCelles P.G., Quade J., Kapp P., Fan M., Dettman D.L., Ding L. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene // Earth Planet Sci. Lett. 2007. Vol. 253. P. 389–401.
- 55. DeCelles P.G., Robinson D.M., Zandt G. Implications of shortening in the Himalayan fold-thrust belt for uplift of

the Tibetan Plateau // Tectonics. 2002. Vol. 21(1062). P. 1–25.

- 56. De Grave J., Buslov M.M., Van der Haute H. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 29. P. 188–204.
- 57. *Gaetani M*. The Karakorum Block in Central Asia, from Ordovician to Cretaceous // Sediment. Geol. 1997. Vol. 109. P. 339–359.
- Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // GSA Today. 1997. Vol. 7. P. 1–7.
- International Symposium on the Neogene–Quaternary Boundary, October 3–13, 1977, Dushanbe, Tajik S.S.R. – Excursions Guidebook – A.Y. Dodonov, Y.R. Melamed, K.V. Nikiforova (eds). – M.: Nauka, 1977. 184 p.
- Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. P. B09305. https://doi.org/10.1029/2005JB004066
- 61. *Li Jijun*. Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou: Univ. Press, 1995. 207 p.
- 62. Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. № 5. P. 1–21.
- Li Zhiwei, Roeker S., Li Zhihai, Wei Bin, Wang Haitao, Schelochkov G., Bragin V. Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: possible evidence for lithospheric delamination // Tectonophysics. 2009. Vol. 477. Is. 1–2. P. 1–102.
- Mörner N.-A. Uplift of the Tibetan Plateau: A short review. In: 13th Intern. Congr. Spec. Proc. Rev. Reports. Beijing: Int. Union Quatern. Res., 1991. P. 78–80.
- Searle M.P. Geology and tectonics of the Karakorum Mountains. – Chichester: Wiley and Sons, 1991. 358 p.
- 66. *Schwab M., Ratschbacher L., Siebel W. et al.* Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the Southern Tien Shan to the Southern Pamirs and their relation to Tibet // Tectonics. 2004. Vol. 23(TC4002). P. 1–31.
- 67. *Sobel E.R., Arnaud N.* Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tien Shan: the trace of a small plume // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 191–215.
- Tapponnier P., Xu Z., Roger F., Meyer B., Arnaud N., Wittlinger G., Yang J. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau // Science. 2001. Vol. 294. P. 1671–1677.
- Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R. Evidence of deep mantle circulation from global tomography // Nature. 1997. Vol. 386. P. 578–584.
- 70. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.M. Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: Evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 111. P. 604–623.
- 71. *Yin A*. Mode of Cenozoic east-west extension in Tibet suggesting a common origin of rifts in Asia during the

Indo-Asian collision // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 21745–21759.

- 72. Yin A. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogeny as constrained by along strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation // Earth Sci. Rev. 2006. Vol. 76. P. 1–131.
- Yin A., Harrison T.M. Geological evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2000. Vol. 28. P. 211–280.
- 74. Yin A., Nie S., Craig P. Harrison T.M., Ryerson F.J., Xianglin Q., Geng Y. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan // Tectonics. 1998. Vol. 17. № 1. P. 1–27.
- 75. *Zhao D., Lie J., Inoue T., Yamada A., Gao S.S.* Deep structure and origin of the Baikal rift zone // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. Vol. 243. P. 681–691.
- Zhao D., Yu S., Ohtani E. East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics // J. Asian Earth Sci. 2011. Vol. 40. P. 689–709.
- Zhou Z.Y. Chen P.J. Biostratigraphy and Geologic Evolution: Petroleum Geology of Tarim Basin. Beijing: Sci. Press, 1990. 439 p.
- Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // J. Geodynam. 1990. Vol. 11. P. 327–342.

# Neotectonics and the Upper Mantle Structure of Central Asia

V. G. Trifonov<sup>a, \*</sup>, S. Yu. Sokolov<sup>a</sup>, D. M. Bachmanov<sup>a</sup>, S. A. Sokolov<sup>a</sup>, Ya. I. Trikhunkov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, bld. 7 Pyzhevsky lane, 119017 Moscow, Russia \*e-mail: trifonov@ginras.ru

The carried out studies show that the uplift of Centarl Asia that is situated between the eastern Alpine-Himalavan and the Western Altai-Stanovoy orogenic belts formed in the neotectonic epoch. Major elements of the neotectonic structure and the compiled upper mantle sections showing difference of the *P*-wave velocities from the standard values for the corresponding depths are analyzed. It is found that underthrusting of the high-velocity uppermost mantle of the Indian platform beneath the Himalayas produced deformational thickening and significant decrease of density of the lithosphere. This led to the uplift of Himalayas, Karakorum, Hindu Kush, Pamirs, Southern and Western Tibet and Western Kunlun, accelerating in the Pliocene-Ouaternary. The seismic velocities are lowered under the other Central Asia except some periphery mountain systems. Two intra-mantle plumes are identified. The Tibetan plume is traced from the depths of ca. 1600 km. The upper mantle transformations that were initiated by this plume were the main source of the Tibet uplift. The Khangai plume is traced from the depths of ca. 1250 km. The Khangai plume together with its Khentei branch caused formation of the Khangai and Khentei highlands and the Neogene-Quaternary basaltic volcanism. Influence of the under-lithoshere flows spreading out of the Tibetan and Khangai plumes as well as the Ethiopian-Afar super-plume caused decrease of the upper mantle density, the Neogene–Quaternary bend deformation, and the Pliocene-Quaternary uplift of the Central and Eastern Tien Shan, the Gobi and partly Mongolian Altai. The upper mantle seismic wave velocities are increased under the Western Tien Shan. Junngarian Alatau, Mountain Altai, Western Sayan, and the North-Western Mongolian Altai. The source of deformation and uplift is the collisional interaction of the lithospheric blocks and magnitudes of uplift are lower, than in the mountain systems with decreased density of the upper mantle.

*Keywords:* Central Asia, neotectonics, geomorphological profiles, sismotomographic sections of the upper mantle, intra-mantle plumes, Pliocene–Quaternary uplift

УЛК 550.24

# АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 2021 г. В. Г. Трифонов<sup>1</sup>, Е. А. Зеленин<sup>1,</sup> \*, С. Ю. Соколов<sup>1</sup>, Д. М. Бачманов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, д. 7 Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

\*e-mail: egorzelenin@mail.ru Поступила в релакцию 07.10.2020 г. После доработки 30.04.2021 г. Принята к публикации 25.05.2021 г.

Центральная Азия превосходит соседние территории интенсивностью четвертичных поднятий и активного разломообразования. По кинематике активных разломов различаются северо-восток региона (от Срединного Тибета до Восточного Саяна) и его южная и западная части (Гималаи, Памиро-Пенджабский синтаксис и область к северу от него до Горного и Монгольского Алтая). На северо-востоке доминируют субширотные левые сдвиги, на юге и западе – правые сдвиги и надвиги северо-западного и широтного простираний. Особенности активной тектоники связаны со строением верхней мантии, исследованной на трех горизонтальных срезах. На срезе глубиной 67 км (пограничная зона кора/мантия) выделяются области, соответствующие высочайшим горным системам. с резко пониженными значениями скоростей *Р*-волн и плотности пород. Разуплотнение стало главной причиной интенсивного поднятия этих горных систем. Срезы на глубинах 158 и 293 км отражают неоднородности строения верхней мантии Центральной Азии. В ее восточной части скорости Р-волн существенно понижены воздействием Тибетского и Хангайского внутримантийных плюмов. Деформации латерального удлинения здесь превысили деформации латерального укорочения, и литосфера не могла передавать давление Индийской платформы более северным тектоническим зонам. Разуплотнение верхней мантии обусловило поднятие Тибета и Хангайского нагорья. Связанные с плюмами верхнемантийные течения вызвали левосдвиговые смещения по субширотным разломам. На юге и западе Центральной Азии скорости Р-волн и, соответственно, плотности верхней мантии возрастают. На юге происходит деформационное утолщение и пододвигание литосферы Индийской платформы под Гималаи и Южный Тибет. Активные надвиги, правые сдвиги и взбросо-сдвиги западной и северо-западной части Центральной Азии являются структурным выражением горизонтального сжатия литосферных блоков. Из-за плотностной неоднородности литосферы происходило вращение нагружаемых блоков, в результате чего скорости сдвиговых перемещений изменялись вдоль разломов до полного затухания.

Ключевые слова: неотектоника, геодинамика, активные разломы, деформации, четвертичные поднятия, верхняя мантия, литосфера, Альпийско-Гималайский пояс

DOI: 10.31857/S0016853X21030097

### **ВВЕДЕНИЕ**

Активными называют разломы, подвижки по которым происходили в недавнем прошлом и потому могут ожидаться в ближайшем будущем [61]. Позднее по аналогии с активными разломами возникло понятие активной тектоники [21]. Интервал времени, в течение которого подвижки по разлому являются признаками его активности, оценивается по-разному. Большинство исследователей считают таким интервалом голоцен, т.е. последние 11 тыс. лет [23], или поздний плейстоцен и голоцен (позднечетвертичное время), т.е. последние 130 тыс. лет [57]. Авторы статьи признают активными разломы с признаками движений в позднем плейстоцене и голоцене.

Целью предлагаемой статьи является изложение результатов кинематического анализа активных разломов Центральной Азии, их сопоставле-

ние с четвертичным поднятием и строением верхней мантии региона и геодинамическая интерпретация. Активные разломы выбраны для изучения новейшей геодинамики по следующим причинам. Из-за хорошей сохранности параметры позднечетвертичных подвижек по активным разломам определяются с большей достоверностью и точностью, чем следы более ранних неотектонических смещений. Создаваемые по активным разломам кинематическая и геодинамическая модели являются мгновенными в геологическом масштабе времени. что освобожлает их от неопределенностей, связанных с наложением одних явлений на другие. Для большинства крупных активных разломов доказана унаследованность позднечетвертичных подвижек от смещений в течение более раннего плейстоцена, а нередко и плиоцена, что позволяет распространять кинематические и геодинамические особенного поздне-



Рис. 1. Карта крупных активных разломов Центральной Азии.

Обозначено: АТ – Афгано-Таджикская депрессия, БА – оз. Байкал, ГА – Гобийский Алтай, ГИ – Гиндукуш, ГО – Горный Алтай, ДД – хр. Джагды, ДЖ – Джунгарский Алатау, ЗА – Зайсанская впадина, КА – Каракорум, КЛ – Куньлунь, ЛО – оз. Лобнор, МА – Монгольский Алтай, ПА – Памир, СА – Саур, СТ – хр. Становой, ТА – хр. Таласский, ТУ – хр. Тукуринга, ХН – Хангайское нагорье, ХТ – Хан-Тенгри, ХЭ – Хэнтэйское нагорье, ЦА – Цайдам, ЦШ – Цилианшань, ЧВ – Чуйская впадина.

Обозначены (цифры) активные разломы, зоны разломов и грабенообразные впадины: 1 – Алтынтагский, 2 – Аннинг, 3 – Арнимакинг, 4 – Атугей-Нуямский-Майский, 5 – Ахирулинский, 6 – Байкало-Конкудерский, 7 – Байкало-Мондинская зона, 8 – Бенг-Ко, 9 – Бидж, 10 – Баргузинский, 11 – Верхнеангарская впадина, 12 – Верхнемуйская впадина, 13 – Главный Саянский, 14 – Гоби-Алтайская зона, 15 – Дарвазский, 16 – Дархатский, 17 – Джунгарский, 18 – Джяли, 19 – Джяринг-Ко, 20 – Западно-Джунгарский, 21 – Земухе, 22 – Инда-Цангпо зона, 23 – Иртышский, 24 – Кобдинский, 25 – Красной реки, 26 – Ксианшухе, 27 – Ксяоджянг, 28 – Куньлуньская вона, 29 – Куньлуньского перевала, 30 – Лепсинский, 31 – Лунмэньшань, 32 – Манрак-Саурский, 33 – Муйская впадина, 34 – Муйско-Чарская зона, 55 – Муяканская впадина, 36 – Ольхонский, 37 – Памиро-Каракорумский, 38 – Пограничный разлом Гималаев, 39 – Пограничный разлом гор Кангшан, 40 – Приморский, 41 – Сагаинг, 42 – Северо-Байкальский, 43 – Тайлузи, 44 – Таласо-Ферганский, 45 – Токкинская впадина, 46 – Тункинская зона, 47 – Фронтальный надвиг Гималаев, 48 – Хангайский, 49 – Хан-Хухийнский, 50 – Хубсугульский, 51 – Цаган-Шебетинский, 52 – Центральный надвиг Гималаев, 53 – Цэцэрлэгский, 54 – Чаманский, 55 – Чангма-Килианский, 56 – Чарская впадина, 57 – Эртайский, 58 – Ядонг-Гулу.

1 – сбросы; 2 – надвиги и взбросы; 3 – сдвиги

четвертичного разломообразования на всю плиоцен-четвертичную стадию неотектонического этапа.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Под Центральной Азией понимается обширный регион от Гималаев на юге до Алтае-Саянской горной системы на севере (рис. 1). С запада

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

горы Центральной Азии граничат с относительно низкогорными хребтами от Афганистана до западных предгорий Алтая, сочетающимися с кулисным рядом межгорных впадин от Афгано-Таджикской на юге до Чуйско-Курайской на севере. Восточная граница региона трассируется по восточным окончаниям Гималаев, Тибета, Гобийского Алтая и Хангайского нагорья.

Важнейшей и почти повсеместно проявленной особенностью Центральной Азии является ее тектоническое поднятие относительно соседних территорий. Эта особенность не выражена в субширотной тектонической зональности региона. Его северная часть занята палеозойскими тектоническими зонами, сочетающимися с блоками и микроплитами докембрия и распространяющимися на юг до Северного Памира и Куньлуня [11]. Южнее выделяются последовательно зоны раннего и позднего Мезотетиса и Неотетиса, нередко разделенные массивами с более древним фундаментом и чехлом, близким к платформенному по типу отложений [4]. Окончательное формирование этой тектонической зональности относится к эоцену, когда закрылся палеоокеан Неотетиса [22]. Выделенные тектонические зоны продолжаются на запад и восток за пределы Центральной Азии [17]. Закрытие Неотетиса сопровождалось значительным перемещением к северу Индийской платформы, вызвавшим деформацию и смещение к северу мезозойских и отчасти позднепалеозойских (палеотетических) тектонических зон. Древнейшие орогенные формации, перекрывающие сутуру Неотетиса и связанные с ней островодужные вулканиты и аккреционные линзы, датируются олигоценом. Появление олигоценовых орогенных формаций в более северных тектонических зонах Центральной Азии указывает на общую активизацию вертикальных движений. Таким образом, обособление Центральной Азии как региона, возвышающегося над его обрамлениями, является неотектоническим образованием.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Авторы использовали методы выявления и параметризации активных разломов, по [7, 14, 48, 63]. Важнейшими параметрами активного разлома, помимо его местоположения и геометрии, являются кинематический тип, наклон сместителя, амплитуды перемещений за определенные отрезки времени и, как следствие, их средняя скорость, а также режим движений (сейсмогенные подвижки, их повторяемость и вклад в общее смещение). Обоснование активности разлома и определение его параметров достигается сочетанием интерпретации дистанционных изображений и полевого изучения информативных участков зоны разлома. Главным признаком активности разлома является смещение вдоль него позднечетвертичных форм рельефа (прежде всего, эрозионной сети) и отложений, а также антропогенных объектов.

Данные проведенных исследований по активным разломам были систематизированы нами в "Базе данных активных разломов Евразии" [2], которая послужила основой для данного исследования. База данных содержит более 30000 объектов, из которых более 8000 расположены в Центральной Азии и на ее обрамлениях. Каждый объект снабжен координатной привязкой, достаточной, чтобы изобразить его без огрубления на картах масштаба 1 : 1000000, а также обосновывающими и оценочными атрибутами. К обосновывающим атрибутам относятся:

- название объекта;

- методы исследования;

данные по морфологии, кинематике и величинах смещений по разлому за различные отрезки времени, скоростях движений, возрасте последних проявлений активности, сейсмических и палеосейсмических образованиях, связанных с объектом;

– дополнительная информация об объекте;

источник информации.

Оценочные атрибуты представлены системой индексов, отражающих следующие характеристики:

- ведущая компонента движений по разлому;

 второстепенная компонента движений по разлому, если она существует;

- индикатор относительно поднятого крыла;

– три ранга скорости движений по разлому (V < 1 мм/год;  $1 \le V < 5$  мм/год;  $V \ge 5$  мм/год);

 четыре категории достоверности оценки объекта как активного.

С помощью индексов объекты можно сравнивать друг с другом и коррелировать с любой другой оцифрованной информацией.

Помимо визуального анализа активных разломов, входящих в базу данных, были рассчитаны компоненты тензора скорости деформаций максимального горизонтального удлинения и укорочения, а также скорости деформаций горизонтального сдвига, для чего использовалась методика расчета поля деформаций, проявленных в активных разломах, по оценочным атрибутам [3]. Основными этапами расчета являются разделение разлома на равные элементарные отрезки, выделение сбросовой/взбросовой и сдвиговой компонент горизонтальной скорости деформаций, умножение горизонтальной проекции скорости на длину элементарного отрезка и суммирование полученных значений внутри скользящего окна. Для исследуемого региона оптимальным значением длины элементарного отрезка является 5 км, а размера скользящего окна – 100 км. Расчет с меньшими значениями возможен, но результат будет избыточно детален как для визуального анализа, так и для сопоставления с геофизическими данными. Расчетные величины получены как скорости деформаций (мм/год) всех элементарных отрезков (км) разломов в ячейке растра (км<sup>2</sup>) и поэтому имеют размерность мм/год ×  $\times \text{ км/км}^2 = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{м}^2/\text{год}$  (или 1/год). Для поля



**Рис. 2.** Активные разломы и эпицентры сильных коровых землетрясений Центральной Азии глубиной до 50 км. *I* – сбросы; *2* – надвиги и взбросы; *3* – сдвиги; *4*–*6* – эпицентры землетрясений с магнитудами  $M_{\rm S}$ : *4* – 5.5–5.9; *5* – 6.0–6.9; *6* – 7.0–8.3 (по данным за 1911–2013 гг. [35])

укорочения—удлинения эта мера соответствует интуитивно понятному увеличению или уменьшению площади ячейки растра за счет накопленных подвижек по всем разломам в ее пределах. Для поля сдвигов полностью аналогичная характеристика не имеет общепринятого тектонофизического смысла и поэтому интерпретируется исключительно как количественная мера преобладания правых или левых сдвигов.

## КИНЕМАТИКА АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Повышенная современная тектоническая активность Центральной Азии выражена обилием активных разломов, многие из которых характеризуются высокими амплитудами и скоростями позднечетвертичных перемещений (см. рис. 1). На периферии Центральной Азии количество активных разломов и интенсивность движений по ним заметно сокращаются (кроме Байкальской рифтовой системы на северо-востоке региона). В зонах активных разломов, пересекающих границы Центральной Азии, за ее пределами средняя скорость перемещений резко падает. Это зафиксировано в зоне Таласо-Ферганского разлома на его северо-западном продолжении в хребте Каратау, в прибалхашских продолжениях зон Западно-Джунгарского, Лепсинского и Джунгарского разломов. На повышенную современную активность Центральной Азии указывает и распределение эпицентров сильных землетрясений (рис. 2).

В восточной и северо-восточной частях региона находится обширная область, где определяющими элементами активной тектоники являются субширотные левые сдвиги или разломы с доминирующей левосдвиговой составляющей смещений. В Тибете, Куньлуне и Цилианшане с юга на север выделены зоны разломов Ксианшухе, Арнимакинг (Ксидатан-Туосуоху-Маку) с ответвляющимся разломом Куньлуньского перевала, Тайлузи, Чангма-Килианский и Алтынтагский. В центральном сегменте разлома Ксианшухе,

63

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

круто наклоненном на северо-восток, скорость сдвига за поздний плейстоцен и голоцен уменьшается к юго-востоку от 15 до 2.5-3 мм/год, а скорость голоценового сдвига оценивается в 10-20 мм/год при соотношении сдвиговой и вертикальной компонент смещений 4/1 [34, 44]. В зоне разлома Арнимакинг средняя скорость позднечетвертичного сдвига варьирует от 1 до 10 мм/год, а по разлому Куньлуньского перевала зафиксирован левый сдвиг со скоростью ~1 мм/год и подчиненным сбросом юго-западного крыла [37]. Юговосточнее зоны Ксианшухе левые сдвиги Аннинг, Земухе и Ксяоджянг резко отгибаются к югу и становятся почти меридиональными. Скорость перемещений оценена суммированием сейсмических моментов в 2 мм/год по разлому Аннинг и до 9 мм/год по разлому Земухе и западной ветви разлома Ксяоджянг [34]. По той же ветви скорость позднеголоценового сдвига определена в 5-6 мм/год [25].

Крупнейший Алтынтагский (Алтунский) разлом протягивается на 2000 км вдоль северного фланга Куньлуня и Цайдама. Наиболее достоверными представляются оценки скорости голоценового сдвига 9-14 мм/год в центральной части разлома [33, 66], близкие к оценкам скорости сдвига около 9 мм/год. как современного по данным космической геодезии [37, 60], так и древнего за последние 50 млн лет [65]. От восточной части Алтынтагского разлома ответвляется на юговосток Чангма-Килианский разлом. В его северозападной части скорость голоценового сдвига не менее 3.6 мм/год, тогда как скорость взброса югозападного крыла меньше сдвиговой на порядок. Юго-восточнее скорости сдвига за разные интервалы голоцена варьируют от 4 до 6.5 мм/год, а скорость взбросовой составляющей перемещений уступает им на полпорядка [34]. На юго-востоке этот разлом кулисно подставляется с юга разломом Тайлузи (Северного фронта гор Кинлинг). Скорость четвертичного сдвига по нему оценивается в 1.3 мм/год при меньшей скорости поднятия южного крыла. На востоке описанные разломы торцом примыкают к зоне правых взбросо-сдвигов Лунмэньшань северо-восточного простирания [10].

Субширотные зоны левых сдвигов выявлены также в Монголии и на юге Сибири. Южная из них Гоби-Алтайская зона состоит из трех сегментов. По ее восточному 270-километровому Долиноозерскому сегменту, с которым связано Гоби-Алтайское землетрясение 1957 г., скорость сдвига составляет 6–7 мм/год за голоцен и 8–9 мм/год за голоцен и поздний плейстоцен при небольшом взбросе южного крыла [16]. По расположенному севернее Хангайскому разлому протяженностью более 500 км, к зоне которого приурочено сильнейшее землетрясение 1905 г., скорость сдвига определена в 10 мм/год за поздний голоцен (суммированием подвижек при сильных датированных землетрясениях) и 8 мм/год за весь голоцен [16]. С Хангайским разломом сопряжен Хан-Хухийнский правый взбросо-сдвиг (75 км) со скоростью перемещений 0.5-0.7 мм/год. Хангайский разлом оперяют с севера Ахирулинский и Цэцэрлэгский левые сбросо-сдвиги [8, 20]. Севернее находятся Байкало-Мондинская и примыкающая к ней Тункинская зоны разломов [8]. Скорость сдвига составляет 1.5-2 мм/год при сбросовой составляющей 0.3 мм/год по Байкало-Мондинскому разлому и может достигать 4.5 мм/год на широтных отрезках Тункинской зоны. К Байкало-Мондинскому разлому примыкают с юга Дархатский и Хубсугульский грабены растяжения. Скорости четвертичных перемещений по ним возрастают с юга на север от 0.4–1 до 1–2 мм/год. По самому северному в рассматриваемой системе разломов, Главному Саянскому, выявлен взброс с возможной левосдвиговой составляющей движений.

От Байкало-Мондинского разлома отходит на северо-восток Байкальская рифтовая зона. По результатам GPS измерений выявлено раздвигание зоны со скоростью 4 мм/год [31]. Вдоль ее северо-западного борта протягиваются крутые сбросы — Приморский, или Обручевский, Ольхонский, Северо-Байкальский и Байкало-Конкудерский [2]. Амплитуды вертикальных смещений по ним со среднего плейстоцена достигают 1 км. Сбросы юго-восточного побережья Байкала менее протяженны и часто дугообразно изогнуты. Для некоторых из них доказано листрическое строение. Крупные сбросы ограничивают с северо-запада Баргузинскую впадину.

От северо-восточного окончания Байкальского рифта протягивается на восток кулисный ряд грабенообразных впадин северо-восточного простирания – Верхнеангарская, Муяканская, Верхнемуйская, Муйская, Чарская и Токкинская. Строение впадин определяют продольные сбросы и левые сдвиго-сбросы, у которых сдвиговая компонента обычно меньше сбросовой [9, 19]. Вдоль оси кулисного ряда впадин простирается Муйско-Чарская зона разломов, у которой левослвиговая составляющая соизмерима со сбросовой. Кулисный ряд грабенов и Муйско-Чарская зона продолжаются на восток, в Становой хребет, протяженными субширотными разломами с доминирующей левосдвиговой составляющей смещений. Крупнейшим является Атугей-Нуямский-Майский левый сдвиг общей взбросо-левосдвиговой кинематики [5]. Южнее, в хребтах Тукуринга и Джагды, преобладают разломы взбросового типа.

Область доминирующих субширотных левых сдвигов Монголии сменяется к западу областью, где преобладают правые сдвиги и взбросо-сдвиги, а также взбросы и надвиги. Простирания правых сдвигов изменяются от север—северо-западного в Монгольском Алтае до запад—северо-западного и широтного в Сауре и Западном Тянь-Шане. Гоби-Алтайская и Хангайская зоны левых сдвигов Монголии торцом причленяются к правым сдвигам Монгольского Алтая, которые группируются в три главные зоны.

Прерывистая восточная зона образована разломами Цаган-Шибетинским, Дзун-Джиргалант, Умусин-Хайрхан-Нуру и Бидж. По разлому Бидж скорость голоценового сдвига составляет 2-2.5 мм/год, втрое превосходя вертикальную компоненту движений [16]. Разлом Бидж причленяется на юге к Кобдинскому разлому, главному в срединной зоне разломов Монгольского Алтая. По нему скорость сдвига со среднего плейстоцена и в течение голоцена достигает 4-5 мм/год [16]. В центральной и северной частях разлом наклонен под углами 60°-80° ЮЗ, и взбросовая компонента смещений многократно уступает сдвиговой. На севере, в Горном Алтае, разлом веером разделяется на несколько ветвей. Почти широтная западная ветвь сохраняет правосдвиговую компоненту смещений, но сопровождается надвигами того же простирания на северном борту Чуйской впадины. По разлому запад-северо-западного простирания на южном борту впадины произошел правый сдвиг на 2 м при Алтайском землетрясении 2003 г. [14]. С субмеридиональной Шаптальской ветвью Кобдинского разлома сопряжен грабен Телецкого озера. В западной зоне Монгольского Алтая ведущая роль принадлежит Эртайскому разлому, с которым связано Фуюнское землетрясение 1931 г. По голоценовым, позднечетвертичным и плиоцен-четвертичным смещениям скорость сдвига оценивается в интервале 4–18 мм/год, а геодезически измеренная современная скорость сдвига – 4–12 мм/год [34, 44. 511.

Среди активных правых сдвигов обрамлений Зайсанской впадины отметим Иртышский разлом со скоростью сдвига 0.3–0.5 мм/год [27] и зону взбросо-сдвигов Тарбагатая—Саура, дугой огибающую Зайсанскую впадину с юго-запада [18]. Восточный взбросо-сдвиг зоны, Манрак-Саурский, простирается широтно. Южнее выделяются Джунгарский и Западно-Джунгарский (Солдатсайский) правые сдвиги, у которых сдвиговая компонента смещений многократно преобладает над взбросовой. Скорость голоценового и позднечетветичного сдвига по Джунгарскому разлому — 3–5 мм/год [16].

Крупнейшим правым сдвигом Тянь-Шаня является Таласо-Ферганский разлом. Он протягивается на 900 км, из которых на протяжении 400 км пересекает горное сооружение Тянь-Шаня. Амплитуды и скорости движений невелики на северо-западе разлома в хребте Каратау. На гра-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

нице с Таласским хребтом Тянь-Шаня они резко возрастают. Суммарное смещение с конца раннего плейстоцена составляет 10-12 км [58]. Выявлены смещения среднеплейстоценовых ледниковых форм и отложений, но наиболее полные сведения об интенсивности движений получены на основе изучения позднеголоценовых смещений [30, 58]. Согласно им, скорости движений достигают 10-18 мм/год в северной части Тянь-Шаня на стыке Таласского и Чаткальского хребтов. Юго-восточнее скорости составляют 7-11 мм/год и на юго-востоке тяньшаньской части разлома снижаются до 5-8 мм/год, затем 4-4.5 мм/год. К югу от Тянь-Шаня разлом затухает и на востоке Памира кулисно подставляется с запада зоной Памиро-Каракорумского (Каракорумского) правого сдвига. На северо-западе, где его оперяют правые сдвиги Юго-Восточного Памира, скорость послеледникового сдвигового перемещения по Памиро-Каракорумскому разлому составляет 15-20 мм/год. Юго-восточнее она возрастает до 27-35 мм/год [42].

От юго-восточной части Памиро-Каракорумского сдвига протягивается на восток кулисный ряд правых сдвигов северо-западного простирания. Его образуют разломы Джяринг-Ко, Бенг-Ко, Джяли и Пограничный разлом гор Кангшан. Скорости голоценового сдвига по разломам ряда достигают 10-15 мм/год и, возможно, уменьшаются к востоку [24, 26, 44]. Южный Тибет (блок Лхаса) между сдвигами кулисного ряда и зоной активных нарушений, наследующих сутуру Инда-Цангпо, и в меньшей степени Транс-Гималаи к югу от сутуры нарушены сбросами и грабенами меридионального и север-северо-восточного простираний. Некоторые из них непосредственно сопряжены со сдвигами. Скорости вертикальных движений по отдельным разломам в крупнейшем грабене Ядонг-Гулу составляют 0.4–1.6 мм/год, возрастая с приближением к сдвигу Бенг-Ко до 5 мм/год [26]. Кулисный ряд сдвигов связывает Памиро-Каракорумский сдвиг с правым сдвигом Красной реки, который протягивается из Юньнаня во Вьетнам. По нему средняя скорость плиоцен-четвертичного сдвига оценивается величинами порядка 5 мм/год [50], а скорости позднечетвертичного сдвига за разные временные интервалы – от 2 до 8 мм/год [24]. По геодезическим данным скорость сдвига достигает 10-11 мм/год и на порядок превосходит вертикальную компоненту движений. Другим продолжением кулисного ряда является меридиональный правый сдвиг Сагаинг в тылу Бирманского сегмента Андамано-Индонезийской дуги [26].

Правые сдвиги Центральной Азии сочетаются с надвигами и взбросами. Крупнейшие надвиговые зоны, Фронтальная и Пограничная, протягиваются вдоль южного склона Гималаев. Скорость суммарного горизонтального укорочения на южном склоне оценивается в 15—18 мм/год [40]. Его дополняют перемещения по частично активизированному Центральному надвигу Гималаев со скоростью до 3 мм/год.

Продолжение развития надвигов в позднечетвертичное время, сопровожлаемое складчатыми деформациями, выявлено в молассовых отложениях южного склона Центрального и Восточного Тянь-Шаня [32, 34, 45, 64]. В Центральном Тянь-Шане выявлены смещения по крупным надвигам, простирающимся вдоль границ хребтов и межгорных впадин [1]. Скорости голоценовых перемещений по ним варьируют от 0.3 до 3 мм/год, и выраженное ими суммарное поперечное укорочение достигает 10 мм/год. Вместе с тем, кулисное расположение хребтов-антиклиналей позволяет предполагать наличие левосдвиговой компоненты движений вдоль горной системы Тянь-Шаня, подтверждаемое левыми смещениями по некоторым продольным разломам [2].

Позднечетвертичные надвиговые и взбросовые смещения обнаружены по разломам, простирающимся вдоль тектонических зон Каракорума, Восточного Гиндукуша и Памира, границ горных хребтов Западного Куньлуня, Западного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, южного борта Зайсанской впадины, некоторых хребтов Горного Алтая широтного и северо-западного простираний и субширотных хребтов Саян и Тывы [2].

Вдоль западной границы Центральной Азии протягивается система левых сдвигов и взбрососдвигов север—северо-восточного простирания. На севере ее представляет Дарвазский разлом Дарваз-Алайской зоны активных нарушений со скоростью голоценового сдвига 15—16 мм/год [16]. Близкие скорости сдвига определены по более южному разлому системы, Чаманскому [46, 53]. Чаманский разлом кулисно подставляется с юговостока зоной нарушений, по разломам которой (Инаятулла-Карез, Газабанд, Аундара) скорость позднечетвертичного сдвига близка к 8 мм/год [46, 53].

### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ

Деформации, выраженные подвижками по отдельным разломам, можно представить как непрерывное поле деформаций [3]. Рассчитанные в соответствии с этой методикой карты деформаций укорочения—удлинения (рис. 3) и сдвига (рис. 4) показывают распределение и интенсивность активных разломных деформаций. Обобщенные тектонофизические поля позволяют выявлять и анализировать закономерности, неразличимые в масштабе исследования отдельных разломов и их зон.

Чередование областей преобладающего укорочения и удлинения к северу и северо-востоку от Индийской плиты является наиболее яркой особенностью деформаций Центральной Азии. Несмотря на общее поднятие всей этой обширной территории и продолжающееся коллизионное взаимодействие Евразии и Индийской плиты, для региона не характерно общее сокращение. Наоборот, растяжение, проявленное второстепенной компонентой Памиро-Каракорумского сдвига, захватывает все Тибетское нагорье, формируя тем самым полосу, изолирующую надвиги Гималаев от деформаций севера Центральной Азии. Относительно непрерывное и однородное сокрашение прослеживается лишь на запалной границе исследуемого региона вдоль условной линии Памир-Тянь-Шань-Алтай.

Деформации сдвига, в отличие от относительно рассредоточенных деформаций укорочения-удлинения, сконцентрированы в крупнейших зонах разломов, которые и формируют общую картину деформаций. Наиболее интенсивные правосдвиговые деформации приурочены к узкой полосе от Таласо-Ферганского разлома на западе до разломов Красной реки и Сагаинг на востоке. Кроме этой полосы, крупные правые сдвиги развиты в Джунгарской зоне разломов и в Монгольском Алтае, то есть тяготеют к единственной в регионе непрерывной области сокращения Памир-Тянь-Шань-Алтай. Левосдвиговые деформации охватывают значительно большие территории от Тибета на юге до Восточного Саяна на севере и проявляются в зонах разломов преимущественно субширотного простирания. Единственным исключением из этого тренда является субмеридиональная система левосдвиговых разломов Аннинг-Земухе-Ксиаоджианг на юго-восточной периферии Центральной Азии.

### СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ПОДЛИТОСФЕРНОЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ НА РАЗНОГЛУБИННЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СРЕЗАХ

Для сопоставления строения верхней мантии с активными разломами земной коры построены восемь разноглубинных срезов скоростного строения мантии с интервалами через 45 км. Базой данных для их построения послужила объемная модель вариаций скоростей продольных (P) волн MIT-P08 [41]. Объемная модель представляет отклонения скоростей P-волн от среднего значения первого приближения (dVp), заданные в процентах. Срезы на глубинах 67, 158 и 293 км выбраны как наиболее информативные для характеристики строения верхней мантии.

Срез на глубине 67 км (рис. 5) проходит вдоль переходного слоя кора/мантия. На фоне средних и повышенных скоростей *P*-волн резко выделяет-



**Рис. 3.** Величины деформации максимального латерального удлинения и укорочения. Центральной Азии, 10<sup>-6</sup> 1/год (шкала оттенков серого).

Поле деформаций рассчитано скользящим окном размером 100 км (по данным [2]).

*I* – активные разломы; *2* – преобладающие направления удлинения; *3* – преобладающие направления укорочения; длина штрихов пропорциональна логарифму величины укорочения–удлинения внутри скользящего окна

ся регион с их существенно пониженными значениями. Он охватывает Тибет, северные и реже южные склоны Гималаев, Каракорум, Восточный Гиндукуш, Памир, Западный Куньлунь и район Кокшаала—Хан-Тенгри в Центральном Тянь-Шане, т.е. горные области средней высотой не менее 4.5 км с отдельными вершинами до 7—9 км, испытавшие интенсивное поднятие в позднем плиоцене и квартере.

По мантийным срезам на глубинах 158 и 293 км (рис. 6, рис. 7) мы выделили три области Цен-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021



**Рис. 4.** Величины интенсивности сдвиговых деформаций в горизонтальной плоскости, проявленные в сдвигах Центральной Азии, 10<sup>-6</sup> 1/год.

Поле деформаций рассчитано скользящим окном размером 100 км (по данным [2]). Показано (серый) преобладание: правых сдвигов (светлый), левых сдвигов (темный).

1-активные разломы

тральной Азии с разным строением верхней мантии: северо-восточную, центральную и юго-западную. Восточная часть региона — Центральный и Восточный Тибет, Гобийский Алтай и Хангайское нагорье — характеризуется пониженными значениями скоростей *P*-волн, отражающими разуплотнение мантии. Оно связано, в первую очередь, с воздействием двух внутримантийных плюмов, Тибетского и Хангайского. Тибетский плюм прослеживается от глубин 1600 км, а Хангайский плюм — от 1250 км [17]. Между Тибетским и Хангайским объемами разуплотненной мантии, на



Рис. 5. Схема строения верхней мантии и переходного слоя кора/мантия Центральной Азии на глубине 67 км ниже уровня моря.

Представлены отклонения скоростей продольных волн от стандартных для этой глубины значений по данным сейсмо-томографической модели MIT-P08 [47].

восточном продолжении Тарима, скорости *Р*-волн несколько повышаются, приближаясь к средним значениям. Западнее расположена центральная область с переменными, но, в целом, слабо пониженными значениями скоростей *Р*-волн. Она охватывает Западный Тибет, Тарим, Тянь-Шань, Монгольский Алтай и Восточный Саян. На юге и западе региона выделяется третья область, отличающаяся повышенными скоростями *Р*-волн в мантии. К ней относятся Гималаи, где скорости достигают наибольших значений, а также Каракорум, Памир, Джунгарский Алатау, большая часть Джунгарской впадины, Зайсанская впадина и ее окрестности, Казахский и Российский Алтай и Западный Саян.

На обрамлениях Центральной Азии скорости *Р*-волн наиболее понижены под Хэнтэйским нагорьем и его окрестностями. Они определяются воздействием Хэнтэйского внутримантийного плюма, который ответвляется от Хангайского

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

плюма на глубинах 750—800 км [17]. Пониженные значения скоростей отмечены также к югу от восточной оконечности Гималаев и Тибета, а слабо пониженные — в Забайкалье и на некоторых участках Туранской плиты. Остальные пограничные области характеризуются в разной степени повышенными значениями сейсмических скоростей.

# ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Распределение обстановок горизонтального сжатия и растяжения

Если особенности напряженно-деформированного состояния, при котором развивались элементы активной тектоники Центральной Азии, определялись только давлением Индийской плиты и передачей этого давления коллизионным взаимодействием пластин и блоков литосферы (модель [45, 52]), то в регионе могли быть доминирующими обстановки поперечного гори-



**Рис. 6.** Схема строения верхней мантии Центральной Азии на глубине 158 км ниже уровня моря. Представлены отклонения скоростей продольных волн от стандартных для этой глубины значений по данным сейсмо-томографической модели МІТ-Р08 [47].

зонтального сжатия, в общем случае ориентированного меридионально или на СВ–ЮЗ. При этом сжатие постепенно могло ослабевать с удалением от Индийской плиты, и надвиговые проявления сжатия сменялись структурными проявлениями транспрессии и затем транстенсии.

Выполненный нами анализ проявлений активной тектоники показал, что максимальные средние скорости позднечетвертичных движений по разломам характерны для юга региона и обрамлений Памиро-Пенджабского синтаксиса, выдвинутого на север. К северу скорости убывают, если рассматривать их применительно не к интенсивности движений по отдельным разломам с высокими скоростями движений. но к плотности таких разломов на единицу площади. Однако надвиги и связанные с ними деформации доминируют только в Гималаях. Севернее надвиги и взбросы совмещаются со сдвигами, при этом направления сдвиговых смещений превалируют. От Тибета до юга Сибири со сдвигами местами сопряжены сбросы и грабены растяжения. Таким

образом, изменение кинематического типа разломов не определяется исключительно (или преимущественно) расстоянием от индентора Индийской плиты.

Обстановки горизонтального укорочения, ориентированного примерно поперек горной системы, характерны для Гималаев и других обрамлений Индийской платформы. На западе Центральной Азии такие обстановки прослеживаются на север в Гиндукуш, Юго-Западный и Северный Памир, Афгано-Таджикскую депрессию, Западный и Центральный Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Горный и Монгольский Алтай (см. рис. 3). Общая скорость современного поперечного укорочения между Индией и Евразией оценивается величинами 36-40 мм/год [47]. Половина полученной скорости укорочения приходится на Гималаи [62]. В данных областях передача давления Индийской плиты на север может осуществляться коллизионным взаимодействием литосферных плит, микроплит и блоков, что соответствует модели [45, 52].



**Рис. 7.** Схема строения верхней мантии Центральной Азии на глубине 293 км ниже уровня моря. Представлены отклонения скоростей продольных волн от стандартных для этой глубины значений по данным сейсмо-томографической модели MIT-P08 [47].

К востоку от полосы Памир-Алтай, на большей части региона, поле деформаций (и, соответственно, поле напряжений) более разнообразно. В Восточном Памире, Западном и Центральном Тибете господствуют условия горизонтального vдлинения. В Северном Тибете, Шайламе и Шилианшане поле деформаций становится пятнистым при некотором господстве укорочения над удлинением. Относительно слабое по величине поперечное укорочение характерно для Восточного Тянь-Шаня и его обрамлений, Гобийского Алтая и Саян. В Хангайском нагорье доминирует горизонтальное удлинение (растяжение), продолжающееся в Байкальскую рифтовую зону. Чередование с юга на север условий сжатия и растяжения препятствует передаче давления Индийской платформы более северным тектоническим зонам региона.

Активные разломы, по данным о которых построено описанное поле деформаций и напряжений, нарушают земную кору и, прежде всего, ее верхнюю часть до глубин 20–25 км. Эти же глубины характеризуют механизмы очагов коровых землетрясений. Они показали близкую картину распределения обстановок сжатия и растяжения [12, 13], что подтверждает полученные нами результаты.

# Особенности сдвиговой тектоники Центральной Азии

Р. Фройнд [36] разделил сдвиги на трансформные и транскуррентные. Трансформные сдвиги отличаются выдержанностью простирания и амплитуды смещений и наличием компенсирующих структур сжатия или растяжения на окончаниях разлома. Простирания и смещения транскуррентных сдвигов вдоль разлома менее выдержаны и вырождаются к его окончаниям.

Мы предлагаем разделять сдвиги на следующие типы:

 – сдвиги перемещения (тип I) близки по характеристикам к трансформным сдвигам [36] и возникают при большом радиусе вращения крыльев разлома с центром, выходящим за пределы нарушаемой сдвигом тектонической зоны;

– сдвиги вращения (тип II) сходны по ряду показателей с транскуррентными сдвигами [36] и образуются при наличии вращательной компоненты в перемещении горных пород, причем центр вращения расположен близко к разлому;

 – сдвиги выжимания (тип III), возникающие при выдавливании залегающих между двумя зонами разломов горных пород в сторону меньшего горизонтального сжатия.

Исследование природных сдвигов показывает, что признаки указанных типов совмещаются и не всегда отражают происхождение сдвигового смещения.

В Центральной Азии выделяется протяженная система активных правых сдвигов, которая начинается на северо-западе Таласо-Ферганским разломом и надстраивается Памиро-Каракорумским сдвигом и южно-тибетским кулисным рядом правых сдвигов, продолжающимся на юго-восток разломом Красной реки и на юг разломом Сагаинг (см. рис. 1, см. рис. 4). В пользу отнесения разломов этой системы к сдвигам перемещения свидетельствует ее большая протяженность, выдержанность простираний (все разломы системы кроме сдвига Сагаинг ориентированы на СЗ-ЮВ) и правосдвигового типа смещений. Вместе с тем, Таласо-Ферганский разлом обнаруживает признаки сдвига вращения. Амплитуды и средние скорости перемещений изменяются вдоль его зоны. Постепенное падение скоростей сдвига на юге Центрального Тянь-Шаня согласуется с тем, что к разлому примыкают с востока субширотные надвиги со значительными скоростями движений, снимающие часть перемещения. Однако резкое падение скорости сдвига на северо-западе Центрального Тянь-Шаня трудно объяснить только причленением к разлому с юго-запада нескольких надвигов, поскольку скорости движения по ним сравнительно невелики. Исследование палеомагнетизма меловых и олигоцен-миоценовых отложений обрамлений Ферганской впадины обнаружило признаки вращения ферганского крыла Таласо-Ферганского разлома против часовой стрелки [28, 56], что могло значительно повысить скорость сдвига. Признаки вращения против часовой стрелки выявлены также в кайнозойских отложениях Чуйской впадины Алтая [55] и, менее надежно, Иссык-Кульской впадины [56].

Пара сил, возникающая в области кулисного подставления Таласо-Ферганского сдвига Памиро-Каракорумским сдвигом, реализуется, согласно палеомагнитным данным [29], вращением заключенного между разломами блока по часовой стрелке. Возрастание скорости сдвига по Памиро-Каракорумскому разлому к юго-востоку отчасти обусловлено тем, что на северо-западе, в Юго-Восточном Памире, часть смещения по разлому переходит к оперяющих правым сдвигам, сопряженным с субширотными надвигами Центрального и Северного Памира. Вместе с тем, изменение интенсивности сдвиговых перемещений вдоль Памиро-Каракорумского разлома связано с общей кинематикой Памиро-Пенджабского синтаксиса. На его западном фланге находится протяженная система левых сдвигов север-северо-восточного простирания, среди которых наиболее крупными являются Чаманский и Дарвазский разломы. На северо-востоке разломы Дарвазской зоны отгибаются к востоку, переходя в надвиги Северного Памира и Внешней зоны Памира. Памиро-Каракорумская и Чамано-Дарвазская системы сдвигов отражают перемещение горных масс синтаксиса в северных румбах. Скорости движения в Памиро-Каракорумской системе выше, чем в Чамано-Дарвазской, с чем, возможно, связаны вращение Северного Памира против часовой стрелки [29] и ориентировка оси наибольшего сжатия на северном фланге синтаксиса на ССЗ-ЮЮВ [15].

Давление, оказываемое Памиром на северную часть Афгано-Таджикской депрессии, стало причиной выжимания горных масс восточной части депрессии к западу, что проявилось в ее складчатой деформации и правом сдвиге на границе депрессии с Южным Тянь-Шанем. Возникающий при этом вращательный момент выразился во вращении палеомагнитных склонений отложений депрессии против часовой стрелки [39, 54].

Таким образом, многие из исследуемых разломов совмещают черты сдвигов разного типа, например, поступательного перемещения и вращения или вращения и выжимания.

Джунгарский правый сдвиг сопряжен на северо-западном окончании с Алакульской впадиной растяжения. На юго-востоке разлом отгибается к востоку, теряя сдвиговую компоненту смещений и становясь продольным относительно новейших складок основания Восточного Тянь-Шаня. Палеомагнитные исследования не обнаружили вращения в крыльях разлома и соседних блоках пород [55]. По этим признакам Джунгарский разлом может быть отнесен к сдвигам перемещения.

Левые сдвиги восточной части Центральной Азии имеют общее сходство по протяженности и близширотному простиранию, хотя угол отклонения некоторых сдвигов от широтного простирания доходит до 15° (см. рис. 1, см. рис. 4). Левые сдвиги Монголии примыкают своими западными окончаниями к правым сдвигам Монгольского Алтая и постепенно затухают на востоке. Крупнейшие левосдвиговые зоны Тибета, Алтынтагская и Куньлуньская, объединяющие разломы Хуя, Ксидатан, Туосуоху, Маку и Арнимакинг,
причленяются на западе к Памиро-Каракорумскому правому сдвигу. Алтынтагский левый сдвиг восток-северо-восточного простирания переходит на востоке в левый взбросо-сдвиг Чангма-Килиан юго-восточного простирания, сопряженный на юго-востоке со сбросами северо-восточного простирания. Более южные разломы левосдвиговой системы Тибета торцом причленяются к зоне взбросов и правых сдвигов Лунмэньшань северовосточного простирания. На крайнем юго-востоке Тибета левые сдвиги отгибаются на юг до меридионального направления и сопрягаются с правым сдвигом Красной реки. Это указывает на вращение блоков, разделенных левыми сдвигами, по часовой стрелке. Скорости перемещений по левым сдвигам Тибета переменны и уменьшаются на востоке.

Направления смещений по разломам левосдвиговой системы Тибета и расположенным южнее правым сдвигам указывают на выдавливание расположенных между ними горных масс к востоку. Отражением выдавливания на восток, более слабого и уменьшающегося в интенсивности к югу, являются многочисленные поперечные сбросы и грабены, нарушающие Южный Тибет и Транс-Гималаи.

# Влияние строения верхней мантии на активную тектонику земной коры

Значительное снижение скоростей продольных волн на глубине 67 км (низы коры и верхи литосферной мантии), отражающее резкое разуплотнение горных пород, выявлено под Тибетским плато и наиболее высокоподнятыми горными системами Гималаев, Каракорума, Восточного Гиндукуша, Памира, Западного Куньлуня и района Кокшаала—Хан-Тенгри в Тянь-Шане (см. рис. 5). Это дает основание полагать, что именно разуплотнение переходного коро-мантийного слоя стало главной причиной поднятия указанных сооружений. Источники разуплотнения в них различны.

Под воздействием потоков, распространяющихся от Эфиопско-Афарского суперплюма, произошло пододвигание деформационно утолщенной литосферы Индийской платформы под Гималаи и юго-западную часть Тибета [17]. Метаморфическое уплотнение пододвигавшихся пород сопровождалось их дегидратацией и выделением флюидов, приведших к преобразованию и разуплотнению низов коры и верхов мантии. Наибольшее поднятие, связанное с пододвиганием, испытала осевая часть Гималаев и их южные склоны, где переходный коро-мантийный слой, как правило, остался неразуплотненным. Это указывает на ведущее участие деформационного утолщения коры в поднятии. Пододвигание отразилось в смещениях по крупным активным надвигам.

Интенсивное поднятие других горных систем явилось интегральным эффектом деформационного утолщения земной коры, ее наращивания разуплотненными объемами высокометаморфизованных пород корового происхождения и замещения литосферы менее плотными породами астеносферы под воздействием подлитосферных потоков, но роль этих факторов в разных горных системах различна.

Поднятия в области Памиро-Пенджабского синтаксиса связаны с потоками, распространяющимися от Эфиопско-Афарского суперплюма [17]. В полосе от Памира до Алтая верхняя мантия характеризуется повышенными скоростями *P*-волн и повышенной плотностью, а подлитосферные потоки, перемещающие плиты и блоки литосферы, редуцированы (см. рис. 6, см. рис. 7). Это обусловливает передачу давления Индийской плиты на север коллизионным взаимодействием литосферных плит и блоков.

Источник разуплотнения в Тибете, как и в Хангайском нагорье – преобразование литосферы под воздействием внутримантийного плюма [17]. Разуплотненная мантия оказывает вертикальное давление на литосферу и приводит к деформациям и перемещениям земной коры и подъему поверхности. В центре региона от Центрального и Восточного Тянь-Шаня до Монгольского Алтая скорости сейсмических волн в верхней мантии в той или иной мере понижены, указывая на ее разуплотнение. Оно обеспечивается воздействием подлитосферных потоков как от Эфиопско-Афарского суперплюма, так и от местных внутримантийных плюмов [17].

Распределение сдвиговых деформаций разного типа связано со строением верхней мантии, представленным горизонтальными срезами на глубинах 158 и 293 км (см. рис. 6, см. рис. 7). Направления смещений по левым и правым сдвигам Тибета свидетельствуют о движении горных масс к востоку. На такое же перемещение, интенсивность которого возрастает к югу, указывают смещения по левым сдвигам Монголии. С возрастанием интенсивности движений к югу согласуются палеомагнитные данные о вращении меловых отложений против часовой стрелки на восточном фланге сдвиговой системы в районе г. Улан-Батора [49]. Ту же тенденцию движения коровых масс к востоку и возрастания скоростей движения в южной направлении отражают векторы скоростей современных движений Тибета и Монголии по данным GPS измерений [43, 59]. Вероятно, движение коровых масс связано с течением верхней мантии к востоку. Из-за повышенной прочности земной коры глубинное течение отражается в ней дискретными смещениями сдвигового типа. Их направления соответствуют траекториям глубинного течения.

В иной обстановке возникают активные правые сдвиговые и взбросо-сдвиговые смещения по разломам западной части Центральной Азии, где скорости сейсмических волн возрастают, указывая на неравномерно распределенное повышение плотности верхней мантии. При общем сжатии региона в близких к меридиональному направлениях и пространственных различиях плотности литосферы происходят вращения отдельных блоков [55]. В итоге, хрупкие деформации земной коры, определяемые генеральным полем напряжений, дополняются эффектами вращения, обусловливая изменчивость сдвиговых смещений и их соотношений с взбросо-надвиговой составляющей движений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По кинематике активных разломов Центральная Азия разделяется на северо-восточную область доминирования субширотных левых сдвигов и обширную область преобладания правых сдвигов и надвигов северо-западных и субширотных простираний на юге и западе региона.

Активную тектонику южной части региона определяет деформационное утолщение и пододвигание литосферы Индийской платформы под Гималаи и южную часть Тибета, что отражается в активных надвигах Гималаев и их южных предгорий. На юго-западе, перед Пенджабским выступом Индийской платформы, это динамическое воздействие отчасти определило образование Памиро-Пенджабского синтаксиса, ограниченного с востока Памиро-Каракорумским правым сдвигом северо-западного простирания, а с запада Чамано-Дарвазской зоной левых сдвигов север—северо-восточного простирания. Другим важным источником деформации стало боковое сжатие синтаксиса.

Кинематика активных разломов, нарушающих земную кору Центральной Азии, сопоставлена со строением верхней мантии, представленной на серии горизонтальных срезов. Срез на глубине 67 км ниже уровня моря характеризует строение пограничной зоны кора/мантия и верхов мантийной части литосферы. На нем обособляется область с резко пониженными скоростями *P*-волн и плотности пород, соответствующая высочайшим горным системам и высокогорному плато Тибета. Разуплотнение пород вблизи границы кора-мантия — важный и местами ведущий источник интенсивного плиоцен-четвертичного поднятия этих горных систем, продолжающегося по сей день.

Срезы на глубинах 158 и 293 км показывают неоднородность строения верхней мантии Центральной Азии. В ее восточной части мантийные скорости *P*-волн существенно понижены. Это обусловлено воздействием Тибетского и Хангайского внутримантийных плюмов, восходящих с глубин, соответственно, около 1600 и 1250 км. В разуплотненной верхней мантии Тибета деформации латерального удлинения превысили деформации латерального укорочения, т.е. горизонтальное растяжение стало больше горизонтального сжатия. В таких условиях литосфера не может передавать давление Индийской платформы более северным тектоническим зонам. В них новейшие деформации обусловлены другими механизмами.

Восходящие мантийные потоки плюмов привели к усилению поднятия Тибета и образованию Хангайского свода. Отходящие от плюмов латеральные верхнемантийные течения распространялись преимущественно на восток, причем к югу их интенсивность возрастала. В хрупкой земной коре эти течения проявились возникновением системы левых сдвигов, направления которых соответствуют траекториям течений в мантии.

На границе с уплотненной верхней мантией Южного Тибета и пододвинутой под нее литосферой Индийской платформы скорость указанных верхнемантийных течений резко снижается, что выразилось в образовании субширотного кулисного ряда правых сдвигов.

Активные надвиги, взбросы, правые сдвиги и взбросо-сдвиги западной и северо-западной части Центральной Азии – Гиндукуша, Каракорума, Памира, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Саура, Горного и Монгольского Алтая и Западного Саяна являются структурными проявлениями горизонтального сжатия в близких к меридиональному направлениях. Область данных разломов характеризуется неравномерным возрастанием мантийных скоростей Р-волн, т.е. плотности верхней мантии в северном и северо-западном направлениях. Плотностная неоднородность мантии стала причиной вращения нагружаемых литосферных блоков, в результате чего амплитуды и скорости сдвиговых перемещений по разломам резко изменялись вплоть до полного затухания сдвиговой компоненты.

Активная тектоника характеризует позднечетвертичную стадию тектонической эволюции Центральной Азии, унаследованность развития отражает тектонику всего четвертичного периода и части плиоцена.

*Благодарности.* При подготовке статьи В.Г. Трифонов выполнил сравнительный анализ активных разломов региона, Е.А. Зеленин рассчитал количественные характеристики деформаций. С.Ю. Соколов составил и интерпретировал сейсмотомографические данные для региона. Д.М. Бачманов обработал геопространственные данные по активным разломам и составил иллюстративные материалы. Авторы выражают благодарность рецензентам Л.П. Имаевой (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия) и Ю.Л. Ребецкому (ИФЗ РАН, г. Москва, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью.

**Финансирование**. Данные об активной тектонике северо-западной пограничной области Центральной Азии получены при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00441. Сведения о тектонической зональности региона и его обрамлений получены в рамках работ по бюджетной теме № АААА-А17-117030610107-3 Геологического института РАН. Общий анализ активной тектоники региона и ее соотношений со строением верхней мантии выполнены, и статья подготовлена за счет средств Российского научного фонда, проект № 17-17-01073-п.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С. и др. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1609.
- 2. База данных активных разломов Евразии. М.: ГИН РАН. URL: http://neotec.ginras.ru/database.html (Дата запроса: 12.10.2020).
- 3. Бачманов Д.М., Зеленин Е.А., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Использование базы данных активных разломов Евразии для решения тектонических задач // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 4. С. 971–993.
- Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС, 2012. 188 с. (Тр. ГИН РАН. 2012. Вып. 603).
- Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Маккей К. Динамика формирования разломно-блоковых структур восточного сегмента Байкало-Станового сейсмического пояса // Физика земли. 2009. № 11. С. 1–7.
- Карта сейсмотектоники Восточной Сибири. Масштаб 1:8000000. – Г.С. Гусев, И.И. Колодезников (ред.). – Нерюнгри: ТИ (филиал) СВФУ, 2015. 1 лист.
- Кожурин А.И. Активная геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса (по данным изучения активных разломов). – Дис. ... д. г.-м. н. – М.: ГИН РАН, 2013. 240 с.
- Лукина Н.В. Алтае-Саянская область новейшего торошения континентальной литосферы. Байкальская внутриконтинентальная рифтовая система. – В кн.: Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. – П.Н. Кропоткин (ред.). – М.: Наука, 1988. С. 276–326.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. С.И. Шерман (ред.). Новосибирск: ГЕО, 2009. 316 с.
- Лю Д. Геологическое строение и сейсмотектоника зоны разломов Лунмэньшань (Юго-Западный Китай). – Дис. ... к. г.-м. н. – М.: МГУ, 2018. 159 с.

- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- 12. Ребецкий Ю.Л. Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 437–466. https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0189
- 13. Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 1. С. 257–290. https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0127
- Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. – А.О. Глико (ред.). – М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.
- Соболева О.В. Леформации земной коры Таджикистана по данным о механизмах очагов землетрясений. – Дис. ... д. физ.-мат. н. – М.: ИЗФ АН СССР, 1988. 290 с.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. – М.: ГЕОС, 2002. 250 с.
- Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. и др. Неотектоника и глубинное строение Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31–59. https://doi.org/10.31857/S0016853X21030085
- 18. Трихунков Я.И., Буланов С.А., Бачманов Д.М. и др. Морфоструктура южной части Зайсанской впадины и ее горного обрамления // Геоморфология. 2020. № 2. С. 85–101.
- Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. – В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсов (ред.). – М.: Наука, 1985. 225 с.
- Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В., Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Рассказов С.В. Геология и сейсмичность зоны БАМ: неотектоника. – Н.А. Логачев (ред.). – Новосибирск: Наука, 1984. 208 с.
- 21. Active tectonics. (Washington, D.C.: Nat. Acad. Press, 1986), 266 p.
- Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.V. When and where did India and Asia collide? // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. B05423. P. 1–19.
- 23. *Allen C.R.* Geological criteria for evaluating seismicity // Bull. GSA. 1975. Vol. 86. № 8. P. 1041–1057.
- 24. Allen C.R., Gillespie A.R., Han Yuan, et al. Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard // Bul. GSA. 1984. Vol. 95. № 6. P. 686–700.
- 25. *Allen C.R., Luo Zhuoli, Qian Hong et al.* Field study of a highly active fault zone: The Xianshuihe fault of southwestern China // Bul. GSA. 1991. Vol. 103. № 9. P. 1178–1199.
- 26. Armijo R., Tapponnier P. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in Southern Tibet // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. № B3. P. 2787–2838.
- Baize S., Reicherter K., Avagyan A. et al. First assessment of recent tectonics and paleoearthquakes along the Irtysh fault (eastern Kazakhstan) // Geomorphology. 2019. Vol. 326. P. 90–106.

- Bazhenov M.L. Cretaceous paleomagnetism of the Fergana Basin and adjacent ranges, central Asia: tectonic implications // Tectonophysics. 1993. Vol. 221. P. 251– 267.
- Bazhenov M.L., Burtman V.S. Tectonics and paleomagnetism of structural arcs of the Pamir-Penjab syntaxis // J. Geodynamics. 1986. Vol. 5. P. 383–396.
- Burtman V.S., Skobelev S.F., Molnar P. Late Cenozoic slip on the Talas-Fergana fault, the Tien Shan, Central Asia // Bul. GSA. 1996. Vol. 108. P. 1004–1021.
- 31. Calais E., Vergnolle M., San'kov V. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal and Mongolia area (1994–2002): Implications for crustal kinematics of Asia // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. № B10. 2501. https://doi.org/10.1029/2002JB002373
- 32. Chen J., Burbank D.W., Scharer K.M. et al. Magnetochronology of the Upper Cenozoic strata in the South-Western Chinese Tien Shan: Rates of Pleistocene folding and thrusting // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 195. P. 113–130.
- 33. Cowgill E., Gold R.D., Xuanhua Ch. et al. Low Quaternary slip rate reconciles geodetic and geological rates along the Altyn Tagh fault, northwestern Tibet // Geology. 2009. Vol. 37. № 7. P. 647–650. https://doi.org/10.1130/G25623A.1
- Ding Guoyu. Active faults in China. In: A collection of papers of International Symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP). – Beijing: Seismol. Press, 1984. P. 225–242.
- Earthquake hazard program, National Earthquake Information Center: URL: https://earthquake.usgs.gov/ earthquakes/search/#data (Accessed April 20, 2021).
- 36. *Freund R*. Kinematics of transform and transcurrent faults // Tectonophysics. 1974. Vol. 21. P. 93–134.
- Jolivet R., Cattin R., Ghamot-Rooke N. et al. Thin-plate modeling of interseismic deformation and asymmetry across the Altyn Tagh fault zone // Geophys. Res. Lett. 2008. Vol. 35. L02309. https://doi.org/10.1020/2007GL021511
- https://doi.org/10.1029/2007GL031511
- Kidd W.S.F., Molnar P. Quaternary and active faulting observed on the 1985 Academia Sinica-Royal Society Geotraverse of Tibet // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1988. Vol. 327A. P. 337–363.
- Klootwijk C.T., Conaghan P.J., Nazirullah R., de Jong K.A. Further paleomagnetic data from Chitral (eastern Hindukush): evidence for an early India-Asia contact // Tectonophysics. 1994. Vol. 237. P. 1–25.
- Lavé J, Avouac J.-P. Active folding of fluvial terraces across the Sivaliks Hills, Himalayas of central Nepal // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. № B3. P. 5735–5770. https://doi.org/10.1029/1999JB00292
- Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. № 5. P. 1–21.
- Liu Q., Avouac P., Tapponnier P., Zhang Q. Field evidence for Holocene and active faulting in Western Qangtang. Intern. Union for Quaternary Res. 13<sup>th</sup> Intern. Congr. Abstr. Beijing, 1991. P. 210.
- 43. *Liu M., Yang Y., Shen Zh. et al.* Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics

and geodynamics // GSA Spec. Pap. 2007. Vol. 425. P. 299–318.

- 44. *Molnar P., Deng Qidong.* Faulting associated with large earthquakes and average rate of deformation in central and eastern Asia // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. № B7. P. 6203–6227.
- 45. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. Vol. I89. № 4201. P. 419–426.
- 46. Nakata T., Tsutsumi H., Khan Sh.H., Lawrence R.D. Active faults of Pakistan. – Hiroshima: Research Center for Regional Geography, Hiroshima Univ., 1991. 144 p.
- 47. *Pail J., Buzhmann R, Gair V.K. et al.* The motion and active deformation of India // Geophys. Res. Lett. 2001. Vol. 28. P. 647–650. https://doi.org/10.1029/2000GL011832
- Paleoseismology. Ed. by J.P. McCalpin, (Intern. Geophys. Series. Academic Press, 1996. 2<sup>nd</sup> edn. Vol. 95.), 613 p.
- 49. *Pruner P.* Paleomagnetism and paleogeography of Mongolia in the Cretaceous, Permian, and Carboniferous – Preliminary data // Tectonophysics. 1987. Vol. 139. P. 155–167.
- 50. *Replumaz A., Lacassin R., Tapponnier P., Leloup P.H.* Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River fault (Yunnan, China) // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. № B1. P. 819–836.
- Shi Jianbang, Feng Xianyue, Ge Shumo et al. The Fuyun earthquake fault zone in Xinjiang, China. – In: A collection of papers of International Symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP). – Beijing: Seismol. Press, 1984. P. 225–242.
- Tapponnier P., Molnar P. Slip-line theory and largescale continental tectonics // Nature. 1976. Vol. 264. № 5584. P. 319–324.
- Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 3425–3459.
- Thomas J.C., Chauvin A., Gapais D. et al. Paleomagnetic evidence for Cenozioc block rotation in the Tadjik depression (Central Asia) // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 15141–15160.
- 55. Thomas J.C., Lanza R., Kazansky A. et al. Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implication for central Asia // Tectonophysics. 2002. Vol. 351. P. 119–137.
- Thomas J.C., Perroud H., Cobbold P.R. et al. A paleomagnetic study of Tertuary formation of the Kirghiz Tien-Shan and its tectonic implications // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 9571–9589.
- 57. Trifonov V.G., Machette M.N. The World Map of Major Active Faults Project // Annali di Geofisica. 1993. Vol. 36. № 3–4. P. 225–236.
- 58. Trifonov V.G., Korzhenkov A.M., Omar Kh.M. Recent geodynamics of major strike-slip zones // Geodes. Geodynam. 2015. Vol. 6. № 5. P. 361–383. https://doi.org/10.1016/j.geog.2015.06.003
- 59. Vergnolle M., Calais E., Dong L. Dynamics of continental deformation in Asia // J. Geophys. Res. 2007.

Vol. 112. B11403.

https://doi.org/10.1029/2006JB004807

- 60. Wallace K., Yin G., Bulham R. Inescapable slow slip on the Altyn Tagh fault // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. L09613. https://doi.org/10.1029/2004G1019724
- 61. Wallace R.E. Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California. -In: Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System. - Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 11, 1968. P. 6–20.
- 62. Wang Q., Zhang P., Freymueller J.T. et al. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements // Science. 2001. Vol. 294. P. 574-577.

https://doi.org/10.1126/science.1063647

- 63. Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R. The Geology of earthquakes. - N.Y.-Oxford: Oxford Univ. Press, 1997. 568 p.
- 64. Yin A., Nie S., Craig P. et al. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan // Tectonics. 1998. Vol. 17. № 1. P. 1–27.
- 65. Yin A., Rumelhart P.E., Butler R. et al. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation // Bull. GSA. 2002. Vol. 114. P. 1257-1295.
- 66. Zhang P.Zh., Molnar P., Xu X. Late Quaternary and present-day rates of slip along the Altyn Tagh Fault. northern margin of the Tibetan Plateau // Tectonics. 2007. Vol. 26. TC5010. https://doi.org/10.1029TC002014

## Active Tectonics of Central Asia

V. G. Trifonov<sup>a</sup>, E. A. Zelenin<sup>a, \*</sup>, S. Yu. Sokolov<sup>a</sup>, D. M. Bachmanov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Geological Institute of RAS, bld. 7 Pyzhevsky lane, 119017 Moscow, Russia \*e-mail: egorzelenin@mail.ru

Central Asia exceeds neighboring territories by intensity of Quaternary uplifts and active faulting. The kinematics of active faults differ in the north-east of the region, from Middle Tibet to Eastern Sayan, and its southern and western parts including the Himalayas, the Pamir-Punjabi syntax and the region to the north up to the Mountainous and Mongolian Altai. The northeast is dominated by west-east trending sinistral strike-slip faults, while the south and west are dominated by north-west - south-east trending dextral strikeslip faults and overthrusts. The features of active tectonics are determined by the structure of the upper mantle studied at three horizontal sections. The highest mountain systems with sharply reduced values of P-wave velocities and lower rock density are distinguished in the section 67 km deep (crust/mantle boundary zone and upper lithospheric mantle). Dilatation became the main reason for the intensive rise of these mountain systems and partially of Tibet. The sections at depths of 158 and 293 km revealed heterogeneous structures of the upper mantle of Central Asia. In its eastern part, P-wave velocities were significantly reduced by the influence of Tibetan and Khangai intra-mantle plumes. Here, lateral extension exceeded lateral shortening, and the lithosphere could not transmit the pressure of the Indian platform to the northern tectonic zones. Dilatation of the upper mantle caused the rise of Tibet and Khangai Plateau. The plume-related flows in upper mantle caused left-lateral shifts along west-east trending faults. In the south and west of Central Asia, P-wave velocities increase as well as the upper mantle density. In the south, the lithosphere of the Indian platform thickens and underthrusts below the Himalayas and Southern Tibet. Active thrusts, dextral strike-slip faults and oblique-slip thrusts in the western and northwestern part of Central Asia express horizontal compression of lithospheric blocks. The density heterogeneity of the lithosphere result in rotation of the compressed blocks, so the shear decrease and even fade along the faults.

Keywords: neotectonics, geodynamics, active faults, deformations, Quaternary uplift, upper mantle, lithosphere, Alpine-Himalayan belt

УДК 550.34

# СВЯЗЬ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С АКТИВИЗАЦИЕЙ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (УЗБЕКИСТАН): ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

© 2021 г. И. У. Атабеков<sup>1,</sup> \*, Т. У. Артиков<sup>1</sup>, Р. С. Ибрагимов<sup>1</sup>, Т. Л. Ибрагимова<sup>1</sup>, М. А. Мирзаев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт сейсмологии им. Г. Мавлянова, Академия наук Республики Узбекистан, д. 3 ул. Зульфияханум, 100028 Ташкент, Узбекистан \*e-mail: atabekovi@mail.ru

Поступила в редакцию 05.10.2020 г. После доработки 11.04.2021 г. Принята к публикации 15.05.2021 г.

В статье приведены результаты анализа данных по сильным  $M \ge 5$  землетрясениям в Центральной Азии за период с 1901 г. по 2013 г. Мы использовали статистический метод для изучения влияния сильнейших землетрясений региона на возможность возникновения сейсмической активизации в определенной сейсмоактивной зоне территории Узбекистана. Применение метода позволило провести оценку статистической значимости различия между долей сильнейших землетрясений региона, попадающих в интервалы тревог исследуемой сейсмоактивной зоны, и долей общего времени тревог в этой зоне. Установлено, в какой из сейсмоактивных зон территории Узбекистана наиболее вероятно проявление сейсмической активизации в случае возникновения сильного землетрясения в Центрально-Азиатском регионе. Разработана математическая модель деформации литосферы Центральной Азии, боковые края которой подвергаются латеральному сжатию. Предлагаемая модель была использована нами для анализа изменений фоновых напряжений в земной коре Центральной Азии, вызванных сильными землетрясениями на территории, ограниченной географическими координатами с 36° по 46° с.ш. и с 56° по 76° в.д. Для установления фонового напряжения литосферы проведен численный эксперимент решением обратной задачи теории упругости. Последовательным выбором граничных напряжений, вариацией физических параметров упругости поэтапно сконструированы напряжения в земной коре, которые согласуются с их эмпирически известными значениями. Очаг землетрясения моделирован в рамках кинематической дислокации, с подразделением на типы: сосредоточенный диполь с моментом (тип I), сосредоточенный двойной диполь без момента (тип II) и сингулярный объем. Численные результаты модели показали, что вариации напряжений, вызванные возникновением сильного землетрясения, во многом определяются близостью ориентации направления подвижки в очаге сильного землетрясения и осей структур земной коры, на которые распространяется волновое возмущение. В областях, где значения напряжения в земной коре близки к критическим, возрастание напряжений может быть триггером возникновения сейсмической активизации.

*Ключевые слова:* Центральная Азия, глубинные разломы, численная модель, напряжение земной коры, механизм землетрясений, активизация сейсмичности, взаимосвязь периодов активизации **DOI:** 10.31857/S0016853X21030036

## введение

Возможность влияния сильных землетрясений на активизацию сейсмичности районов, расположенных на значительном удалении от очага произошедшего землетрясения, обсуждалась отечественными и зарубежными геологами. Исследователями зачастую высказываются диаметрально противоположные точки зрения от несомненно доказанных фактов уменьшения времени подготовки землетрясения, вызванного даже небольшими возмущениями [14, 26], до категорического отрицания такой возможности. Новый импульс был придан исследованиям в связи с землетрясением Ландерс магнитудой M == 7.3, произошедшим 28 июня 1992 г. в 4 ч 57 мин местного времени (эпицентр землетрясения был расположен рядом с г. Ландерс, шт. Калифорния, США), после которого в течение десяти часов на расстоянии до 1250 км от эпицентра регистрировались сейсмические события, их происхождение, предположительно, относилось триггерному эффекту землетрясения [27]. Было проведено ис-

следование инициирования глубокофокусными землетрясениями зоны Памир-Гиндукуш активизации сейсмичности на уровне землетрясений умеренной силы территории Кавказа и Центральной Азии [14]. Анализировались землетрясения с магнитудами M > 5, которые произошли в период с 1961 г. по 1985 г., по данным Бюллетеня Международного сейсмологического центра [29]. На основе обработки большого объема статистических данных предполагалось, что процесс подготовки землетрясения не ограничен областью накопления упругой энергии, и удаленные сильные землетрясения оказывают иногда решающее влияние на заключительной стадии развития очага. На основе статистического анализа сильных землетрясений, произошелших в период с 1901 по 2005 гг., установлено, что сейсмическая активизация на уровне землетрясений с магнитудой  $M \ge 5$ для некоторых сейсмоактивных зон территории Узбекистана проявляется практически синхронно (±1 год) с периодами возникновения сильных магнитудой *M* ≥ 7 землетрясений в Центрально-Азиатском регионе [23].

Вместе с тем, в работе [12] на основе статистического анализа землетрясений 1950—2005 гг. утверждается обратное — изменение поля напряжений, обусловленное нарушением структуры земной коры в очаговой области, возникает только вблизи эпицентральной области и возникшее поле напряжений очень быстро уменьшается с удалением от очага. Так, рассчитанные значения вариаций напряжений от очага землетрясения Ландерс, на расстоянии более 200 км становятся ниже, чем ежедневные вариации напряжений, вызванные лунно-солнечными приливами.

В разломных зонах, когда статическая нагрузка близка к пределу прочности, даже небольшие перемещения могут приводить к потере устойчивости. В работе [9] даны результаты экспериментов по инициированию межблоковых перемещений однократным динамическим воздействием. При отсутствии постоянной сдвигающей нагрузки прохождение колебаний не вызывает возникновения таких перемещений, но при наличии даже небольшого касательного усилия, отчетливо наблюдается процесс формирования относительных смещений блоков.

Механизм инициирующего действия землетрясения и как далеко распространяется вызванное им возмущение, является актуальным.

Целью данной работы является выявление статистически значимой связи между моментами сильных землетрясений Центральной Азии и периодами сейсмической активизации сейсмоактивных зон территории Узбекистана, и, основываясь на построенной математической модели процесса, оценить величину вариаций напряже-

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

ний, вызванных возникновением сильных землетрясений в пределах тектонических структур.

## Сейсмоактивные зоны Узбекистана и их связь с активными тектоническими структурами Центральной Азии

На основе сейсмических и сейсмотектонических данных на территории Узбекистана выделено девять сейсмоактивных зон, связанных с крупными тектоническими структурами и способных генерировать землетрясения с магнитудой  $M \ge 5$ [3, 8, 24] (рис. 1):

- Ташкентская (1);
- Южно-Ферганская (2);
- Восточно-Ферганская (3);
- Нурекатино-Ангренская (4);
- Северо-Ферганская (5);
- Южно-Узбекистанская (6);
- Амударьинская (7);

– Южно-Тянь-Шаньская (Газли-Каратагский фрагмент) (8);

- Северо-Тамдынская (9).

Все выделенные сейсмоактивные зоны территории Узбекистана расположены восточнее  $63^{\circ}$  восточной долготы. К западу от этого меридиана (район Приаралья) территория считается практически асейсмичной, хотя по историческим данным здесь также происходили сильные землетрясения, наиболее известным из которых является разрушительное землетрясение 1208 г. магнитудой M = 6.1 в окрестностях г. Ургенч [16].

Основные тектонические нарушения сейсмоактивных зон. Мы приводим описание сейсмоактивных зон территории Узбекистана, включающее название основных тектонических нарушений, с которыми они ассоциированы, перечислены сильнейшие землетрясения, произошедшие в их пределах с указанием средних периодов повторения сильных  $M \ge 5.0$  землетрясений по графикам повторяемости, построенным для каждой сейсмоактивной зоны.

Ташкентская зона. Ташкентская (1) сейсмоактивная зона протяженностью ~240 км и шириной 30-40 км вытянута с северо-востока на юго-запад. Сейсмические проявления в ее пределах определяются современной геодинамической активностью Каржантауского разлома в северо-восточной части и Ташкентской флексурно-разрывной зоны в юго-западной части [8]. Наиболее сильными из известных землетрясений в данной зоне считаются исторические землетрясения 1868 и 1886 годов, произошедшие на расстоянии ~30-40 км от г. Ташкент, а также Пскемское землетрясение 1937 г. ранне-инструментального периода [16], эпицентр которого располагался в отрогах Пскемского хребта. Магнитуда каждого из этих



Рис. 1. Сейсмоактивные зоны территории Узбекистана и эпицентры ощутимых и сильных землетрясений, произошедших от 1901 по 2013 г. (по данным регионального каталога ЕМСА [26]). *1* – сейсмоактивные зоны и фрагмент Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны (цифры в рамках): 1 – Ташкентская, 2 – Южно-Ферганская, 3 – Восточно-Ферганская, 4 – Нурекатино-Ангренская, 5 – Северо-Ферганская, 6 – Южно-Узбекистанская, 7 – Амударьинская, 8 – Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны, 9 – Северо-Тамдынская; *2* – активные разломы земной коры; *3–8* – эпицентры землетрясений (магнитуды):

 $3 - 4.30 \le M \le 4.79, 4 - 4.80 \le M \le 5.29, 5 - 5.30 \le M \le 5.79, 6 - 5.80 \le M \le 6.29, 7 - 6.30 \le M \le 6.79, 8 - 6.80 \le M \le 7.80$ 

событий была выше 6.5 и интенсивность сотрясений в эпицентре достигала I = 8 баллов по шкале MSK-64. За инструментальный период наблюдений в пределах этой зоны был также отмечен ряд сильных землетрясений:

- -Бурчмулинское 1959 г., M = 5.9;
- Ташкентское 1966 г., *M* = 5.3;
- Таваксайское 1977 г., *M* = 5.3;
- Назарбекские 1980 г., *M* = 5.1;
- Алтынтюбинское 1987 г., *M* = 5.1.

За последние десять лет в пределах сейсмоактивной зоны произошло три землетрясения с магнитудой M = 4.6-4.8 в 2008, 2010 и 2019 гг. Эпицентры этих трех сейсмических событий располагались вблизи г. Ташкент. Средний период повторяемости сильных землетрясений магнитудой  $M \ge 5.0$  в Ташкентской сейсмоактивной зоне составляет 12–15 лет [24].

*Южно-Ферганская зона*. Южно-Ферганская сейсмоактивная зона (2) в восточной части объединяет систему южно-ферганских разломов и южно-ферганскую флексурно-разрывную зону, в

западной части она охватывает область динамического влияния Бесапанского разлома [8]. На востоке эта зона протягивается в субширотном направлении по северным склонам Алайского и Туркестанского хребтов. Длина зоны ~700 км, ширина составляет 20–30 км. В пределах Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны произошло множество землетрясений магнитудой  $M \ge 6.0$ :

- Ура-Тюбинские землетрясения 1897 г.,
- Кырккольское 1907 г.,
- Хайдарканское 1977 г.,
- Исфара-Баткенское 1977 г.,
- Чимионское 1982 г.,
- Канское 2011 г.

Согласно графику повторяемости землетрясений, сейсмические события магнитудой  $M \ge 5.0$  здесь происходят каждые 2—3 года.

Восточно-Ферганская зона. Восточно-Ферганская сейсмоактивная зона (3) уверенно выделяется по эпицентрам сильных землетрясений и охватывает область динамического влияния Восточно-Ферганского разлома, который впервые выделен

А.И. Суворовым [20]. За пределами Узбекистана эта зона протягивается далее на северо-запад, отделяя Чаткальский мегаблок от Кураминского блока вдоль Кумбельской зоны разломов. Наиболее сильные землетрясения Восточно-Ферганской сейсмоактивной зоны [8, 24]:

— Андижанское землетрясение, произошедшее 16 декабря 1902 г., магнитудой M = 6.4;

— Куршабские землетрясения магнитудой M = 6.4 и M = 6.5, произошедшие 6 и 12 июля 1924 г.;

— Избаскентское землетрясение, произошедшее 19 мая 1992 г., магнитудой M = 5.9.

По макросейсмическим данным большая ось изосейст Андижанского землетрясения располагалась ортогонально к простиранию Восточно-Ферганской зоны и совпадала с простиранием Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны [8]. Период повторяемости землетрясений магнитудой более  $M \ge 5$  в Восточно-Ферганской сейсмоактивной зоне составляет 5–6 лет.

*Нурекатино-Ангренская зона*. Нурекатино-Ангренская зона (4) имеет протяженность ~300 км и простирается с северо-востока на юго-запад. Сейсмические проявления данной зоны обусловлены динамическим влиянием Нурекатинского разлома в западной части и Северо- и Южно-Ангренских разломов в южной своей части [8]. В пределах данной зоны известны землетрясения:

- Коштепинское землетрясение 1965 г., M = 5.5;

-Букинское 1967 г., M = 5.0;

- Пскентское 1970 г., M = 5.0.

Последняя активизация в данной зоне проявилась Туябугузским землетрясением 2013 г. магнитудой M = 5.6. Период повторяемости сильных землетрясений в данной зоне составляет 12 лет.

Северо-Ферганская зона. Северо-Ферганская сейсмоактивная зона (5) представляет собой область, охваченную активным линамическим влиянием Северо-Ферганского разлома и североферганской флексурно-разрывной зоны, а также оперяющих их разрывных нарушений более низкого ранга [8]. Длина зоны ~350 км, ширина 15-20 км. Зона характеризуется высокой сейсмической активностью. Как за исторический период времени, так и в период инструментальных наблюдений, здесь произошло множество землетрясений магнитудой  $M \ge 5.0$ , вызвавших на поверхности сотрясения с интенсивностью  $I \ge 7-$ 8 баллов. Наиболее известными из землетрясений данной зоны, которые произошли за последние 50 лет, являются следующие сейсмические события [8, 24]:

— Ленинабадское землетрясение 1972 г., M = 5.2;

- Папское землетрясение 1984 г., M = 5.5;

- Кайраккумское землетрясение 1985 г., M = 5.9;

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

– Шамолдысайское землетрясение 1088 г., M = 5.1;

– Избаскентское (Кочкоратинское) землетрясение 1992 г., M = 5.9;

— Уйчинское землетрясение 1995 г., M = 5.3.

Избаскентское землетрясение отнесено нами к выделенной группе несколько условно, т.к. оно произошло на незначительном удалении от рассматриваемой системы разломов и простирание изосейст этого землетрясения существенно отличалось от направления выделенной структуры. Сильные землетрясения в пределах данной зоны происходят каждые 2–3 года.

*Южно-Узбекистанская зона*. Южно-Узбекистанская сейсмоактивная зона юго-западного простирания выделена как по сильным, так и по умеренным землетрясениям. По сейсмотектоническим данным юго-западная часть Южно-Узбекистанской зоны соответствует простиранию Кызылдарьинской и Лянгар-Караильской систем разломов [8]. В северо-восточной части своего простирания она пересекает Южно-Тянь-Шаньскую и Южно-Ферганскую сейсмоактивные зоны, практически примыкая к Ташкентской сейсмоактивной зоне. Протяженность зоны ~400 км, ширина зоны составляет ~50 км.

Наиболее сильным из известных землетрясений этой зоны считается историческое Керкинское землетрясение 1175 г. магнитудой M = 7.1. Четыре землетрясения вблизи г. Ургут (M = 5.0-6.0) датируются 1490, 1799, 1817–18 и 1880 гг. По летописным данным, их макросейсмический эффект в эпицентре оценивается от 7 до 9 баллов. К югу от них в 1902, 1907 гг. произошли землетрясения, ощущавшиеся на поверхности интенсивностью сотрясений 6–7 баллов. Средний период повторяемости землетрясений магнитудой  $M \ge 5.0$  в данной зоне составляет 13–15 лет.

Амударьинская зона. Положение Амударьинской сейсмоактивной зоны (7) совпадает с восточным окончанием глубинного Амударьинского разлома, который прослеживается в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль р. Амударья через города Чарджоу, Фароб, Ургенч. Протяженность зоны на территории Узбекистана составляет ~350 км. За исторический период времени в пределах Амударьинской сейсмоактивной зоны происходили сильные ( $M \ge 6.0$ ) землетрясения. Они датируются 1175 и 1907 гг. Известны также инструментальные землетрясения умеренной силы (*M*≥4.5), произошедшие в 1959, 1977 и 1980 гг. Сейсмическая активность по слабым землетрясениям в зоне очень низкая, распределена по площади неравномерно и уменьшается с продвижением с востока на запад. Период повторяемости сильных ( $M \ge 5.0$ ) землетрясений в зоне составляет 25-30 лет.



**Рис. 2.** Взаимное расположение внешних и внутренних сейсмоактивных зон и эпицентры ощутимых и сильных землетрясений территории Центральной Азии с исторических времен по 2013 г. (по данным регионального каталога EMCA [26]).

1 – внутренние сейсмоактивные зоны и Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны: 1 – Ташкентская зона, 2 – Южно-Ферганская, 3 – Восточно-Ферганская, 4 – Нурекатино-Ангренская, 5 – Северо-Ферганская, 6 – Южно-Узбекистанская, 7 – Амударьинская, 8 – Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны, 9 – Северо-Тамдынская; 2 – внешние сейсмоактивные зоны: 1 – Гиндукуш, II – Памир, III – Таласо-Ферганская, IV – Северо-Тянь-Шаньская, V – Южно-Тянь-Шаньская, VI – Копетдаг; 3-11 – эпицентры землетрясений (магнитуды):  $3 - 3.2 \le M < 3.8, 4 - 3.8 \le M < 4.3, 5 - 4.3 \le M < 4.8, 6 - 4.8 \le M < 5.3, 7 - 5.3 \le M < 5.8, 8 - 5.8 \le M < 6.3,$  $9 - 6.3 \le M < 6.8, 10 - 6.8 \le M < 7.3, 11 - 7.3 \le M < 8.3$ 

Южно-Тянь-Шаньская зона (Газли-Каратагский фрагмент). Наибольшую сейсмическую опасность в Западном Узбекистане представляет Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны (8) протяженностью ~550 км и шириной 50-60 км, линейно связывающий очаги сильнейших ( $M \ge 7.0$ ) Каратагских землетрясений 1907 г. и Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. Сейсмическая активность в пределах этой зоны распределена крайне неравномерно. В пределах ее западного участка, кроме сильнейших платформенных Газлийских землетрясений, известны разрушительные исторические землетрясения в районе г. Бухара, где последняя сейсмическая активизация на уровне землетрясений магнитудой  $M \ge 5.0$  отмечалась в 2005 г. В восточной части, кроме сильнейших Каратагских землетрясений 1907 г., произошло Лянгарское землетрясение 1971 г., а также рой Камашинских землетрясений 1999-2003 гг. магнитудой *M* ≥ 5.0. Средний период повторяемости сильных землетрясений в пределах Газли-Каратагского фрагмента Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны составляет ~10 лет. По данным инструментальных наблюдений сейсмическая активность центральной части зоны на порядок ниже, чем западной и восточной части [24].

Северо-Тамдынская зона. Северо-Тамдынская (9) сейсмоактивная зона соответствует простиранию Северо-Тамдынской системы разломов [8]. Зона имеет протяженность ~400 км и вытянута в северо-восточном направлении. Наиболее сильным

из землетрясений, произошедших в пределах Северо-Тамдынской сейсмоактивной зоны, является Чиилийское землетрясение 1929 г. магнитудой M = 6.4. В 1969 г. в восточной части данной зоны произошел рой Кызылкумских землетрясений магнитудой M = 5-5.5. Сейсмическая активность по слабым землетрясениям в зоне очень низкая. Период повторяемости сильных землетрясений в данной зоне составляет 40–50 лет.

В качестве внешних сейсмоактивных зон, влияние которых на сейсмичность территории Узбекистана исследуется в данной работе, рассматривались следующие сейсмоактивные зоны и сейсмоактивный район Центральной Азии:

 – сейсмоактивная зона глубокофокусных землетрясений Гиндукуша;

- сейсмоактивная зона Памира;
- Таласо-Ферганская сейсмоактивная зона;
- Северо-Тянь-Шаньская сейсмоактивная зона;
- Южно-Тянь-Шаньская сейсмоактивная зона;
- сейсмоактивный район Копетдаг.

Приведена карта эпицентров сильных землетрясений территории Центральной Азии от исторических времен и до наших дней, где показано взаимное расположение внутренних и внешних по отношению к Узбекистану сейсмоактивных зон (рис. 2).

Наше исследование показало, что выявленные связи между возникновением сильного землетрясения в одной из внешних сейсмоактивных зон с активизацией сейсмичности в пределах внутренней сейсмоактивной зоны является актуальным и имеет очевидную практическую составляющую.

#### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

#### Параметризация геодинамического режима

При выполнении данной работы, наряду с данными Регионального каталога исторических и инструментальных землетрясений территории Узбекистана и прилегающих областей (Институт сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, Узбекистан [31]), мы использовали сейсмические данные по сильным землетрясениям всего Центрально-Азиатского региона от 1901 по 2013 гг. (каталог ЕМСА [28]) и каталога Казахстанского национального Центра данных (г. Алматы, Казахстан) [30].

В качестве основной характеристики для классификации землетрясений по величине (Региональный каталог [31]) используется энергетический класс землетрясений K. Переход от энергетического класса K ( $K = \lg E$ ), где E – выделившаяся в очаге энергия (Дж), к магнитуде  $M_s$ , к которой приведены все сейсмические события по каталогу ЕМСА, осуществлялся по зависимостям, приведенным в [13, 28].

Ограничение данных 2013 г. (включительно) имевшегося в распоряжении авторов каталога сильных землетрясений Центральной Азии, определило верхний временной срок, для которого проводились все построения [28]. Датой начала построений принят 1901 год, поскольку землетрясения с  $K \ge 13$  ( $M \ge 5.0$ ), начиная от этого периода являются представительными для территории Узбекистана.

Для каждой из исследуемых сейсмоактивных зон рассматривались временные изменения различных параметров сейсмического режима в годичном временном окне без перекрытия во времени. Анализировались следующие параметры [19]:

 суммарное число представительных землетрясений;

- сейсмическая активность;

 – угол наклона графика повторяемости в распределении числа землетрясений по энергетическим классам;

 величина высвобожденных условных деформаций (графики Беньоффа);

- сейсмическая энергия.

Из совокупности перечисленных параметров для оценки влияния активизации в одной из сейсмоактивных зон на активизацию в других зонах был выбран логарифм выделенной сейсмической энергии lg *E* как интегральный показатель сейсмических проявлений в пределах каждой сейсмоактивной зоны. Временные изменения сейсмической энергии каждой зоны характеризуются

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

колебательной структурой, т.к. простая корреляция временны́х рядов выделенной сейсмической энергии  $\lg E(t)$  для каждой пары сейсмоактивных зон малоэффективна. Нами приведено сопоставление временны́х изменений выделившейся сейсмической энергии в пределах Южно-Тянь-Шаньской и Южно-Ферганской сейсмоактивных зон (рис. 3). Коэффициент корреляции между этими временны́ми рядами, r = 0.07 и не является значимым, поэтому для каждой зоны были определены пороговые значения П выделенной сейсмической энергии, превышения которых могут интерпретироваться как проявление сейсмической активизации.

Выбор пороговых значений  $\Pi$  параметра lg *E* для каждой сейсмоактивной зоны сопряжен с двумя противоречивыми требованиями:

• Число землетрясений, с энергетическим уровнем выше выбранного порога П, не должно быть слишком большим, т.к. исследуются связи между наиболее сильными для каждой зоны сейсмическими событиями, энергетический уровень которых существенно превышает уровень фоновых землетрясений в данной зоне. Так, например, землетрясения K = 13 (M = 5) являются фоновыми для зоны Гиндукуша, где таких землетрясений происходит десятки в год, и то же землетрясение K = 13 (M = 5) является редким для Приташкентской сейсмоактивной зоны, где такие землетрясения, согласно графику повторяемости землетрясений различного энергетического уровня, происходят в среднем один раз в 10-12 лет (см. рис. 3).

• Малое количество землетрясений, с энергетическим уровнем выше выбранного порога, не позволяет делать статистически обоснованные выводы о наличии взаимосвязей между периодами активизации в различных сейсмоактивных зонах.

Для большинства сейсмоактивных зон территории Узбекистана величина порога П колеблется в пределах значений  $\Pi = \lg E = 13$ , т.е. возникновение землетрясений  $K \ge 13$  ( $M \ge 5$ ) может считаться проявлением сейсмической активизации зон. Для Северо-Тамдынской и Амударьинской сейсмоактивных зон, ввиду их более низкой сейсмической активности, в качестве порогового было принято значение  $\Pi = \lg E = 12$ .

Пороговые значения для внешних сейсмоактивных зон Центральной Азии оказались существенно различными. Для зоны Гиндукуша было принято значение порога  $\Pi = \lg E = 17$ . Однако даже при таком высоком уровне порога доля времени тревог (отношение суммарного времени тревог  $\tau$  к общему периоду наблюдений *T*) оказалась очень большой и ее значение составило  $\tau/T =$ = 0.478. Повышение порогового значения до величины  $\Pi = 18$  могло быть некорректным, т.к. за рассматриваемый интервал времени с 1901 по



**Рис. 3.** Временные изменения логарифма выделившейся сейсмической энергии и сопоставление функции тревог для Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны с моментами сильных землетрясений Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны.

1–3 – Южно-Тянь-Шаньская сейсмоактивная зона: 1 – логарифм выделившейся сейсмической энергии, 2 – пороговое значение (принимаемое за активизацию), 3 – моменты землетрясений с энергетическим классом K > 16; 4–6 – Южно-Ферганская сейсмоактивная зона: 4 – логарифм выделившейся сейсмической энергии, 5 – пороговое значение (принимаемое за активизацию), 6 – функция тревог

2013 гг., землетрясений K = 18 в данной зоне было не более двух. Для зоны Памира пороговым значением, при котором считалось, что эта зона активизирована, мы приняли значение  $\Pi = 16$ . Доля времени тревог в этом случае составила  $\tau/T =$ = 0.115. Снижение порогового значения для данной зоны до уровня  $\Pi = 15$  могло существенно увеличить долю времени тревог до значения  $\tau/T =$ = 0.51. Для сейсмоактивной зоны Северного-Тянь-Шаня, несмотря на то, что в ней происходили землетрясения M > 8, K > 18 (Кеминское землетрясение 1911 г.), мы были вынуждены ограничиться порогом  $\Pi = \lg E = 15$ , т.к. таких землетрясений  $K \ge 15$  в пределах этой зоны за исследуемый промежуток времени было всего девять и доля времени тревог для данной зоны составила  $\tau/T = 0.23$ . По тем же соображениям, несмотря на высокий энергетический потенциал Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны и возникновение в ней землетрясений магнитудой M = -8и K > 18 (Кашгарское землетрясение 1902 г.), мы

ограничились пороговым значением  $\Pi = 16$ , т.к. землетрясений с энергетическим классом  $K \ge 17$ в этой зоне за исследуемый промежуток времени было очень мало. Доля времени тревог для Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны составила значение  $\tau/T = 0.336$ . Для Таласо-Ферганской сейсмоактивной зоны, несмотря на то, что в ней также происходили землетрясения K > 18, M = 7.8 (Чаткальское землетрясение 1946 г.), значение порога было принято П = 15. Малое число землетрясений выше данного энергетического уровня n = 8 обусловило относительно небольшой период доли времени тревог  $\tau/T = 0.23$ . Для района Копетдага в качестве порога было взято значение  $\Pi = 16$ . Доля времени тревог при выборе такого порога составила  $\tau/T = 0.212$ .

Далее для каждой внутренней сейсмоактивной зоны рассматривались не сами временные ряды сейсмической энергии, а функция тревог, рассчитанная по формуле:

$$F(t) = \begin{cases} 1, \text{ если } \lg E(t) \text{ или } \lg E(t-1) \text{ или } \lg E(t+1) \ge \Pi \\ 0, \text{ если } \lg E(t) \text{ и } \lg E(t-1) \text{ и } \lg E(t+1) < \Pi, \end{cases}$$
(1)

где *t* — интервал времени, измеряемый в годах. Активной фазой в каждой сейсмоактивной зоне

считался трехгодичный период, включающий год возникновения сильного землетрясения, год до

него и год после него. Выбор такого интервала определялся нами, исходя из прогнозной целесо-образности выявляемых связей.

#### Проявления сейсмотектонической активизации

Проявление сейсмической активизации, как в сейсмоактивных зонах Узбекистана, так и во внешних сейсмоактивных зонах всего Центрально-Азиатского региона, является, прежде всего, следствием длительного накопления в структурах земной коры упругих напряжений в процессе деформирования блоков при тектонических движениях. Резкое нарастание внешних сил в направлениях, близких к ориентации главных осей напряжений, действующих в структурах земной коры, может выступать только триггером возникновения сильных землетрясений, если накоплен значительный запас упругой энергии. Поэтому последовательность возникновения землетрясений во внешних и внутренних зонах может быть самой различной, т.е. не всегда вслед за сильным землетрясением в регионе происходит череда более слабых толчков в пределах близкорасположенных сейсмоактивных зон. Очень часто отмечается противоположная картина, когда возникновению сильного ( $M \ge 7.0$ ) землетрясения предшествует активизация зон на уровне умеренных  $(M \ge 5.0)$  землетрясений на значительном удалении от эпицентра землетрясения. В мае 1992 г. в пределах Восточно-Ферганской сейсмоактивной зоны Узбекистана произошло Избаскентское землетрясение магнитудой M = 5.6. В августе 1992 г. в зоне сочленения Таласо-Ферганского разлома и Северо-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны произошло Суусамырское землетрясение магнитудой M = 7.3. Восточно-Ферганская и Таласо-Ферганская зоны имеют одинаковое северозападное простирание. Близость произошедших землетрясений во времени и в пространстве позволяет предположить, что они явились следствием единой причины, — это может быть рост тектонических напряжений в определенном направлении. Газлийскому землетрясению магнитудой M = 7.3, произошедшему 19 марта 1984 г., предшествовала серия сильных землетрясений магнитудой  $M \ge 5$  в пределах других сейсмоактивных зон:

– Галяаральские землетрясения M = 5.1 в пределах Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны (15 и 23 февраля 1984 г.);

— рой Папских землетрясений в Северо-Ферганской сейсмоактивной зоне магнитудой  $M \ge 5.0$ , наиболее сильное из которых произошло 17 февраля 1984 г. магнитудой M = 5.6.

Таким образом, последовательность возникновения землетрясений связана с соответствующей сейсмотектонической структурой.

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

#### Решение статистической задачи связи между моментами сильных землетрясений

Для установления связи между моментами сильных землетрясении каждой из внешних сейсмоактивных зон с периодами сейсмической активизации одной из внутренних зон территории Узбекистана временная функция тревог F(t) каждой из внутренних сейсмоактивных зон поочередно сопоставлялась с моментами сильных ( $K \ge \Pi$ ) землетрясений одной из внешних сейсмоактивных зон. Сравнивались два параметра:

m/n и  $\tau/T$ , где n — общее число сильных ( $K \ge \Pi$ ) землетрясений, произошедших за исследуемый период во внешней сейсмоактивной зоне;

*m* — число землетрясений этой внешней зоны, попадающих в интервалы тревог внутренней сейсмоактивной зоны.

Параметр m/n показывает долю землетрясений внешней сейсмоактивной зоны, реально попавших в интервалы тревог внутренней сейсмоактивной зоны, а параметр  $\tau/T$  (доля времени тревог во внутренней сейсмоактивной зоне) характеризует долю землетрясений при их случайном попадании в выделенные интервалы. Приведено сопоставление периодов сейсмической активизации внутренней Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны с сильными землетрясениями внешней Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны (см. рис. 3).

Оценка статистической значимости и информативности выявляемых связей проводилась по методике, описанной в [17]. В случае, если доля времени тревог превышала долю землетрясений, попавших в интервалы тревог ( $\tau/T > m/n$ ), считалось, что связь отсутствует. В случае, если доля числа землетрясений, попавших в интервалы тревог, превосходила долю времени тревог ( $m/n > \tau/T$ ), оценивалась статистическая значимость  $\Phi(\xi)$  различия этих чисел и степень информативности *q* выявленных связей по формуле [17]:

$$\xi = \frac{m/n - \tau/T}{\left[\frac{1}{n}\tau/T\left(1 - \tau/T\right)\right]^{1/2}},$$
(2)

где

$$q = \frac{1}{4} \ln \left[ \delta \frac{m/n(1-\tau/T)}{\tau/T(1-m/n)} \right],$$

где 
$$\delta = \frac{1-\mu}{1+1/n}, \ \mu = \frac{1-m/n}{1/2 + \sqrt{1/4} + m(1-m/n)}$$

При оценке статистической значимости связи моментов сильных землетрясений одной из сейсмоактивных зон с периодами активизации в других зонах рассматривались следующие три градации:

 $\Phi(\xi) < 0.8 -$ связь отсутствует;



Рис. 4. Сопоставление сильных землетрясений Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны с периодами сейсмической активизации основных сейсмоактивных зон территории Узбекистана.

Показано (цвет): зона исследования (синий), зоны наибольшего влияния  $\Phi(\xi) > 0.95$  (красный).

1 – внутренние сейсмоактивные зоны и Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны: 1 – Ташкентская зона, 2 – Южно-Ферганская, 3 – Восточно-Ферганская, 4 – Нурекатино-Ангренская, 5 – Северо-Ферганская, 6 – Южно-Узбекистанская, 7 – Амударьинская, 8 – Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны, 9 – Северо-Тамдынская; 2 – внешние сейсмоактивные зоны: І – Гиндукуш, ІІ – Памир, ІІІ – Таласо-Ферганская, IV – Северо-Тянь-Шаньская, V – Южно-Тянь-Шаньская, V – Копетдаг; 3 – Южно-Тянь-Шаньская зона, в пределах которой произошло сильное землетрясение

 $0.8 \le \Phi(\xi) \le 0.95 -$ связь недостаточно значимая;  $\Phi(\xi) \ge 0.95 -$ связь значимая.

Следуя [17], считалось, что связь при значении функционала:

q > 0.5 - информативна;

0.3 < q < 0.5 – весьма полезна;

0.1 < q < 0.3 — полезна;

q < 0.1 – неинформативна.

Приведено соотношение между долями землетрясений из различных внешних сейсмоактивных зон Центральной Азии, попавших в интервалы тревог внутренних сейсмоактивных зон территории Узбекистана (m/n), и долями времени тревог  $(\tau/T)$  этих внутренних сейсмоактивных зон, с указанием статистической значимости  $\Phi(\xi)$ различия чисел m/n и  $\tau/T$  (табл. 1). Показано влияние сейсмической активизации, возникшей в пределах Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны, на возможность возникновения сейсмической активизации в каждой из сейсмоактивных зон территории Узбекистана (рис. 4, см. табл. 1).

Схематически показано, в каких сейсмоактивных зонах территории Узбекистана наиболее вероятна сейсмическая активизация в случае, если произошло сильное землетрясение в одной из внешних сейсмоактивных зон (рис. 5). Также показаны связи с уровнем статистической значимости — высоким ( $\Phi(\xi) \ge 0.95$ ), низким — ( $0.8 \le \Phi(\xi) < < 0.95$ ) (см. рис. 5).

Активизация на уровне землетрясений выше 17-го энергетического класса в пределах Гиндукушской сейсмоактивной зоны существенно влияет на возможность возникновения сейсмической активизации в сейсмоактивных зонах Западного Узбекистана, причем для Северо-Тамдынской и Южно-Узбекистанской сейсмоактивных зон это – связь с высоким уровнем значимости, для Газли-Каратагского фрагмента Южно-Тянь-Шаньской зоны это – связь с меньшим уровнем значимости. Активизация в районе Копетдага влияет на возможность возникновения активизации в пределах Южно-Узбекистанской и Амударьинской сейсмоактивных зон.

Возникновение сильных землетрясений в пределах Таласо-Ферганской сейсмоактивной зоны максимально влияет на возможность активизации в Восточно-Ферганской и Южно-Узбекистанской сейсмоактивных зонах. Связь между активизацией в пределах Таласо-Ферганской сейсмоактивной зоны и сильными землетрясениями Северо-Тамдынской и Амударьинской сейсмоактивных зон характеризуется меньшим уровнем значимости.

Проявление сильных землетрясений в пределах Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зо-

Наименование зоны	Bocrc Ферга	очно- нская на	Южл Ферган зон	но- нская Га	CeBe Фергаі 30 <del>1</del>	гро- нская 1а	AHrpe 301	нская На	Ташкен зон	нтская Ia	Газл Карата фрагмент Тянь-Ши зон	ли- игский г Южно- аньской ты	Южн Узбекист зон	ю- анская а	Севе Тамдыі зон	ро- нская іа	Амуд инская	apb- 1 30Ha
	$\frac{1}{\pi/T}$	Φ(ξ)	$\frac{L/r}{\pi/m}$	Φ(ξ)	$\frac{m/n}{\tau/T}$	Φ(ξ)	$\frac{\pi/n}{\tau}$	Φ(ξ)	$\frac{\pi/n}{\pi}$	Φ(ξ)	$\frac{u/u}{\tau/T}$	Φ(ξ)	$\frac{t/\tau}{t/u}$	Φ(ξ)	$\frac{L/2}{u/m}$	Φ(ξ)	$\frac{L/L}{u/m}$	Φ(ξ)
Копетдаг	$\frac{0.25}{0.301}$	I	$\frac{0.5}{0.442}$	0.629	$\frac{0}{0.381}$	I	$\frac{0.125}{0.23}$	I	$\frac{0.125}{0.212}$	I	$\frac{0.25}{0.23}$	0.552	$\frac{0.5}{0.204}$	0.981	$\frac{0}{0.124}$	I	$\frac{0.375}{0.194}$	0.902
Северо-Тянь- Шаньская	$\frac{0.222}{0.301}$	I	$\frac{0.556}{0.442}$	0.752	$\frac{0.333}{0.381}$	I	$\frac{0.333}{0.23}$	0.77	$\frac{0.222}{0.212}$	0.779	$\frac{0.111}{0.23}$	I	$\frac{0.556}{0.204}$	0.996	$\frac{0.111}{0.124}$	I	$\frac{0.222}{0.194}$	0.583
Таласо- Ферганская	$\frac{0.556}{0.301}$	0.952	$\frac{0.444}{0.442}$	0.504	$\frac{0.556}{0.381}$	0.86	$\frac{0.222}{0.23}$	I	$\frac{0.222}{0.212}$	0.528	$\frac{0.333}{0.23}$	0.77	$\frac{0.444}{0.204}$	0.963	$\frac{0.222}{0.124}$	0.843	$\frac{0.333}{0.194}$	0.855
Южно-Тянь- Шаньская	$\frac{0.154}{0.301}$	I	$\frac{0.692}{0.442}$	0.965	$\frac{0.231}{0.381}$	I	$\frac{0.077}{0.23}$	I	$\frac{0.154}{0.212}$	I	$\frac{0.462}{0.23}$	0.976	$\frac{0.692}{0.204}$	666.0	$\frac{0.077}{0.124}$	I	$\frac{0.154}{0.194}$	I
Памир	$\frac{0.4}{0.301}$	0.684	$\frac{0.2}{0.442}$	l	$\frac{0.2}{0.381}$	I	$\frac{0.4}{0.23}$	0.816	$\frac{0}{0.212}$	I	$\frac{0}{0.23}$	I	$\frac{0.2}{0.204}$	I	$\frac{0}{0.124}$	I	$\frac{0.2}{0.194}$	0.512
Гиндукуш	$\frac{0.368}{0.301}$	0.739	$\frac{0.474}{0.442}$	0.61	$\frac{0.474}{0.381}$	0.797	$\frac{0.158}{0.23}$	I	$\frac{0.105}{0.212}$	I	$\frac{0.316}{0.23}$	0.843	$\frac{0.474}{0.204}$	966.0	$\frac{0.263}{0.124}$	0.967	$\frac{0.158}{0.194}$	I
Примечание. Инт ленные интерваль	ервалы 1, с указ;	тревог I анием с	в сейсмо: хтатистич	активнь еской з	ых зонах начимо	к террил сти Ф(č	тории Ус	збекиста иия чисе.	на ( <i>m/n</i> ), ⊐ <i>m/n</i> и τ,	, доля вр /Т.	емени тре	BOF $(\tau/T)$ II	ри случайі	ноп мон	адании за	емлетря	сений в	з выде-

Таблица 1. Соотношение между долей землетрясений из различных внешних сейсмоактивных зон Центральной Азии.



Рис. 5. Схема сейсмоактивных зон территории Узбекистана, где по статистическим данным наиболее вероятна сейсмическая активизация при возникновении сильных землетрясений в различных частях Центрально-Азиатского региона.

Показана связь с уровнем статистической значимости (цвет): высокий уровень –  $\Phi(\xi) \ge 0.95$  (красным), низкий уровень –  $0.8 \le \Phi(\xi) < 0.95$  (розовым).

1 – внутренние сейсмоактивные зоны и Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны: 1 – Ташкентская зона, 2 – Южно-Ферганская, 3 – Восточно-Ферганская, 4 – Нурекатино-Ангренская, 5 – Северо-Ферганская, 6 – Южно-Узбекистанская, 7 – Амударьинская, 8 – Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны, 9 – Северо-Тамдынская; 2 – внешние сейсмоактивные зоны: І – Гиндукуш, ІІ – Памир, ІІІ – Таласо-Ферганская, IV – Северо-Тянь-Шаньская, V – Южно-Тянь-Шаньская, V – Северо-Тянь-Шаньская, V – Южно-Тянь-Шаньская, VI – Копетдаг; 3 – связь с уровнем значимости Φ(ξ) ≥ 0.95; 4 – связь с уровнем значимости 0.8 ≤ Φ(ξ) < 0.95</p>

ны существенным образом может влиять на возможность возникновения активизации в пределах Южно-Ферганской, Южно-Узбекистанской и Газли-Каратагского фрагмента Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивных зон.

Сильнейшие землетрясения в Северо-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоне могут влиять на возможность возникновения землетрясений в пределах Южно-Узбекистанской зоны. Значимых связей между сильными землетрясениями Памира и периодами сейсмической активизации в сейсмоактивных зонах Узбекистана по полученным статистическим данным не выявлено.

Значения функционала q, выражающего информативность взаимосвязи между периодами сейсмической активизации в различных сейсмоактивных зонах, практически во всех случаях оказались невысокими ( $q \le 0.2$ ) — это подтверждает, что, хотя выявленные связи и важны для понимания природы взаимодействия различных сейсмотектонических структур, они не могут быть использованы как решающий фактор при прогнозе конкретных землетрясений.

## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

#### Математическая модель вариаций поля напряжений, вызванных сильными землетрясениями

С целью анализа изменения фоновых напряжений в земной коре Центральной Азии, вызванных происходящими сильными землетрясениями, была построена математическая модель напряжений земной коры. Очаг землетрясения моделировался следующим образом:

- сосредоточенный диполь с моментом (тип I);

 – сосредоточенный двойной диполь без момента (тип II);

- в виде сингулярного объема, по [18], (тип III).

Расчеты проводились в пределах участка, ограниченного координатами 36°00'-46°00' с.ш., 56°00'-76°00' в.д.

Земная кора ведет себя как упругое тело по отношению к кратковременно действующим силам, но в течение геологического времени она деформируется пластически и проявляет свойства текучести. Преобладающим числом исследовате-



**Рис. 6.** Литосферные блоки Центральной Азии (по данным [1], с изменениями и дополнениями). Обозначены (арабские цифры от 1 до 19) зонально однородные по физическим параметрам блоки земной коры, выделенные только для численного решения задачи; показаны (стрелки красным) направления движения Евразийской, Индийской и Аравийских плит; обозначена (Т-образный символ) условная неподвижность Евразийской плиты при численной реализации модели.

лей деформация земной коры Центральной Азии рассматривается как результат раздавливания коры Центрально-Азиатского пояса в поле латерального сжатия, порожденного коллизией Евразийской плиты с одной стороны и Индийской и Аравийской литосферных плит с другой. В качестве напряжений в земной коре, на фоне которых происходят землетрясения, были приняты статические напряжения земной коры. Предварительная задача сводилась к численному эксперименту отыскания таких напряжений призматического упругого тела, состоящего из зонально-однородных частей, которые соответствуют очертанию современного рельефа исследуемого региона [4] (рис. 6)

#### Решение

Рассмотрим задачу деформации тяжелого упругого тела, лежащего на жидком основании, боковые края которого подвергаются латеральному сжатию.

Тип I. Напряженное состояние такой среды, имеющей сосредоточенные моменты во внутренних точках (для задачи с ординарным диполем тип I), определяется следующими уравнениями равновесия сил и моментов:

$$\sigma_{ii,i} + F_i = 0, \tag{3}$$

$$\mu_{ij,j} + \varepsilon_{ijk}\sigma_{kj} + M_i = 0, \quad i, j = 1, 2, 3, \tag{4}$$

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

где  $\sigma_{ii}$ ,  $\mu_{ii}$  – компоненты силового и моментного тензора напряжений, индекс ј после запятой означает дифференцирование по декартовым координатам  $x_j$ ,  $F(0, 0, \rho g)$  — массовая сила,  $\varepsilon_{ijk}$  — тензор Леви-Чивита,  $M_i$  — составляющие удельного момента, имеющие размерность момента, деленного на объем. Основная сложность в применении моментной теории заключается в трудностях, возникающих при определении констант, связывающих обобщенные напряжения с кинематическими параметрами. Известно небольшое количество экспериментов, позволяющих идентифицировать шесть упругих констант Коссера для простейших материалов. Учитывая эту неопределенность, грубо можно вектор вращения выразить по-прежнему, как в безмоментной теории,  $\omega_k = \varepsilon_{ijk} u_{i,j}$ . Тогда  $\mu_{ij} = 0$  и формула (4) принимает следующий вид:

$$\varepsilon_{ijk}\sigma_{kj} = -M_i. \tag{5}$$

Формула (5) выражает асимметричность тензора напряжения. В случае одного очага землетрясения с координатами ( $x_{10}$ ,  $x_{20}$ ,  $x_{30}$ ), сосредоточенный момент выражается через дельта функцию:

$$M_i(x_1, x_2, x_3) = M_{i0}\delta(x_1 - x_{10})\delta(x_2 - x_{20})\delta(x_3 - x_{30}).$$
(6)

**Тип II.** При моделировании механизма землетрясения двойным диполем без момента (тип II) система (4) отпадает, а соответствующие функции  $F_i$  в системе (3) модифицируются согласно [2]. Применительно к случаю вертикальной подвижки эквивалентные объемные силы имеют следующие выражения:

$$f_{1}(x, y, z) = M_{0}\delta(x - x_{0})\delta'(y - y_{0})\delta(z - z_{0}),$$
  

$$f_{2}(x, y, z) = M_{0}\delta'(x - x_{0})\delta(y - y_{0})\delta(z - z_{0}),$$
 (7)  

$$f_{3}(x, y, z) = 0, \quad M_{0} = GuA,$$

где *G* – модуль сдвига, *u* – средняя подвижка, *A* – площадь разрыва.

Однако  $M_0$  в формуле (7) выражает сброшенное напряжение при землетрясении, поэтому можем привести уравнения равновесия для полного тензора напряжения, учитывая  $M_{ij} = (\Delta \sigma)_{ij}$ , в следующем виде:

$$(\sigma_{ii,i} - M_{ii,i}) + F_i = 0, \quad i, j = 1, 2, 3$$
 (8)

с граничными условиями на поверхности Земли  $x_3 = H(x_1, x_2)$  и на нижней границе литосферы  $x_3 = h((x_1, x_2))$ :

$$\sigma_{13}|_{H} = 0, \quad \sigma_{23}|_{H} = 0, \quad \sigma_{33}|_{H} = 0,$$
  
$$\sigma_{13}|_{h} = -k_{a}\rho g(h-H), \quad \sigma_{23}|_{h} = -k_{a}\rho g(h-H), \quad (9)$$
  
$$\sigma_{33}|_{h} = -\rho g(h-H).$$

Решение полных систем трехмерных уравнений (8) является непростой задачей. В работе [4] предложен способ упрощения этих систем с учетом специфики геодинамических задач с помощью усреднения по глубине по следующей формуле:

$$\overline{w}(x_1, x_2) = \frac{1}{(h-H)} \int_{H(x_1, x_2)}^{h(x_1, x_2)} w(x_1, x_2, x_3) dx_3.$$
(10)

Здесь черта указывает усреднение по  $x_3$ . В декартовых координатах ( $x_1$  – на север,  $x_2$  – на восток,  $x_3$  – вертикально вниз) после усреднения уравнение упругого равновесия (8) в конечном безразмерном (напряжения, объемный момент относительно модуля сдвига *G*, длины относительно h = = const) виде принимает следующий вид:

$$\Delta \overline{u} + \frac{1}{1 - 2\nu} \operatorname{graddiv} \overline{u} = \overline{F}, \qquad (11)$$

где *и*-вектор усредненных перемещений, вектор *F* имеет следующие составляющие:

$$F_{1} = -\frac{\overline{\partial M_{11}}}{\partial x_{1}} + \frac{\overline{\partial M_{12}}}{\partial x_{2}} + \frac{\overline{\partial M_{13}}}{\partial x_{3}} - \frac{1}{(h-H)} \frac{\partial H}{\partial x_{1}} \overline{\sigma_{11}} - \frac{1}{(h-H)} \frac{\partial H}{\partial x_{1}} \overline{\sigma_{12}} + \frac{1}{(1-2v)} \frac{\partial (u_{3}^{h} - u_{3}^{H})}{\partial x_{1}},$$

$$F_{2} = \frac{\overline{\partial M_{21}}}{\partial x_{1}} + \frac{\overline{\partial M_{22}}}{\partial x_{2}} + \frac{\overline{\partial M_{23}}}{\partial x_{3}} - \frac{1}{(h-H)} \frac{\partial H}{\partial x_{1}} \overline{\sigma_{12}} - \frac{1}{(h-H)} \frac{\partial H$$

 $-\frac{1}{(h-H)}\frac{\partial H}{\partial x_2}\overline{\sigma_{22}} + \frac{v}{(1+v)(1+2v)}\frac{\partial (u_3^n - u_3^n)}{\partial x_2}.$ 

При таком усреднении, если принимать источник очага землетрясения в виде (7), зависимость

от глубины нивелируется. Поэтому решения задачи для типов I и II не позволяют проанализировать поле напряжений, вызванное землетрясением, в зависимости от глубины источника. Для подобной ситуации источник можно выразить в виде концентрированного фокуса в небольшом сферическом объеме аналогично энергетической модели, рассмотренной в [18]. Безразмерная величина  $M_0$  выражается следующим образом:

$$M_{0} = \frac{\Delta \sigma}{G} \left( \frac{r_{0}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{3} (x_{i} - x_{i0})^{2}}} \right)^{n_{\text{eff}}}.$$
 (13)

Здесь  $r_0$  — относительный радиус референтной сферы,  $n_{\rm eff}$  — коэффициент расхождения,  $\Delta \sigma$  — сброшенное напряжение.

В географической системе координат  $M_{ij}$  в формуле (8) выражается через параметры плоскости разрушения (угол простирания  $\phi$ , наклона  $\lambda$ , падения  $\delta$ ) следующим образом [2]:

$$M_{11} = -M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin2\varphi + \sin2\delta\sin\lambda\sin^2\varphi),$$
  

$$M_{12} = M_0(\sin\delta\cos\lambda\cos2\varphi + \frac{1}{2}) + \frac{1}{2}\sin2\delta\sin\lambda\sin2\varphi = M_{21},$$
  

$$M_{13} = -M_0(\cos\delta\cos\lambda\cos\varphi + \frac{1}{2}) + \frac{1}{2}\cos^2\varphi + \frac{1}{2} + \frac{$$

$$\begin{split} M_{22} &= M_0(\cos\delta\cos\lambda\sin2\varphi - \sin2\delta\sin\lambda\cos^2\varphi),\\ M_{23} &= -M_0(\cos\delta\cos\lambda\sin\varphi - \cos2\delta\sin\lambda\cos\varphi) = M_{32},\\ M_{33} &= M_0\sin2\delta\sin\lambda. \end{split}$$

В предположении известного блокового строения литосферы рассматриваемого региона (см. рис. 6), решение системы уравнений (11)–(12) проводилось методом граничных интегральных уравнений [5] и описано в работах [4, 25], в которых также обсуждены методы регуляризации соответствующих алгебраических уравнений, полученных при дискретизации, и другие вопросы, касающиеся особенностей метода.

Между максимальными касательными напряжениями  $\sigma_{max}$  и нтенсивностью касательных напряжения  $\sigma_{int}$  имеется следующее соотношение [9]:

$$\sigma_{\text{int}} = \frac{1}{3} \sqrt{(\sigma_{xx} - \sigma_{yy})^2 + \sigma_{xx}^2 + \sigma_{yy}^2 + 6\sigma_{xy}^2)}, \quad (15)$$
$$\sigma_{\text{max}} = \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_2).$$

Здесь  $\sigma_1$  — главное наибольшее, и  $\sigma_2$  — главное наименьшее напряжения. Учитывая это соотношение, мы проанализировали вариацию напряжений по интенсивности касательных напряжений, которая является инвариантом тензора напряжений.



Рис. 7. Рельеф Центральной Азии(по данным [6]).



**Рис. 8.** Интенсивность касательных напряжений (10<sup>2</sup> МПа) на глубине 20 км, рассчитанная по формулам (11)–(15).

В работе [4, 25] расчет фоновых напряжений проводился на основе численных экспериментов решением обратной задачи теории упругости. В качестве  $H(x_1, x_2)$  в формуле (11) использован рельеф, построенный по геологическим картам Средней Азии и Казахстана (рис. 7). Предварительной легендой напряжений во внутренней области  $\overline{\sigma_{ij}}$ , в формуле (11) служили результаты, полученные из решения плоской задачи упругости. Выбором упругих параметров и последовательным изменением граничных значений напряжений, большей частью интуитивно, сконструированы напряжения, которые дают напряжения в земной коре, удовлетворительно согласовывающиеся с известными их значениями, рассчитанными геофизическими методами [7, 15].

Изолинии интенсивности касательных напряжений в земной коре на глубине 20 км, соответствующие решению этой задачи, приведены в [25] (рис. 8).

91



**Рис. 9.** Изменение интенсивности касательных напряжений после землетрясения в Ташкенте 1966 г. (h = 8 км), рассчитанное по формулам (11)–(15). Соотношение фоновых значений, %.

При конкретных значениях  $M_0$ , полученные напряжения для моделей очага типов I и II практически совпадают, за исключением небольшой области вблизи очага. Вне большой окрестности очага, напряжения для модели типа II приблизительно в два раза превышают соответствующие их значения для типа I. Это вполне согласуется с выводами работы [10], где проанализированы перемещения однородной сферы для случаев механизма очага I и II типов.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ результатов решения модельной задачи показал, что вариации напряжений в пределах исследуемой территории существенно зависят от параметров плоскости разрыва: от простирания  $\varphi$ , наклона  $\lambda$  и падения  $\delta$ . Максимальные изменения напряжения наблюдаются при взбросе, когда плоскость разлома расположена вертикально, с вектором простирания, направленным вверх ( $\delta = \lambda = \pi/2$ ). Неглубокий очаг вызывает заметные изменения напряжений только вблизи эпицентра и, при тех же значениях остальных параметров землетрясения, возмущения напряжений от глубокого источника распространяются много дальше.

Вариации напряжений рассчитывались во внутренних точках как разница напряжений до и после землетрясения по формуле Кулона  $\Delta \sigma_f = \Delta \sigma_{\tau} - k \Delta \sigma_n$ , где индексы *n*,  $\tau$  указывают на нормальную и касательную составляющие, *k* – коэффициент трения. На рисунках изолиний, приводимых ниже, местоположение очага выделяется красным кружком. Поскольку сопоставляемые фоновые напряжения оценивались на глубинах

20 км, все относительные изменения напряжений тоже даются для этих глубин. Исключение составляет Ташкентское землетрясение 1966 г. (42°20' с.ш.; 69°20' в.д., M = 5.2, h = 8 км), где  $\Delta \sigma_f$ (рис. 9) приводится для h = 8 км с целью сравнения с данными других авторов. При изменении kв интервале 0.1–0.5 изолинии остаются почти неизменными. Максимальное значение  $\Delta \sigma_f = 4.5$  МПа при k = 0.1-0.3 находится непосредственно вблизи гипоцентра и в дальнейшем при изменении kдо 0.5 растет до  $\Delta \sigma_f = 7.0$  МПа. Полученные значения  $\Delta \sigma_f$  согласуются со значением  $\Delta \sigma_f = 6.0$  МПа, полученным в работе [21], и  $\Delta \sigma_f = 5.5$  МПа, полученным в работе [22] для Ташкентского землетрясения 1966 г.

Сдвиговое землетрясение вызывает заметные изменения напряжений вдоль направления разломной плоскости, в то время как в перпендикулярном направлении изменение напряжений на порядок меньше. Показаны изолинии относительных изменений напряжений в земной коре Центральной Азии при землетрясениях в районе Памира и Гиндукуша (36°20' с.ш.; 73°00' в.д., M = 7-7.5, h = 40 км) с различными параметрами плоскости разрыва ( $\delta$ ,  $\lambda$ ,  $\phi$ ) (рис. 10, а, б, в).

По вариациям интенсивности касательных напряжений можно отметить (см. рис. 10, а—в), что землетрясения в Гиндукуше с плоскостью разрыва, ориентированной к северу, сильно влияют на изменения напряженного состояния земной коры Ферганской впадины и на северо-западе Узбекистана в районе Северо-Тамдынской зоны. В случае, когда плоскость разрыва направлена вдоль параллели, вариация напряжений на севере заметно ослабляется (см. рис. 10, б, в).



**Рис. 10.** Изменение интенсивности касательных напряжений землетрясения с очагом в Гиндукуше по результатам численного решения, рассчитанное по формулам (11)–(15). Соотношение фоновых значений. %.

(a)  $-\delta = 90^{\circ}, \lambda = 90^{\circ}, \varphi = 0^{\circ}; (\delta) - \delta = 30^{\circ}, \lambda = 45^{\circ}, \varphi = 0^{\circ}; (B) - \delta = 90^{\circ}, \lambda = 0^{\circ}, \varphi = 0^{\circ}.$ 



**Рис. 11.** Изменение интенсивности касательных напряжений после: (a) – Газлийского землетрясения ( $\delta = 45^{\circ}$ ,  $\lambda = 90^{\circ}$ ,  $\varphi = 45^{\circ}$ ); (б) – Сусамырского землетрясения ( $\delta = 45^{\circ}$ ,  $\lambda = 90^{\circ}$ ,  $\varphi = 45^{\circ}$ ), рассчитанное по формулам (11)–(15). Соотношение фоновых значений, %.

Землетрясение 17 мая 1976 г. (40°28' с.ш.;  $63^{\circ}38'$  в.д., M = 7.3h = 30 км) в районе Газли, полностью уничтожившее близлежащий поселок, находящийся в 40 км от очага, достаточно интенсивно ощущалось в Ташкенте, находящемся на расстоянии более 500 км от эпицентра. Надо отметить, что используемый численный метод содержит сингулярные ядра, и результаты решения задач, особенно на границах между блоками, где задавались условия скольжения, слишком чувствительны к небольшим вычислительным погрешностям (рис. 11, а). Чрезмерное большое изменение в процентном отношение фонового напряжения в данном примере объясняется тем, что очаг землетрясения Газли, как сингулярная точка лежит на границе условных блоков № 1 и № 19 (см. рис. 11, а).

Сусамырское землетрясение 1992 г. (42°07' с.ш.; 73°63' в.д., h = 25 км, M = 7.4), произошедшее во внешней по отношению к территории Узбекистана Таласо-Ферганской зоне, очень сильно повлияло на изменение напряжений во всех зонах Ферганской долины (см. рис. 11, б).

Сопоставляя относительные изменения фоновых напряжений, в результате возникающих землетрясений можно сказать, что вариации напряжений в ближней к очагу зоне могут быть меньше, чем на значительном удалении от нее, когда это связано с различием самих фоновых напряжений вблизи очаговой области и на периферии.

Таким образом, результаты численного моделирования изменения напряжений в земной коре, вызванных возникновением сильных зем-

летрясений в Центрально-Азиатском регионе, согласуются с экспериментальные данными о наличии взаимосвязи между периодами сейсмической активизации в различных сейсмоактивных зонах.

#### выводы

По результатам проведенного исследования мы пришли к следующим выводам.

1. Рассмотрен и предложен к использованию статистический метод исследования взаимосвязи между моментами сильных землетрясений Центральной Азии и периодами сейсмической активизации сейсмоактивных зон территории Узбекистана.

2. На основе статистического метода установлены сейсмоактивные зоны на территории Узбекистана, где наиболее вероятно проявление сейсмической активизации в случае возникновения сильного землетрясения в различных частях Центрально-Азиатского региона.

3. Предложена численная модель механизма очага землетрясения в приближении кинематической дислокации в виде сосредоточенного диполя с моментом (тип I) и сосредоточенного двойного диполя без момента (тип II), а также в виде сингулярного объема (тип III).

4. В рамках разработанной численной модели проведен анализ влияния сильного землетрясения в Центральной Азии на активизацию сейсмичности в сейсмоактивных зонах Узбекистана и сопоставление с результатами статистического метода.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность рецензентам Л.П. Имаевой (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия) и В. Заалишвили (Геофизический институт — филиал ВНЦ РАН, Северо-Осетинский государственный университет им. К.Л. Хетагурова, г. Владикавказ, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Министерства инновационного развития Республики Узбекистан (гранты № 8-007, № 20170918111).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Абидов А.А.* Современные основы прогноза и поисков нефти и газа. Ташкент: Фан, 2012. 814 с.
- Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М.: Мир, 1983. Т. 1. 520 с.
- 3. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Синоптический долгосрочный прогноз мест ожидаемой сейсмической активизации на территории Узбекистана // Геориск. 2017. № 2. С. 20–28.

- 4. Атабеков И.У. Напряжения земной коры Центральной Азии // Проблемы вычислительной и прикладной математики. 2017. № 5. С. 20–26.
- 5. Бреббия К., Телес Ж., Вробел Л. Методы граничных элементов. М.: Мир, 1987. 524 с.
- Геологическая карта Казахстана и Средней Азии. 1981. 1500000 – Сост. Л.В. Булыго. – Н.А. Афоничев, Н.Г. Власов (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 8 л.
- 7. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1964. 536 с.
- Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.О., Ибрагимов О.Р. Сейсмотектонический метод оценки сейсмической опасности и вопросы сейсмического районирования. – В кн.: Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. – К.Н. Абдуллабеков (отв. ред.). – Ташкент: Гидроингео, 2002. С. 59–74.
- Ильюшин А.А. Пластичность. М.: Логос, 2004. 376 с. (репринт – М.–Л.: ОГИЗ, 1948).
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
- Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Инициирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. № 1. С. 5–22.
- Люкс Е.И., Кондратьев О.К. Наведенная сейсмичность и проблема прогноза землетрясений // Геофизика. 2007. № 5. С. 6–21.
- Мукамбаев А.С., Михайлова Н.Н. Решение проблемы неоднородности магнитуд в работах по сейсмическому зондированию территории республики Казахстан // Вестн. НЯЦ РК. 2014. Вып. 4. С. 86–92.
- 14. *Николаев А.В., Верещагина Г.М.* Об инициировании землетрясений землетрясениями // ДАН СССР. 1991. Т. 218. № 2. С. 320–324.
- Николаев Н.И, Шенкарева Г.А. Карта градиентов скоростей новейших тектонических движений территории СССР. – В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. – Н.И. Николаев (ред.). – М.: Недра, 1967. С. 37–43.
- Новый каталог сильных землетрясений СССР с древнейших времен до 1975 года. – Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин (ред.). – М.: Наука, 506 с.
- Прогноз землетрясений. М.А. Садовский (ред.). Душанбе-Москва: Дониш, 1983–1984. Ежегодник. № 3. 216 с.
- Ризниченко Ю.В. Энергетика макросейсмики // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 8. С. 3–10.
- 19. *Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. (Избранные труды). М.: Наука, 1985. 408 с.
- Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. — М.: Наука, 1968. 316 с.
- Уломов В.И. Деформация горных пород в области очага Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. // Физика Земли. 1970. № 9. С. 22–30.
- 22. Хамидов Л.А. Изучение полей напряженияЧаткальской горной зоны западного Тянь-Шаня // Геодинаміка. Т. IX. № 1. 2010. С. 57–66. (на украинск. яз.)
- 23. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A., Artikov M.T., Revealing the seismicity in-

crease in interrelationships in various seismic zones in Uzbekistan as a case study // Geodes. Geodynam. 2015. Vol. 6.  $\mathbb{N}$  5. P. 351–360.

- Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Identification of expected seismic activity areas by forecasting complex seismic-mode parameters in Uzbekistan // Geodes. Geodynam. 2018. Vol. 9. № 2. P. 121–130.
- Atabekov I., Earth Crust's stresses variation in Central Asian earthquake's region // Geodes. Geodynam. 2020. Vol. 11. Is. 4. P. 293–299. https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.12.005
- Gomberg J., Beeler N.M., Blanpied M.L., Bodin P. Earthquake triggering by transient and static deformations // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. № B10. P. 24411–24426.

- Hill D.P., Reasenberg P.A., Michael A. Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, Earthquake // Science. 1993. Vol. 260. P. 1617–1623.
- Mikhailova N., Mukambayev A., Aristova I., Kulikova G., Ullah Sh., Pilz M., Bindi D., Central Asia earthquake catalogue from ancient time to 2009 // Ann. Geophys. Spec. Issue. 2015. Vol. 58. № 1. S0102. https://doi.org/10.4401/ag-6681
- International Seismological Centre, (Int. Seism. Center, Thatcham, UK, 2012), *On-line Bulletin*, http:// www.isc.ac.uk (Accessed July 20, 2020).
- Казахстанский национальный центр данных, https:// www.kndc.kz/ (Accessed October 27, 2020).
- Каталог землетрясений Узбекистана и прилегающих территорий, https://rcsm.fvv.uz/ru/catalog\_col (Accessed October 17, 2020).

## Relationship between Strong Earthquakes and Activation of Deep Faults in Central Asia (Uzbekistan): Numerical Modeling of Stress Field Variations

I. U. Atabekov<sup>a, \*</sup>, T. U. Artikov<sup>a</sup>, R. S. Ibragimov<sup>a</sup>, T. L. Ibragimova<sup>a</sup>, M. A. Mirzaev<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Institute of Seismology, bld. 3 st. Zulfiyakhanum, 100028 Tashkent, Uzbekistan \*e-mail: atabekovi@mail.ru

Using the methods of statistical analysis of the sequence of earthquakes with magnitude of  $M \ge 5$ , which occurred in the period from 1901 to 2013 in Central Asia, it was established in which of the seismically active zones of the territory of Uzbekistan the manifestation of seismic activation is most likely in the event of a strong earthquake in various parts of the Central Asian region. Interpretation of the revealed connections is based on the analysis of the solution of the numerical model of changing the background stresses in the earth's crust in Central Asia as a result of occurring strong earthquakes. The deformation of a heavy prismatic body, consisting of zonally homogeneous parts containing concentrated mass moments, the lateral edges of which are subjected to lateral compression, is investigated. A numerical experiment was carried out by solving the inverse problem of the theory of elasticity. By sequential selection of stresses in the inner region, variation of vertical displacements and physical parameters of the medium, stresses at conventionally identified boundaries are constructed in stages. The earthquake source was modeled as a concentrated dipole with a moment (type I), a concentrated double dipole without a moment (type II), in the form of a singular volume. Variations of additional stresses in the earth's crust as a result of the strongest earthquakes in various parts of the Central Asian region are analyzed using the constructed numerical model. It is shown that the variations in the stresses caused by the occurrence of a strong earthquake are largely determined by the proximity of the orientation of the direction of displacement in the source of this earthquake and the axes of the crustal structures to which this disturbance is propagated. In areas where stresses in the earth's crust are close to critical, these stress increments can act as a trigger for the occurrence of seismic activation.

*Keywords:* Central Asia, deep faults, numerical model, stress of the earth's crust, earthquake mechanism, seismicity activation

УДК 551.24:552.578

# СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ВОСПОЛНЕНИИ ЗАПАСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ В ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ

© 2021 г. И. С. Гулиев<sup>1</sup>, В. Ю. Керимов<sup>2</sup>, Г. Д. Етирмишли<sup>3</sup>, Н. П. Юсубов<sup>1</sup>, Р. Н. Мустаев<sup>2,</sup> \*, А. Б. Гусейнова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт нефти и газа Национальной академии наук Азербайджана (НАНА), д. 9, ул. Ф. Амирова, Аz 1000 Баку, Азербайджан <sup>2</sup>Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, д. 23, ул. Миклухо-Маклая, 117997 Москва, Россия <sup>3</sup>Азербайджанский республиканский центр сейсмологической службы, д. 25, ул. Н. Рафибейли, Az 1001 Баку, Азербайджан \*e-mail: r.mustaev@mail.ru Поступила в редакцию 15.10.2020 г. После доработки 02.04.2021 г. После повторной доработки 25.04.2021 г. Принята к публикации 25.05.2021 г.

Проведенные в последние годы исследования напряженного состояния земной коры и скоростей движения плит Кавказской складчатой системы относительно континента Евразия, анализ очагов подводной дегазации и подводного вулканизма, а также сейсмогеологическое моделирование позволяют предполагать, что совокупность этих процессов положительно влияет на восполнимость ресурсов и запасов углеводородов в Черноморско-Каспийском регионе. Они активизируют геофлюидодинамические системы региона. Процесс восполнения ресурсов и запасов углеводородов связан с восстановлением энергетического состояния углеводородных месторождений на различных этапах их освоения и физико-химическими флюидодинамическими факторами. Проведенное комплексное обобщение, сейсмогеологическое моделирование грязевых вулканов и анализ разномасштабного фактического материала позволяют утверждать, что в глубинах Черноморско-Каспийского региона функционируют современные очаги генерации углеводородов – природные лаборатории и технологические линии по преобразованию флюидонакоплений в промышленное энергетическое и химическое сырье. Мы рассматриваем залежи углеводородов как продукт функционирования таких природных технологических линий.

*Ключевые слова:* геодинамика, грязевой вулканизм, тектоническая активность, землетрясения, нефть, газ, ресурсы, генерация углеводородов, миграция углеводородов, очаги возбуждения, нефтегазоматеринские толщи

DOI: 10.31857/S0016853X2103005X

## введение

Важнейшей особенностью структуры Черноморско-Каспийского региона являются сейсмотектоническое напряженное состояние недр и высокая геодинамическая активность. Ярким проявлением геодинамической активности является сейсмичность, активность дизъюнктивных нарушений, грязевой, в недавнем прошлом эксплозивный вулканизм, а также обилие насыщенных газами водных минеральных источников [6, 9, 14, 50, 52, 53]. Северный Кавказ характеризуется также самой высокой сейсмичностью в европейской части России [4, 28]. Конвергенция континентов продолжается со скоростью до ~20–30 мм/год [15, 25, 26, 47] преимущественно вдоль сдвиговых разломов, где сосредоточена большая часть современной тектонической активности (рис. 1).

С геодинамической активностью региона сопряжены различные виды разрядки флюидодинамической напряженности недр (систем гидро- и литодинамических потоков в зонах разрядки геодинамических напряжений) и, прежде всего, это интенсивные восходящие разгрузки разнообразных подвижных флюидов и их компонентов.

Значимо также проявление термобарических аномалий, которые были изучены на основе мониторинга непрерывных геодинамических наблюдений.



**Рис. 1.** Карта скоростей движения плит кавказской системы относительно континента Евразия (по данным [22]). Обозначены профили скоростей движения плит через кавказскую систему: А–А' – поперечный; Б–Б', В–В', Г–Г', Д–Д' – параллельные.

1- скорости движения плит по данным измерений GPS, мм/год; 2 – эллипсы доверительной вероятности (95%) относительно континента Евразия для восточной зоны столкновения; 3 – эпицентр Шемахинского землетрясения 1902 года

По результатам выполненных нами исследований доказано, что очаги большинства землетрясений связаны с локальными геодинамическими деформациями, происходящими внутри осадочного чехла. Более 55% землетрясений и проявлений эксплозивного магматизма на территории Каспийско-Черноморского региона произошли на границе мезозойского и кайнозойского этажей [3, 4] и внутри кайнозойского интервала геологического разреза, что было выявлено нами при сопоставлении параметров землетрясений с геологической моделью осадочного чехла, построенной по данным сейсморазведки методом общей глубинной точки (МОГТ) и обобщению данных по эксплозивному магматизму.

К настоящему времени накоплен объем данных, активно обсуждаемых в современной литературе [23, 24], свидетельствующий о существовании процессов восполнения ресурсов и запасов углеводородов. Основными признаками, подтверждающими наше предположение о возможности воспроизводства углеводородного сырья, являются:

• Периодические извержения грязевых вулканов, выносящие десятки и сотни миллионов кубометров газа на протяжении последних сотен лет [2, 7–9, 32, 35, 38]. Общее количество извержений, вычисленное по объему брекчии, достигает нескольких тысяч. Данные об исторических извержениях показывают, что за новейший период деятельности грязевых вулканов в атмосферу в процессе извержений было выброшено нескольких десятков триллионов кубометров газа (табл. 1).

• Обнаружение на дне Каспийского моря и на суше в Нижнекуринском и Гобустано-Апшеронском прогибах огромного количества естественных, длительно функционирующих выходов газа в форме макро- и микросипов, покмарков и грязевых вулканов в Азербайджане и других регионах [5, 31, 38–44].

Грязевые вулканы на территории Азербайджана	Годы извержений	Объем выделенного газа, м <sup>3</sup>
Грязевые вулканы на территории Азербайджана	За период 1.81 млн лет (квартер)	≈178 × 10 <sup>3</sup> млрд м <sup>3</sup>
250 грязевых вулканов	За период 1810–1997 гг.	≈250 млн м <sup>3</sup>
влк. Большой Мараза	1902 г.	120 млн м <sup>3</sup>
влк. Торагай	1946 г.	≈500 млн м <sup>3</sup>
влк. Остров Дуванны	1961 г.	≈65 млн м <sup>3</sup>
влк. Дашгиль	2001 г.	40 тыс. м <sup>3</sup> /день

Таблица 1. Объемы выделяемого газа на грязевых вулканах на территории Азербайджана.

• Длительное функционирование добывающих скважин на месторождениях нефти и газа старых районов, запасы которых давно выработаны [9, 16, 17, 21, 23]. Такие месторождения известны во многих нефтегазодобывающих регионах — Грозненском регионе (Чеченская Республика, Россия), в Татарии (Республика Татарстан, Россия) и других регионах. В Азербайджане к таким месторождениям относятся месторождения Балаханы—Сабунчи, Раманы, Биби-Эйбат и другие месторождения, подсчитанные запасы которых должны были быть выработанными несколько десятилетий тому назад.

Целью нашей статьи является анализ и оценка процесса восполнения углеводородов по результатам исследования очагов современной разгрузки углеводородов в акватории Каспийского моря и прилегающей территории Керченско-Черноморского региона, с использованием комплекса аэрокосмических, сейсмических и геохимических методов, а также мониторинга дегазации Земли на базе данных геофизических станций.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

## Данные сейсмических исследований

Современное напряженное состояние литосферы Черноморско-Каспийского региона изучено на основе данных каталога Мировой карты сейсмонапряжений (World Stress Map (WSM)) [58], который включает базы данных по параметрам фокуса из различных каталогов, в том числе каталога Центра сейсмологической службы Азербайджанской Республики, Гарвардской группы по теории конденсированных сред и Геологической службы США [48]. Нами составлена карта напряженного состояния литосферы региона с использованием расширенной базы данных по очагам землетрясений для Большого и Малого Кавказа и с использованием методики CASMO, где показаны доминирующие надвиги Большого Кавказа в направлении север-северо-восток, которые приводят к сжатию Земли [49, 59] (рис. 2).

Используя полученные данные, мы проводили подсчет изменения скорости перемещения ос-

новных структур исследуемого региона в течение одного месяца и установили, что значение скорости меняется в интервале:

1.5—2.0 мм — Большой Кавказ и Малый Кавказ в направлении север—северо-восток;

1.0-1.5 мм – Кура-Рионская межгорная впадина в направлении на северо-восток.

Из анализа полученных результатов следует, что, хотя доминирующим режимом является сжатие, деформации земной коры распределены неравномерно.

Анализ данных по современным движениям и деформациям, полученным по результатам влияния конфигурации элементов геодезической сети на определение компонент деформации земной поверхности, позволяет выявить неоднородный характер деформационного поля исследуемого региона, что в основном связано с блочным строением региона. На основе анализа GPS данных за 2015-2016 гг. на программе GAMIT [37] установлено, что в исследуемом регионе среднее значение скоростей составляет 10 мм в год. На Большом Кавказе и Малом Кавказе движение земной коры происходит в направлении юг-северо-восток, но по данным 32-х постоянно действующих сейсмических станций (оборудование компании Kinemetrics (США)). Каждая станция состоит из трехкомпонентного широкополосного сейсмометра STS-2, трехкомпонентного акселерометра и цифрового дигитайзера Quanterra (Q330), расположенных на территории Азербайджана, наблюдается резкое изменение векторов на востоксеверо-восток. Распределение максимального горизонтального напряжения литосферы для территории Кавказско-Черноморского региона было изучено по методике Sheorey [44]. Методика включает одномерную слоистую сферическую модель земной коры с расчетом топографии, акустических свойств, плотности и температуры.

Для картирования пространственного положения очагов возбуждения были использованы данные, полученные в результате трехмерной сейсморазведки. С применением сейсмического метода общей глубинной точки (МОГТ) были по45°

42°





Рис. 2. Характеристика напряженного состояния Черноморско-Каспийского региона.

(а) — индикаторы стресса (составлено с использованием данных [47]); (б) — карта крупнейших исторических землетрясений ( $M_{\rm s} > 5.5$ ), совмещенная с основными тектоническими элементами (по данным [23]).

(a) 39°



**Рис. 3.** Подводный вулкан в Южно-Каспийском бассейне. Сечения сейсмического куба по двум направлениям: (a) – ЮЗ–СВ; (б) – ЮВ–СЗ.

лучены изображения подводных грязевых вулканов (рис. 3).

В результате были разработаны модели грязевых вулканов и, таким образом, выявлены взаимосвязи эруптивного канала грязевого вулкана с природными резервуарами (рис. 4). На основе интерпретации данных сверхглубоких сейсмических работ [60] установлены однозначные связи эруптивного канала с нефтегазогенерирующими интервалами геологического разреза, глубины их образования, а также геометрические формы и параметры эруптивных каналов очагов грязевых вулканов.

#### Данные аэрокосмических исследований

Многозональная (мультиканальная) спутниковая съемка поверхности суши и моря Земли дают надежные и информативные результаты в изучении периодичности флюидодинамических процессов. Технология цифровой обработки результатов многоканального спутникового сканирования легла в основу разработки алгоритмов спектрального анализа, позволяющего с высокой точностью проводить диагностику флюидонасыщенных объектов по спектрам их отражения и поглощения. Активная флюидодинамика на дне Каспийского моря установлена спектральным имидж-анализом поверхности моря с использованием усовершенствованного космического радиометра теплового излучения и отражения датчика ASTER (Япония), который является одним из пяти дистанционных сенсорных устройств на борту спутников TERRA (США), ERS-1/2 и Envisat (Европейское космическое агентство), Radarsat (Канада).

На космических снимках отчетливо видны периоды поступления огромных масс углеводородов, фиксируемых по пленкам нефти и изменению прозрачности воды [11, 13] (рис. 5, а).

Для оценки масштабов и скорости восполнения углеводородов использовались методы аэрокосмических исследований. На основании данных, полученных сканером ASTER со спутника TERRA, ERS-1, ERS-2, Radarsat, Envisat, проводился спектральный имидж-анализ поверхности Каспийского моря. В результате была зафиксирована значительная флюидодинамическая активность на его дне. На космических снимках (рис. 5, а) также отчетливо видны периоды поступления огромных масс углеводородов, фиксируемых по пленкам нефти и изменению прозрачности воды. Интегральная карта (см. рис. 5, б) показывает распределение пленок нефти и нефтепродуктов по состоянию на май 1996 г.

Естественные выбросы нефти из недр юго-западной части Каспийского моря по данным космической радиолокации оцениваются от 2 до 16 тыс. тонн в год [12, 13, 55–57]. Для этой части Каспийского моря характерно постоянное присутствие на поверхности нефтяных пятен, что свидетельствует о гидродинамической открыто-





**Рис. 4.** Сейсмогеологическая модель, показывающая взаимосвязь эруптивного канала грязевого вулкана с вышележащим комплексом отложений: (а) – теоретическая сейсмогеологическая модель; (б) – временной разрез, рассчитанный с применением программы Finite Difference Modeling (по [41]).

сти флюидной системы. По подсчетам, проведенным в рамках Каспийской Экологической Программы, в которой участвуют Азербайджан, Иран, Казахстан, Россия и Туркменистан, оценка природного загрязнения Каспийского моря составляет 17.2% от общего загрязнения моря нефтью и нефтепродуктами. По другим оценкам, выход нефти на дневную поверхность в западной части Южного Каспия может обеспечивать поставку до 13% общего загрязнения Каспийского моря, что составляет до 16 тыс. тонн нефти в год [12]. Приведенные данные показывают, сколь велики масштабы флюидной активности и происходящих в настоящее время процессов восполнения углеводородов в юго-западной части Южного Каспия.

По данным космической радиолокации, скопления пятен, отобразившихся на радиолокационной информации, являются результатом активности подводных грязевых вулканов и грифонов, характеризующихся выделением небольших объемов газов, воды и нефти, что фиксирует геофлюдодинамически активные периоды в углеводородных системах. На общем фоне обширного нефтяного шлейфа отчетливо видны многочисленные, самостоятельные сгустковые образования с высокой спектральной яркостью, маркирующие проекции на поверхность очагов этих мелких загрязнений.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что в акватории Каспийского моря происходят интенсивные и активные современные флюидодинамические процессы, которые инициируются упруго-деформационными импульсами, исходящими из глубин Каспийского моря. Очаги, динамика и характер естественной разгрузки нефти в Приапшеронской части акватории Каспийского моря, включая Бакинскую бухту, свидетельствуют о наличии в ее недрах углеводородных систем, обеспечивающих восполнение ресурсов и запасов углеводородов.

101



Рис. 5. Отображение нефтяных пятен на поверхности Каспийского моря.

(a) – радиолокационные отображения юго-западной части Каспийского моря со спутника Envisat (по данным [47]);

(б) – интегральная карта распределения пленок нефти и нефтепродуктов по состоянию на май 1996 г. (по данным [8]).

Газовые факелы наблюдаются на сейсмических снимках по результатам сейсморазведки МОГТ (рис. 6).

Газовые выбросы, связанные с разломами и грязевыми вулканами, также широко развиты в акватории Черного моря, особенно в северо-западной части, на Болгарском и Керченско-Таманском шельфе, включая Керченский пролив, а также вдоль кавказского побережья и в центральной части этого осадочного бассейна.

Выходы газа обычно обнаруживаются в акватории Черного моря в толще воды на глубине от 50 до 800 м с образованием единичных или сгруппированных очагов. Часто струи газа, смешанные с донными осадками, взмучиваются и в виде грязевого (мутьевого) потока создают вертикальные струи повышенной плотности, направленные под действием струй газа к поверхности моря, потоки перемешиваются и образуют пузырчатые струи (рис. 7). В среднем, высота поднимающихся пузырей от дна моря составляет 100–200 м, и большинство этих пузырьков не достигают поверхности воды, что зависит от скорости дегазазации.

#### Данные геохимических исследований

Проведенные геохимические исследования позволили получить прямые доказательства об источниках современного восполнения углеводородов в очагах генерации углеводородов и остаточном генерационном потенциале нефтегазоматеринских толщ.

Для оценки мощности потенциала и возможностей современных процессов восполнения запасов углеводородного сырья использовались следующие геохимические параметры – содержание органического углерода (total organic carbon – TOC), степень его зрелости ( $T_{\rm max}$ ) и тип органического вещества.

Использование пиролитическиого метода "Rock-Eval" [46] позволило провести интерпретацию данных, на основе которой был оценен общий органический углерод с разделением на следующие элементы:

 органический углерод, способный к преобразованию в углеводород;

 органический углерод, не генерирующий углеводород;



Рис. 6. Газовый факел по данным сейсморазведки методом общей глубинной точки (МОГТ) в Южно-Каспийском бассейне (по [27]).

 – кероген, генерирующий и не генерирующий углеводород;

 остаточные углеводороды, содержащиеся в нефтематеринских толщах в настоящее время.

Для количественной оценки результатов проведенного комплекса исследований проведены следующие расчеты: катагенетический расход органического вещества на образование углеводородов (жидких и газовых) и неуглеводородных продуктов (вода, газы, диоксид углерода, сероводород, азот) и, в результате, снижение массы органического вещества на каждом этапе процесса преобразования. Полученная оценка остаточных концентраций органического вещества  $TOC_{исх}$ (исходное до катагенеза содержание TOC в породе) и  $TOC_{ост}$  (остаточное содержание TOC в породе) показала остаточный генерационный потенциал — источник восполнения ресурсов и запасов углеводородов. Полученные данные современных значений содержания органического вещества в материнской породе, водородный индекс, степень преобразования органического вещества и значение исходного генерационного потенциала (S<sub>1</sub>) позволяют рассчитать начальные значения содержания органического углеводорода (TOC) и водородный индекс (HI), и, в конечном итоге, – остаточный генерационный потенциал нефтематеринских толщ, который является основным резервом для восполнения углеводородов.

По результатам геохимических исследований и бассейнового моделирования Черноморско-Каспийского региона, осадочные бассейны являются полиочаговыми бассейнами, и в разных частях бассейнов, в разных очагах генерация углеводородов происходит с различной интенсивностью, что приводит к разнице в остаточном генерационном потенциале нефтематеринских толщ (НГМТ) в разных частях бассейна. В результате воздействия геодинамических процессов происходит дестабилизация с последующей активизацией геофлюидодинамической системы и возбуждение очагов генерации углеводородов (УВ).

Результаты пиролитического анализа методом Rock-Eval [46] позволяют оценить генерирующую способность керогена, выраженную в мг УВ/г TOC, для чего необходим расчет исходного TOC в НГМТ. С учетом типа органического вещества и катагенеза для пересчета исходного TOC в НГМТ были использованы переводные коэффициенты [45]. В результате проведенных расчетов установлено, что в пределах Терско-Сунженской зоны и в Чеченской впадине исходные концентрации органического вещества составляют:

2.7–3.12% в глинах бат-байоса (среднее значение 2.9%),

3.9-4.4% в отложениях апт-альба (среднее значение 4.15%),

3-5.5% в отложениях кумской свиты (среднее значение 4.7%),

что свидетельствует о том, что НГМТ могут являться источником восполнения ресурсов в регионе. Для выявления и оценки остаточного генерационного потенциала современных источников восполнения также необходимо исследование катагенетического преобразования органического вещества с определением степени его выработанности (рис. 8, а, б). Таким образом, проведенные исследования показали, что в пределах Терско-Каспийского прогиба, в настоящее время, средне-верхнеюрские нефтегазоматеринские толщи полностью выработали свой потенциал. Генерация ими углеводородов возможна только в пределах Черногорской структурной зоны (Северо-Кавказский федеральный округ), где они находятся на градации катагенеза MK<sub>4</sub> и сохранили 20% своего генерационного потенциала. Степень



**Рис. 7.** Эхограмма газовых струй над грязевыми вулканами в Черном море (по [31]). Грязевые вулканы: (а) – Двуреченский; (б) – Водяницкий и Безымянный.

выработанности керогена апт—альбских нефтегазоносных материнских толщ уменьшается от 90% в депоцентре Чеченской впадины до 40—70% к ее бортам. В Сунженской и Терской зонах, степень выработанности керогена составляет 30—10%. Практически полностью потенциал отложений сохранен в приподнятой Черногорской зоне поднятий. Аналогичная тенденция прослеживается также для отложений кумской свиты. Глинистые толщи майкопской серии практически полностью сохранили свой потенциал в пределах прогиба и только в депоцентре Чеченской впадины степень выработанности составляет 40—50%.

# Мониторинг дегазации Земли и грязевых вулканов на геофизических обсерваториях

Исследование газового режима и процессов дегазации проводились на базе двух станций мониторинга геофизической обсерватории. Между двумя грязевыми вулканами — Дашгиль и Перекишкюль, функционирующими в настоящее время и находящихся в Шамахы-Гобустанском районе, в период с 2003 по 2018 гг. были установлены две геофизические станции. На оборудовании этих станций в режиме реального времени записывались данные о температуре грязе-жидкостной смеси, объеме поступающего газа и скорости его выделения. Кроме того, проводился замер показаний радона (см. рис. 9). Станции мониторинга газа, в период первой фазы исследований, включали сенсоры измерения потока метана, эмиссии радона, состава газа, атмосферного давления и температуры. Полученные данные в автоматическом режиме регистрировались в цифровом формате и, таким образом, была сформирована база данных по составу выделяемого газа.

Мониторинг дегазации Земли по данным станций геофизических обсерваторий на грязевых вулканах, свидетельствует о том, что газовый режим и дегазация в регионе тесно связаны с воздействием современных геодинамических процессов на эволюцию поверхностных и глубинных оболочек Земли и накопление горючих полезных ископаемых. На суше и в акватории моря выявлены сотни тысяч естественных, длительно функционирующих макро- и микро выходов газа. Исследования масштабов дегазации осуществлялись как на грязевых вулканах, так и на фокусированных источниках углеводородов. Косвенные оценки могут быть сделаны на основе баланса выделяющихся газов и флюидов на месторождениях углеводородов, грязевых вулканов и фокусированных струй.

В нашем исследовании показаны очаги землетрясений, вызванных извержениями грязевых вулканов Азербайджана, за последние десять лет (рис. 10). Приведен частотный анализ параметров дегазации, зарегистрированных с помощью станции мониторинга. Частотный анализ показывает



Рис. 8. Графики современной генерации углеводородов в Терско-Каспийском прогибе.

(а) – графики катагенетической эволюции НГМТ; (б) – степень выработанности потенциала органического вещества нефтематеринских толщ; (в) – геологические события, в том числе современная генерация и миграция в углеводородных системах.





Рис. 9. Фотография станции мониторинга дегазации грязевого вулкана. (а) – станция мониторинга дегазации на грязевом вулкане, работающая в непрерывном режиме; (б) – запись сенсоров измерения потока газа из грязевого вулкана за июнь–октябрь 2004 г. (по [1]).

четкие пики частотой в 12 и 24 часов (атмосферные приливы). В результате проведения многоуровневого мониторинга дегазации в регионе иссоледований были выделены две основные категории геологических источников поступления метана в атмосферу:

 процесс образования углеводородов в осадочных бассейнах;

 – геотермальные или вулканические выделения метана.

Современная дегазация сопровождается землетрясениями, которые фиксируются современными телеметрическими системами в реальном времени.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Таким образом, результаты аэрокосмических и сейсмических исследований, геохимических съемок и мониторинга процесса дегазации на геофизических обсерваториях впервые позволили достаточно четко фиксировать очаги и пути современной разгрузки углеводородов на территории суши и на морском дне. Это однозначно доказывает, что современная углеводородная де-



Рис. 10. Глубины расположения очагов извержений грязевых вулканов (по данным [47]).

газация происходит за счет генерации и миграции углеводородов на более поздних этапах эволюции осадочного бассейна. Этот процесс коррелируется с периодами активизации современных геодинамических процессов, сопровождающихся солнечной активностью, лунно-солнечными приливами, землетрясениями, грязевым вулканизмом, колебаниями уровня моря, соответствующими изменениями электромагнитных полей, а также пространственно-временными вариациями гравитационного поля Земли и может быть картирован современными телеметрическими системами в реальном времени.

Изучение современных движений и деформаций, на основе исследования влияния конфигурации элементов геодезической сети на результаты определения компонент деформации земной поверхности, происходящих в исследуемом регионе, позволил выявить неоднородный характер деформационного поля региона. Это в основном связано с блочным строением региона. Конец 2000-начало 2001 гг. характеризован сейсмической, грязевулканической и солнечной активизацией. В этот период в Южном Каспии было зафиксировано 16 извержений грязевых вулканов рекордное число извержений для данного региона. Произошла серия сильных землетрясений с магнитудой до M = 6.8. Анализ данных по землетрясениям и зафиксированным извержениям грязевых вулканов, выявил связь между активизацией грязевулканической деятельности и сейсмичностью. Установлено, что землетрясения запускают процесс вулканизма грязевых вулканов, в который включены магнитуды землетрясения, глубины очага, энергетический класс, расстояние между эпицентром и вулканом. Извержение вулкана совпадает по времени или следует с некоторым опозданием за землетрясением [1]. Компьютерная обработка и визуальное дешифрирование радиолокационной информации в сочетании с данными морских геолого-геофизических и сейсмических исследований выявили связь нефтяных пятен и выбросов газа с очагами генерации и разгрузки флюидов в осадочном покрове Черноморско-Каспийского региона.

Сравнительная интенсивность флюидодинамических процессов определена на основе интенсивности проявления на поверхности суши и на морском дне выходов флюидов, геохимических и температурных аномалий. Расположенные в этой зоне многочисленные грязевые вулканы рассматриваются как возможные каналы поступления флюидопотока на поверхность. Естественные выбросы нефти из недр юго-западной части Каспийского моря по данным космической радиолокации оцениваются от 2 до 16 тыс. тонн в год. Установлено, что периодичность появления пятен нефти отражает чередование импульсов грязевого вулканизма в моменты повышенной сейсмичности с периодами нормального распределения флюидов по проницаемым зонам разрывных нарушений.

Нами был проведен мониторинг периодичности геодинамических и флюидодинамических процессов для поиска причины одномоментного возникновения нефтяных пятен в 2000 г. на столь

обширном пространстве и их отсутствия на протяжении длительного времени.

В результате периодических извержений грязевых вулканов, на протяжении последних сотен лет были вынесены десятки и сотни миллионов кубометров газа. Если расчетная скорость поступления углеводородов в залежи на гигантских месторождениях дают величины  $n.10 \ 13 \ \text{кг/(} \text{m}^2/\text{c}\text{)}$ . то для всех грязевых вулканов наземной части, общий объем выброшенного газа оценивается величиной 32 × 103 млрд куб. м. Расчеты количества извержений грязевых вулканов за время их существования показывают, что количество извержений грязевых вулканов составляет 7350 (влк. Большой Кянизадаг), 6860 (влк. Торагай), 1250 (влк. Дашмардан), 550 (влк. Дашгиль), что в позволило нам подсчитать приблизительные объемы газа, которые выбрасывались в атмосферу.

Для оценки скорости и масштабов процесса восполнения ресурсов углеводородов, необходимыми параметрами являются общая площадь и толщина наблюдаемых пятен на поверхности моря. Толщина нефтяной пленки в пятнах нефти, связанных с донными истечениями нефти, оценивается в 10<sup>-1</sup>-10<sup>-2</sup> мкм, время существования слика (пятна) оценивается в 8-24 ч. Подмечено, что средняя толщина пленки нефти на поверхности моря в районах грязевулканической активности соответствует пленке  $\sim 3-5 \times 10^{-4}$  мм. Исходя из того, что каждый квадратный километр акватории моря, покрытого пленкой, может содержать до 400-450 кг нефти [25]. Суммарные площади сликов варьируют от 19 до 127 км<sup>2</sup>. Площадь наибольших пятен достигает 15 км<sup>2</sup>. Средняя площадь отдельных пятен нефти варьировала от 0.6 до 3.4 км<sup>2</sup>, их общая площадь за все дни составила 544.4 км<sup>2</sup>. Отсюда – суммарная оценка естественного выброса нефти в море в количестве от 6.8 до 44.5 т в день или от 2.5 до 16 тыс. т нефти в год (с учетом ежедневной активности) [25].

Подсчеты (по [10]) показали, что в районе Апшеронского полуострова на дневную поверхность выходят миллиарды кубометров газа и несколько миллионов тонн нефти в год – продукты современной генерации и эмиграции нефти и газа, не перехваченные ловушками и проницаемыми, заполненными водой пластами. Следовательно, предполагаемые масштабы генерации углеводородов должны быть увеличены во много раз. Постоянный выброс огромных объемов углеводородных флюидов, особенно в местах локализации каналов грязевых вулканов, активность которых определяется частотой их извержения, является показателем геофлюидодинамической активности региона.

С помощью непрерывных наблюдений методом высокоразрешающей объемной сейсморазведки возможно установить очаги возбуждения, выявленые в осадочном чехле, их морфологию и глубины зарождения (см. рис. 4, см. рис. 6, см. рис. 10).

Нестабильное, меняющееся во времени тектоно-напряженное состояние земной коры является действующей силой для активизации миграционных процессов. Оно вызывает различного рода деформацию и оказывает воздействие на прочностные свойства горных пород. Многолетние GPS-измерения современных горизонтальных движений и деформационных процессов, происходящих в Черноморско-Каспийском регионе, показывают, что в регионе существуют области геодинамической аномалии. В пределах таких областей происходит увеличение объема флюидов в скважинах в 2–5 раз. В скважинах, попадающих в зону аномального геодинамического влияния, пластовое давление изменяется на 1-5 МПа, пластовая температура повышается на 3-8 градусов. Породы, относящиеся к региональным покрышкам, становятся флюидопроводящими [16-21, 36, 54].

Изучение активных геодинамических явлений позволяет обосновать наличие в осадочных бассейнах специфических очагов возбуждения определенные объемы осадочного чехла, в которых происходят процессы образования углеводородов с большими скоростями и сопровождающиеся значительными динамическими эффектами. Основным фактором для генерации углеводородов в очагах возбуждения является реализация условий для фазовых переходов.

Генерация в очагах возбуждения сопровождается спонтанным разуплотнением осадочных толщ и, как показали сейсмические исследования, разуплотнения распределены дискретно, не по всему объему, они характеризуются значительной пространственно-временной изменчивостью. В зависимости от интенсивности и времени миграции из очага возбуждения, степень разуплотнения и консистенция осадочного материала меняются. Миграция флюидов вырабатывает в осадочном чехле субвертикальные каналы причудливой формы, заполненные разуплотненным осадочным материалом. Эти особенности отражаются на сейсмических диаграммах различным сейсмическим отражением.

В Черноморско-Каспийском регионе, в результате воздействия геодинамических процессов происходит дестабилизация с последующей активизацией геофлюидодинамической системы. Таким образом, повсеместно происходящие гединамические процессы земной коры контролируют пространственное развитие геофлюидодинамических систем. При этом, начало активизации, цикличность, продолжительность геофлюидодинамических процессов зависят от характера геодинамических процессов, направлений, скорости и цикличности тектонических дислокаций [16].
### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенное комплексное исследование процессов, способствующих восполнению ресурсов и промышленных запасов углеводородов, оценка объемов и скоростей миграции углеводородов и сопутствующих им компонентов показывает, что в недрах геодинамически активных регионов в настоящее время функционирует непрерывный процесс преобразования донных пород и осадков Каспийского осадочного бассейна, в том числе с выделением разнообразных компонентов, способных в дальнейшем превратиться в углеводороды.

В пористой среде, характеризующейся метастабильностью, зонами и очагами возбуждения, способностью к фазовым переходам и насыщенностью углеводородным сырьем, происходит генерация углеводородов, восполнение запасов нефти и газа. Данную пористую среду мы предлагаем называть естественно-технологической линией.

Нефтегазовые месторождения можно рассматривать в качестве продукта функционирования таких естественно-технологических линий. Исследования возможности регенерации запасов нефтегазовых месторождений ведутся многими исследователями достаточно давно. Однако, большинство из них утверждают, что процесс их восстановления после интенсивной разработки занимает сотни лет. Существует также мнение, что в некоторых исключительных случаях запасы месторождений могут возобновляться значительно быстрее – в течение нескольких месяцев [9, 23]. Так, признаки возобновления запасов выработанных месторождений выявлены на территории Азербайджана, Татарстана, Чечни, Казахстана, в Прикаспии и Западной Сибири. Эти признаки повсюду имеют общие черты: пульсирующий характер работы скважин, эксплуатируемых на стадии истощения (нередко связано с проявлением сейсмичности), нефтегазопроявления из ликвидированных скважин (не всегда объяснимых техногенными причинами), слишком долговременная работа отдельных скважин, дебиты и суммарный отбор нефти из которых никак не согласовываются с подсчитанными и неоднократно пересчитанными запасами углеводородов.

Если предположить, что каждое месторождение нефти и газа является углеводородной системой, то ее элементы, такие как энергетическое состояние системы и процессы, влияющие на нее, входящие (поступление) и выходящие (потери) связи системы, то рассмотренными нами методами можно исследовать причины регенерации и восполнения запасов углеводородов такого месторождения. Признание за месторождением углеводородов состояния динамической системы, элементы которого взаимодействуют и влияют как друг на друга, так и с внешней средой можно проследить и изучить процесс восполнения запасов углеводородов.

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

Это даст возможность моделировать, прогнозировать разработку и эксплуатацию месторождения на ближайшее и отдаленное будущее, а также изучить историю эксплуатации месторождения и синхронность развития отдельных подсистем и элементов. Для этого целесообразно воспользоваться инструментарием системного подхода.

Изучение каждого месторождения углеводородов в качестве открытой многоуровневой динамической системы значительно повышает уровень понимания процесса регенерации, прежде всего, как восстановления целостности этой системы, ее термодинамического состояния, равно как и связи системы с внешней средой. Применение разработанной нами комплексной методики позволяет более надежно определить возможность восполнения запасов углеводородов месторождения.

Таким образом, восполнение запасов углеводородов месторождений имеет следующие причины:

• Подпитка месторождений новыми порциями углеводородов за счет генерации и эмиграции из очагов возбуждения в толщах нефтематеринских пород из генерационно-аккумуляционных углеводородных систем, на более поздних этапах эволюции осадочного бассейна, что служит и причиной восполнения углеводородов. Способность месторождения к восполнению углеводородов зависит от близости месторождения к источнику генерации и наличия путей миграции углеводородов — разломы, грязевые вулканы и др.

• Регенерация энергетического состояния месторождения. В процессе разработки месторождения, давление в пласте постепенно падает и после определенного застоя закономерно происходит регенерация энергетического состояния месторождения.

• Восполнение запасов может происходить также после разработки месторождений, в зонах, не охваченных разработкой, где осталось предположительное количество нефти и происходят процессы сегрегации, гравитационного разделения. В результате внутрипластовых движений происходит перераспределение остаточных запасов нефти, которая всплывает в кровлю пласта, и начинается формирование вторичных залежей нефти или газа.

#### выводы

Результаты проведенного исследования позволяют предложить следующую концепцию восполнения ресурсов и запасов углеводородов.

1. Генерация, миграция и аккумуляция углеводородов являются составной частью процессов превращения—перераспределения вещества, которые протекают в результате геодинамических и геофлюидодинамических процессов во всем объеме осадочного чехла и на всех этапах эволюции осадочных бассейнов. В пределах изменения перераспределения объемов осадочных бассейнов возникают очаги фазовых переходов — очаги возбуждения, в которых происходит переход части осадочного материала из структурированного, слоистого состояния в аморфную брекчированную массу. Именно эти очаги возбуждения являются местом генерации и эмиграции углеводородов на более поздних этапах эволюции бассейна, что, по нашему мнению, служит главным источником восполнения углеводородов.

2. Генерация и миграция углеводородов происходит периодически и с большими скоростями в период фаз возбуждения, которые по времени и масштабам проявления коррелируются с периодами активизации современных геодинамических процессов – сейсмичностью, землетрясениями и грязевым вулканизмом, которые взаимосвязаны также с солнечной активностью, лунносолнечными приливами, колебаниями уровня моря и изменениями электромагнитных полей. Данные геологические события определяют интенсивность геофлюидодинамических процессов и активизируют процессы в очагах возбуждения.

3. Наличие локальных условий восполнения запасов углеводородов месторождений:

 подпитка месторождений новыми порциями углеводородов за счет генерации и эмиграции из очагов возбуждения на более поздних этапах эволюции бассейна;

 – регенерация энергетического состояния месторождения;

 в результате процессов сегрегации, гравитационного разделения и внутрипластового движения происходит формирование вторичных залежей нефти или газа.

Таким образом, на территории геодинамических активных регионов, каким является Черноморско-Каспийский регион, в результате воздействия геодинамических процессов происходит дестабилизация с последующей активизацией геофлюидодинамической системы.

4. Геодинамические процессы земной коры контролируют пространственное развитие геофлюидодинамических систем по преобразованию вещества осадочного чехла в энергетическое и химическое сырье.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность Республиканскому Центру Сейсмологической Службы при Национальной академии наук Азербайджана (г. Баку, Азербайджан) и Институту нефти и газа Национальной академии наук Азербайджана (г. Баку, Азербайджан) за помощь в получении актуальных геологических материалов.

Авторы благодарны рецензенту д. г.-м. н. Т.Н. Херасковой (ГИН РАН, г. Москва) и анонимному рецензенту за полезные комментарии, авторы признательны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 075-00069-20-02 от 10 сентября 2020 г. (тема № АААА-А20-120092590017-4).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Алиев А.А. Грязевой вулканизм в Южно Каспийском нефтегазоносном бассейне // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. 2006. № 3. С. 35–51.
- Алиев А.А., Гулиев И.С., Дадашев Ф.Г., Рахманов Р.Р. Атлас грязевых вулканов мира. – Баку: Нафта-Пресс, 2015. 322 с.
- Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. Резургентные гипабиссальные гранитоиды Верхнечегемской кальдеры (Большой Кавказ). В кн.: Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. О.Р. Минина (ред.). Мат-лы II Международн. геол. конф. 17.11.2014 г. Новосибирск: СО РАН. 2014. С. 36–38.
- Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Курчавов А.М. и др. Плиоценовые игнимбриты Большого Кавказа: вещественный состав и источники расплавов // Журн. Сер. Науки о Земле: Геология. 2016. № 2. С. 12–51.
- 5. Гасанов А.Г., Керамова Р.А., Агапов Н.И. Связь сейсмичности, грязевого вулканизма, появления геохимических аномалий в подземных водах Каспийского региона // Отечественная геология. 2005. № 1. С. 69–72.
- Геологический атлас России. А.А. Смыслов (ред.). – М.–СПб.: Роскомнедра, ВСЕГЕИ, 1996. 40 карт в 4 разделах.
- 7. *Гулиев И.С., Керимов В.Ю., Мустаев Р.Н.* Фундаментальные проблемы нефтегазоносности Южно-Каспийского бассейна // ДАН. 2016. Т. 471. № 1. С. 62–65.
- Гулиев И.С., Керимов В.Ю., Осипов А.В., Мустаев Р.Н. Генерация и аккумуляция углеводородов в условиях больших глубин земной коры // SOCAR Proceed. 2017. Т. 1. С. 4–16. (На русском языке). https://doi.org/10.5510/OGP20170100302
- Гулиев И.С., Левин Л.Э., Федоров Д.Л. Углеводородный потенциал Каспийского региона (системный анализ). – Баку: Нафта-Пресс, 2003. 127 с.
- Дадашев Ф.Г. Углеводородные газы грязевых вулканов Азербайджана. – Баку: Азернешр, 1963. 67 с.
- Иванов А.Ю. Нефтяные загрязнения моря на радиолокационных изображениях КА "Космос-1870" и "Алмаз-1" // Исследование Земли из космоса. 1997. № 6. С. 70-80.
- 12. Иванов А.Ю., Востоков С.В., Ермошкин И.С. Картографирование пленочных загрязнений морской поверхности по данным космической радиолокации (на примере Каспийского моря) // Исследование Земли из космоса. 2004. № 4. С. 82–92.
- Иванов А.Ю., Голубов Б.Н., Затягалова В.В. Прогноз нефтегазоносности и поиск нефтяных месторождений в море по данным космической радиолокации // Технологии ТЭК. 2007. № 4. С. 26–33.

- Карта масштаба 1:2500000. Каспийское море. Месторождения нефти и газа. – Н.А. Крылов (ред.). – М.: Роскартография ИНКОТЭК, 2005.
- Карта четвертичных (неоплейстоценовых) отложений и элементы палеогеографии Каспийского региона. Масштаб 1 : 2500000. – Ю.Г. Леонов (ред.). – М.: ГИН РАН, Научный Мир, 2004.
- 16. Касьянова Н.А. Современная геодинамика земных недр и надежность трубопроводных систем в Черноморско-Каспийском регионе: от теории до реального прогноза. — В сб.: Влияние сейсмической опасности на трубопроводные системы в Закавказском и Каспийском регионах. — Мат-лы Международн. симп. 30–31 мая 2000 г., Москва. — М.: ВНИИ ПГОиЧС МЧС России, 2000. С. 172–177.
- Касьянова Н.А., Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика недр и ее влияние на объекты нефтегазового комплекса. – М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1996. 54 с.
- Керимов В.Ю., Леонов М.Г., Осипов А.В., Мустаев Р.Н., Хай В.Н. Углеводороды в фундаменте шельфа южно-китайского моря (Вьетнам) и структурно-тектоническая модель их формирования // Геотектоника. 2019. № 1. С. 44–61.
- 19. *Керимов В.Ю., Рачинский М.З.* Геофлюидодинамическая концепция аккумуляции углеводородов в природных резервуарах // ДАН. 2016. Т. 471. № 2. С. 187–190.
- Керимов В.Ю., Рачинский М.З., Мустаев Р.Н., Осипов А.В. Геофлюидодинамические критерии прогнозирования нефтегазоносности в регионах Альпийской складчатости // ДАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 209–212.
- Корчагин В.И. Нефтеподводящие каналы // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2001. № 8. С. 24–38.
- 22. Леонов М.Г., Керимов В.Ю., Мустаев Р.Н., Ву Н.Х. К вопросу о природе и механизме формирования залежей углеводородов на шельфе Вьетнама // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 5. С. 3–16.
- 23. Муслимов Р.Х., Глумов И.Ф., Плотникова И.Н., Трофимов В.А., Нургалиев Д.К. Нефтяные и газовые месторождения – саморазвивающиеся и постоянно возобновляемые объекты // Геология нефти и газа. 2004. № 1 (спец. вып.). С. 43–49.
- 24. Муслимов Р.Х., Плотникова И.Н. Кристаллический фундамент осадочных бассейнов – ключ к пониманию процессов нафтидогенеза. – Мат-лы Междурадн. научно-практической конф. "Углеводородный и минерально-сырьевой потенциал кристаллического фундамента", Казань: Ихлас, 2019. С. 237–240.
- Проблемы химического загрязнения вод Мирового океана. — В кн.: Методы и средства борьбы с нефтяным загрязнением вод Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. Т. 8. 208 с.
- 26. Соколов С.Ю. Глубинное геодинамическое состояние и его сопоставление с поверхностными геолого-геофизическими параметрами вдоль субширотного разреза Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Vol. 10. № 4. Р. 945–957.
- Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы: Эфиопско – Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс // Геотектоника. 2012. № 3. С. 1–16.

ГЕОТЕКТОНИКА № 3 2021

- 28. *Трофимов В.А., Корчагин В.И.* Нефтеподводящие каналы: пространственное положение, методы обнаружения и способы их активизации // Георесурсы. 2002. Т. 9. № 1. С. 18–23.
- 29. Уломов В.И. Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Кавказе. – В кн.: Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. – Монография в 8 томах. – Н.П. Лаверов (ред.). – Том 1. Сейсмические процессы и катастрофы. – А.О. Глико (ред.). – М.: ИФЗ РАН, 2008. Т. 1. С. 127–146.
- 30. Хасаева А.Б., Рашидов Т.М., Гусейнов А.Р. К вопросу о внутреннем строении грязевого вулкана Локбатан // Геофизические инновации в Азербайджане (ежекварт. научно-техн. журн.). 2016. № 1–2. С. 41–44 (на азербайджанском языке).
- 31. Шнюков Е.Ф. Грязевой вулканизм в черном море // Геофизический журн. 1999. № 2. С. 38–46.
- 32. Якубов А.А., Ализаде А.А., Зейналов М.М. Грязевые вулканы Азербайджанской ССР. – Баку: Элм, 1971. 257 с
- Alizadeh A., Guliyev I.S., Kadirov F.A., Eppelbaum L.V. Economic geology and applied geophysics, In: Geosciences of Azerbaijan, Ed. by R. Oberhänsli, (NY: Springer, 2017, Vol. II), pp. 340.
- 34. *Babayev D.H., Hadjiyev A.N.* Deep structure and hydrocarbon potential of the Caspian Sea, (Baku: Nafta Press, 2006), 332 p.
- Bonn agreement counter pollution manual. https:// www.bonnagreement.org/publications (Accessed January 11, 2021).
- 36. *Dixon T.H.* An introduction to the Global Positioning System and some geological applications // Rev. Geophys. 1991. Vol. 29. № 2. P. 249–276.
- GAMIT. http://geoweb.mit.edu/gg/ (Accessed January 11, 2021).
- Guliyev I.S., Feizullayev A.A. All about Mud Volcanoes. Ed. by A.A. Alizadeh, (Baku: Nafta-Press, 1997), 1997. 52 p.
- 39. Judd A.G., Hovland M., Dimitrov L.I., García Gil S., Jukes V. The geological methane budget at continental margins and its influence on climate change // Geofluids. 2002. № 2. P. 109–126.
- 40. *Kerimov, V.Yu., Gordadze G.N., Mustaev R.N., Bondarev A.V.* Formation conditions of hydrocarbon systems on the sakhalin shelf of the sea of okhotsk based on the geochemical studies and modeling // Oriental J. Chem. 2018. Vol. 34. № 2. P. 934–947.
- Y. Liu, Mrinal K. Sen Advanced finite-difference methods for seismic modeling // Geohorizons. 2009. Vol. 14. No. 2. P. 5–16.
- 42. *MacDonald I.R.* Natural oil spills // Sci. Am. 1998. Vol. 279. № 5. P. 51–66.
- MacDonald I.R., Guinasso N.L. Jr., Ackleson S.G. et al. Natural oil slicks in the Gulf of Mexico visible from space // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. № C9. P. 16351–16364.
- 44. *Miranda F.P., Marmol A.M.Q., Pedroso E.C. et al.* Analysis of Radarsat-1 data for offshore monitoring activities in the Cantarell Complex, Gulf of Mexico using the unsupervised semivariogram textural classifier (USTC) // Canad. J. Remote Sens. 2004. Vol. 30. № 3. P. 424–436.

- Pepper A.S., Corvi P.J. Simple kinetic models of petroleum formation. Part I: oil and gas generation from kerogen // Marin. Petrol. Geol. 1995. Vol. 12. № 3. P. 291–319.
- Pyrolitic method "Rock-Eval". https://studopedia.su/ 10\_146414\_Rock-Eval.html (Accessed January 11, 2021).
- Rachinsky M.Z., Kerimov V.Y. Fluid dynamics of oil and gas reservoirs. – Ed. by M.V. Gorfunkel, (Scrivener Publ. – Whiley, NY, USA, 2015). pp. 622.
- 48. Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrence S., Ergintav S., Cakmak R.GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabiaeurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // J. Geophys. Res. Ser.: Solid Earth. 2006. Vol. 111. № B5. P. 1–52.
- 49. *Scantland S., Biegert E.K.* Radar locates offshore oil slicks // Earth Observ. Magazine. 1996. Vol. 5. P. 30–32.
- Sheory P.R. A theory for in situ stresses in isotropic and transversely isotropic rock // Int. J. Rock Mech. Miner. Sci. & Geomech. Abstr. 1994. Vol. 31. № 1. P. 23–34.
- 51. Sosson M., Stephenson R., Sheremet Y., Rolland Y., Adamia S., Melkonian R., Kangarli T., Yegorova T., Avagyan A., Galoyan G., Danelian T., Hassig M., Meijers M., Mueller C., Sahakyan L., Sadradze N., Alania V., Enukidze O., Mosar J. The eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: New evidence to constrain its tectonic evolution // Comptes Rendus. Ge'oscience. 2016. Vol. 348. № 1. P. 23–32. https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.002
- 52. *Tibaldi A., Bonali F.L., Russo E., Pasquarè Mariotto F.A.* Structural development and stress evolution of an arcuate fold-and-thrust system, southwestern Greater Cau-

casus, Republic of Georgia // J. Asian Earth Sci. 2018. Vol. 156. P. 226–245.

- 53. Tibaldi A., Oppizzi P., Gierke J., Oommen T., Tsereteli N., Gogoladze Z. Landslides near Enguri dam (Caucasus, Georgia) and possible seismotectonic effects // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2019. Vol. 19. № 1. P. 71–91.
- 54. Tibaldi A., Tsereteli N., Varazanashvili O., Babayev G., Barth A., Mumladze T., Bonali F.L., Russo E., Kadirov F., Yetirmishli G., Kazimova S. Active stress field and fault kinematics of the Greater Caucasus // J. Asian Earth Sci. 2020. Vol. 188. P. 1–18.
- 55. Vesecky I.F., Stewart R.H. The observation of ocean surface phenomena using imagery from the SEASAT SAR: An assessment // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. № C5. P. 3397–3430.
- Williams A., Huntley A. Oil from space detecting the sleeping giants of the deep-water Caspian by satellite, In: Petroleum Exploration Society Conference, 1–3 Dec. 1998, London, UK, (Petex, London, UK, 1998), P. 327– 344.
- 57. Wilson R.D., Monaghan P.H., Osanik A. et al. Natural marine oil seepage // Science. 1974. Vol. 184. P. 857–865.
- World Stress, Map project database using CASMO. http://www.world-stress-map.org/casmo/ (Accessed January 11, 2021).
- Yetirmishli G.J., Mammadli T.Y., Kazimova S.E. Features of seismicity of Azerbaijan part of the Greater Caucasus // J. Georgian Geophys. Soc. Ser.: Phys. Solid Earth. 2013. Vol. 16a. Is. A. P. 55–60.
- 60. *Yusubov N.P.* Features of seismicity and gas fields in Azerbaijan // Geophysics. 2012. Vol. 2. P. 48–53.

# Modern Geodynamic Processes and Their Impact on Replenishment of Hydrocarbon Resources in the Black Sea–Caspian Region

## I. S. Guliev<sup>a</sup>, V. Yu. Kerimov<sup>b</sup>, G. D. Etirmishli<sup>c</sup>, N. P. Yusubov<sup>a</sup>, R. N. Mustaev<sup>b, \*</sup>, A. B. Huseynova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Institute of Oil and Gas of Azerbaijan National Academy of Sciences, bld. 9 F. Amirova str., Az 1000 Baku, Azerbaijan

<sup>b</sup>Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting, bld. 23 Miklouho-Maclay str., 117997 Moscow, Russia

<sup>c</sup>Republican Seismic Survey Center of Azerbaijan National Academy of Sciences,

bld. 25 Nigar Rafibeyli str., Az 1000 Baku, Azerbaijan

\*e-mail: r.mustaev@mail.ru

In recent years, studies of the stress state of the earth's crust and the velocities of plate movement of the Caucasian folded system relative to the continent of Eurasia, analysis of foci of underwater degassing and underwater volcanism, as well as seismogeological modeling, suggest that the combination of these processes has a positive effect on the replenishment of hydrocarbon resources in the Black Sea–Caspian region. They activate the geo-fluid-dynamic systems of the region. The process of replenishment of hydrocarbon resources is associated with the restoration of the energy state of hydrocarbon deposits at various stages of their development and physicochemical fluid-dynamic factors. The comprehensive generalization, seismic-geological modeling of mud volcanoes and analysis of various-scale factual material allow us to assert that modern foci of hydrocarbon generation are functioning in the depths of the Black Sea–Caspian region – natural laboratories and technological lines for converting fluid accumulations into industrial energy and chemical raw materials. We consider hydrocarbon deposits as a product of the functioning of such natural technological lines.

*Keywords:* geodynamics, mud volcanism, tectonic activity, earthquakes, oil, gas, resources, hydrocarbon generation, hydrocarbon migration, sources of excitation, oil and gas source strata