

УДК 550.34

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (УЗБЕКИСТАН): МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

© 2022 г. И. У. Атабеков¹, *, Ю. М. Садыков¹

¹Институт сейсмологии им. Г. Мавлянова, Академия наук Республики Узбекистан,
д. 3 ул. Зулфияханум, 100028 Ташкент, Узбекистан

*e-mail: atabekovi@mail.ru

Поступила в редакцию 07.02.2022 г.

После доработки 26.03.2022 г.

Принята к публикации 11.05.2022 г.

Анализ сейсмических и тектонических процессов с учетом размеров тектонических структур, определяющих особенности взаимосвязи между тектоническими единицами разного ранга, позволяют выявлять закономерности развития сейсмического процесса для прогноза сейсмической активизации. Современные тектонические движения отражают складчато-глыбовый характер строения земной коры. В нашем исследовании на основе уравнений Стокса решается задача о напряженном состоянии земной коры региона Западного Тянь-Шаня с учетом активных разломов разного ранга. Группировка направления скоростей перемещения, полученных в результате численного решения, позволила разделить регион Западного Тянь-Шаня на отдельные блоки, границы которых практически совпадают с существующими разломами более высокого ранга. Численные результаты модели верифицируются с геодезическими данными и данными GPS. Наиболее напряженные участки региона Западного Тянь-Шаня сопоставляются с данными макросейсмических исследований.

Ключевые слова: неотектоника, современные тектонические движения, численная модель, напряжение земной коры, Ферганская впадина, Западный Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S0016853X22030031

ВВЕДЕНИЕ

Территория Узбекистана характеризуется сложным тектоническим строением и высоким уровнем сейсмической активности. Только за последние 150 лет здесь произошло более 70-ти землетрясений с магнитудой $M > 5.0$, которые нанесли огромный ущерб экономике республики и унесли жизни сотен людей. Поэтому, проблема обеспечения сейсмической безопасности населения, объектов промышленного и гражданского строительства для исследуемой территории актуальна.

Сильные землетрясения происходят неравномерно во времени и пространстве. По времени они сгруппированы в периоды сейсмических активизаций и затиший, в пространстве – локализованы в пределах достаточно компактных областей, расположенных внутри крупных сейсмоактивных зон. Изучение природы сейсмических явлений и прогнозирование на их основе реальной сейсмической опасности конкретных территорий должно базироваться на исследованиях силовой картины сейсмоактивных структур, формирующей современное напряженное состояние

массива горных пород и оценках степени его близости к моменту крупномасштабного разрушения.

Важную информацию о кинематике разрывов в очагах происходящих землетрясений и современном напряженном состоянии массивов горных пород несут сведения о механизмах очагов землетрясений. Другой, не менее важной задачей является построение механико-математической модели напряженно-деформированного состояния сейсмоактивных структур в результате происходящих геодинамических процессов.

Несмотря на наличия оценок геодинамической обстановки различных регионов на основе экспериментальных данных и механизмов землетрясений для Центральной Азии [29–33], отсутствуют математические модели для расчета напряжений, учитывающие уравнения равновесия сплошных сред. Была предпринята попытка построения такой модели с учетом механизма землетрясений, исходя из предположения, что деформация земной коры Центральной Азии подвержена латеральному сжатию Индийской и Арабской плит с одной стороны и Евразийской плиты с другой стороны [1, 23]. Модельные на-

пряжения, деформации и скорости перемещений вычисляются решением обратных задач упругости. Результаты численной модели верифицированы с имеющимися оценками напряжений и данными GPS [7, 12–14, 33].

Данные, полученные на основе дислокационной модели механизма очага землетрясений, использованы для расчета изменения напряженного состояния земной коры Центральной Азии вследствие сильных землетрясений и сопоставлены с экспериментальными данными [2, 23]. Они также использованы в качестве исходных данных для решения задачи сеймотектонического течения горных масс Центральной Азии посредством уравнений Стокса [1]. Однако, в той постановке моделирования Ферганская депрессия выражена как единый блок и не принимались в расчет существующие активные разломы [1, 23]. Решение задачи с их учетом позволяет сделать более информативной трактовку процессов, связанных с напряженным состоянием земной коры.

Целью нашей статьи является решение задачи напряженного состояния земной коры региона Западного Тянь-Шаня, с учетом активных разломов первого ранга на основе уравнений Стокса. Авторами предварительно построена карта амплитуд новейших тектонических движений, на основе всех имеющихся данных для Ферганской впадины, построена математическая модель напряжений на основе уравнений Стокса, с учетом активных разломов рассматриваемого региона. Результаты модели сопоставлены с данными построенной карты и результатами макросейсмической дислокации.

РАЗНОРАНГОВЫЕ СОВРЕМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В тектонических структурах Западного Тянь-Шаня наблюдается высокая степень унаследованности современных движений. Большинство современных структур Тянь-Шаня изучены советскими специалистами, немногочисленные исследования, касающиеся территории Кыргызстана и Таджикистана, проведены также и зарубежными специалистами [24, 25, 27, 28, 31]. Для анализа новейших тектонических движений Ферганской впадины составлена карта амплитуд новейших тектонических движений с выделением разломов различного ранга [19] (рис. 1, рис. 2).

При составлении карты мы использовали данные, которые сыграли заметную роль в развитии неотектонических исследований территории Узбекистана [9, 11]. На составленной нами карте получили свое четкое выражение подвижные и устойчивые участки, а в их пределах – отдельные структурные формы (морфоструктуры) (см. рис. 1). Отображая суммарную величину поднятий и

опусканий исходной поверхности, изолинии на карте очерчивают форму новейшей структуры (см. рис. 1).

За репер неотектонических движений принята стратиграфическая кровля верхнего эоцена [15]. Она фиксирует повсеместно палеогеографическую смену условий осадконакопления с морских (монотонная толща зеленых глин) на континентальные (песчано-глинистые и пестроцветные осадки) отложения. В неотектонических прогибах Западного Тянь-Шаня в общей толще эоцен–олигоценых глинистых отложений этот рубеж выявляется по слабому погрублению, известковости олигоценовой части разреза и насыщенности его смешанным комплексом фораминифер. Отображенные на карте суммарные деформации являются проекцией на горизонтальную плоскость суммы вертикальных и горизонтальных перемещений.

При условии, если Западный Тянь-Шань принять за неотектоническую структуру 1-го ранга, то выделяемые на карте следующие неотектонические блоки образуют структуры 2-го ранга: Чаткало-Кураминский, Ташкентско-Голодностепский, Ферганский, Таласо-Ферганский и Южно-Тянь-Шаньский блоки, которые отличаются амплитудами неотектонических движений, ориентацией и морфологией разрывных нарушений.

В пределах блоков 2-го ранга выделяются соответствующие неотектонические блоки 3-го ранга. Одним из определяющих факторов современной структуры Западного Тянь-Шаня являются активные разрывные нарушения. Большинство сильных и катастрофических землетрясений связано с разломами земной коры. Современная сейсмическая активность разрывных нарушений характеризуется комплексом геолого-геофизических параметров, удостоверяющих их тектоническую активность в четвертичный, новейший и современный этапы развития. К настоящему времени в зависимости от конечной цели, разработаны различная классификация разрывных нарушений [21].

В неотектонике используется классификация разломов, учитывающая геометрические, морфологические и пространственные характеристики. К важным параметрам разломов также относятся генезис, возраст заложения, амплитуда смещений (до-орогенных, орогенных, новейших, четвертичных и современных), отношение к тектоническим структурам, проявленная сейсмичность (включая палеосейсмодислокации), данные геофизики, геохимии, геодезии, аэрофото- и космической съемки. На основании этих параметров разломы разделены на 1–3 ранги.

В данной схеме в первую очередь выделяется пространственная ориентировка разломов и их положение относительно новейших (современных) тектонических блоков. Как показал анализ

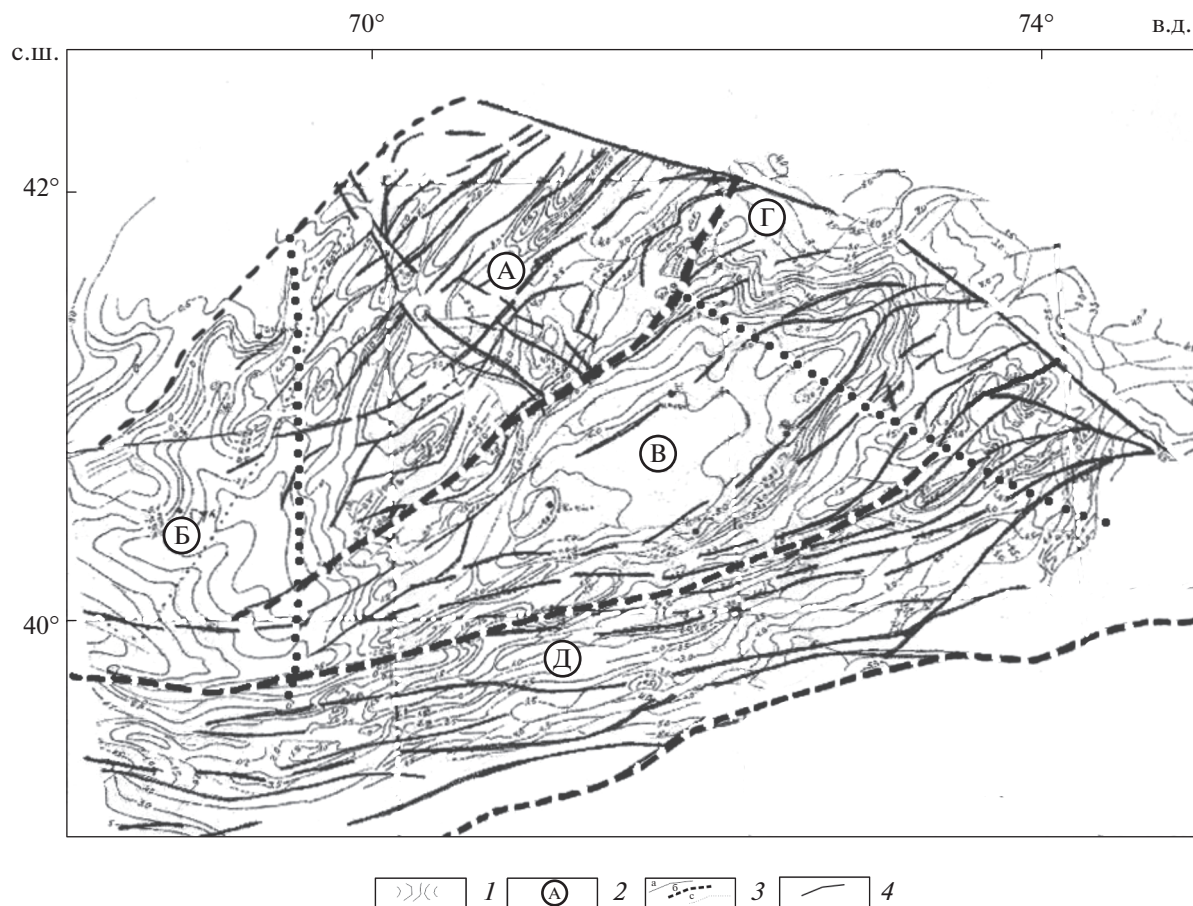


Рис. 1. Карта амплитуд новейших тектонических движений Западного Тянь-Шаня (по данным [4], оригинальное воспроизведение основы, с дополнениями).

Блоки: А – Чаткало-Кураминский; Б – Ташкентско-Голодностепский; В – Ферганский; Г – Таласо-Ферганский; Д – Южно-Тянь-Шаньский.

1 – амплитуда новейших тектонических движений; 2 – неотектонические блоки 2-го ранга; 3 – границы неотектонических блоков: а – первого ранга, б – второго ранга; с – выделенные по амплитудным характеристикам, 4 – внутри-блочные разломы

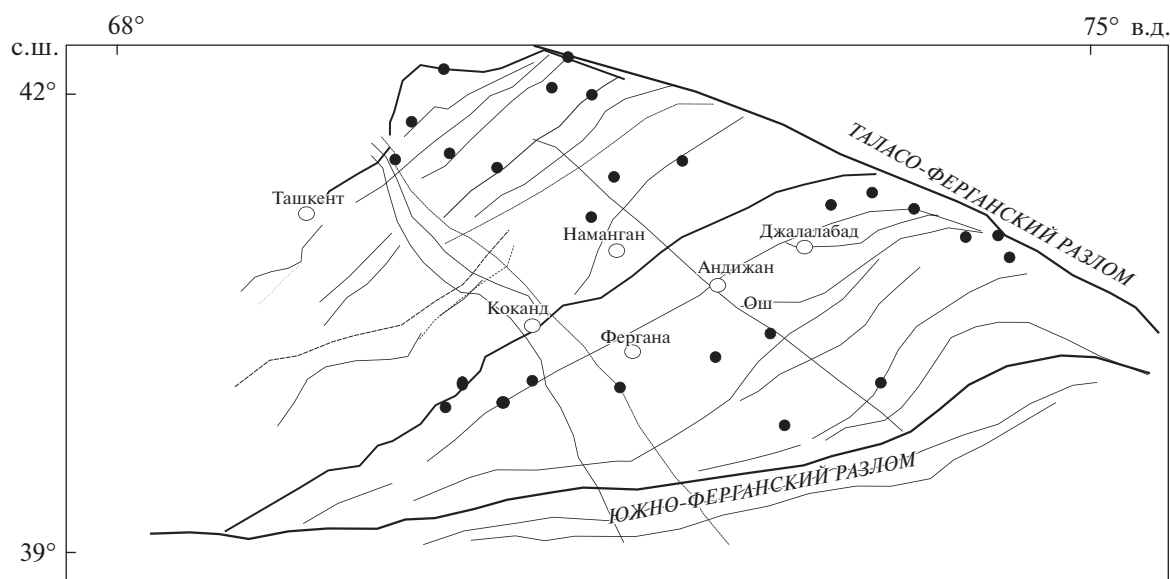


Рис. 2. Активные разломы Западного Тянь-Шаня (по данным [4], с изменениями и дополнениями).

Обозначены разломы: краевые (жирные линии); внутренние (тонкие линии); города Ферганской впадины и ее окружения (кружки белым); пункты наблюдений GPS (по [16]) (кружки черным).

сети разломов, развитых в пределах Западного Тянь-Шаня, глубинные характеристики, морфология и другие параметры со временем могут меняться. Несущественно меняется только их простираемость, что дало возможность предположить, что сеть разломов заложена в период раннего протерозоя [21].

В пределах Западного Тянь-Шаня активность проявляют в основном три направления:

– северо-восточное (поперечно Тянь-Шаньское);

– северо-западное (Каратауское);

– субширотное (Тянь-Шаньское).

Указанные направления, преимущественно, контролируют новейший структурный план региона и отвечают основным параметрам современной геодинамики. В пространственном положении эти разломы подразделяются на:

– краевые (структуры 1-го, 2-го и 3-го рангов);

– внутренние.

Краевые разломы, являясь структурно-контролирующими структурами и разграничивая разнонаправленно развивающиеся тектонические блоки (антиклинальные и синклиналильные), обладают повышенным сейсмотектоническим потенциалом (см. рис. 2). Сравнительно меньшей сейсмичностью и частотой проявления сильных землетрясений характеризуются внутренние разломы, определяющие дифференцированный характер движений внутри тектонических блоков. Особое положение занимают флексурно-разрывные зоны, – располагаясь в теле крупных впадин и прогибов, они представляют собой сложное сочетание изгибов и разрывных дислокаций. Во флексурно-разрывных зонах возникали разрушительные землетрясения.

Краевые разломы

Таласо-Ферганский правосторонний сбросо-сдвиг (структура 1-го ранга). Таласо-Ферганский разлом разграничивает области Западного и Центрального Тянь-Шаня, которые имеют различные новейший и современный геодинамический режимы. Данный разлом протягивается вдоль Ферганского, Атойнокского и Таласского поднятий.

Параллельно линии Ферганского разлома прослеживаются многочисленные разрывы, при ширине до 1–3 км вырезающие длинные узкие тектонические линзы до десятков километров. Ширина зоны сбросо-сдвига колеблется от 8–10 км до 15 км. Характерна локализация поднятий Чаткало-Кураминской зоны в регионе динамического воздействия Таласо-Ферганского сдвига. Сдвиговые смещения молодых форм рельефа обнаруживаются на всем протяжении разлома. Скорость смещения по сдвигу составляют [6]:

– ≤ 2 мм/год (наши дни);

– 12 мм/год (голоцен);

– 12–20 мм/год (поздний кайнозой).

С активностью данного разлома связывается возникновение Чаткальского землетрясения 1946 г. и обнаруженные здесь палеосейсмодислокации Талас и Каракульджа с предельной магнитудой землетрясений $M \leq 7.5$ [9].

Аксу-Майдантальско-Богоналинская система разломов (структура 2-го ранга). Аксу-Майдантальский и Богоналинский разломы ограничивают Чаткало-Кураминский регион с запада. Кураминская часть региона выделена как граничный участок, окаймляющий Чаткальскую зону герцинид, северо-восточное окончание которой сливается с Таласо-Ферганским сдвигом. Юго-западное окончание Таласо-Ферганского сдвига сочленяется с Богоналинским разломом, отсекающим среднюю и южную части Каржантауского поднятия от Келесского прогиба. Зона разлома представлена в виде серии крутопадающих взбросов (45° – 75°) на юго-восток [9].

Богоналинский разлом выражен серией субпараллельных разрывов, по которым пермские отложения Каржантауского поднятия контактируют с мел-палеогеновыми и неоген-четвертичными отложениями Келесского прогиба. Падение разлома на юго-восток фиксируется под углом 60° – 70° . Система Аксу-Майдантал-Богоналинского разломов нами принимается как западная граница Чаткало-Кураминского района, которая, посредством Ташкентско-Голодностепского предороженного прогиба, сочленяется с Туранской платформой. В отличие от Северо-Ферганского краевого разлома данная система разломов менее контрастна и соответствует Западно-Тянь-Шанскому морфоструктурному линеamentу [22]. Отрезками данная система четко дешифрируется на топографических картах и аэрокосмических съемках, разделяя разнонаправленно развивающиеся неотектонические районы (см. рис. 2).

Северо-Ферганский разлом (структура 2-го ранга). Северо-Ферганский разлом является тектонической границей между Чаткало-Кураминским и Ферганским блоками. Зона разлома имеет сложное строение и состоит из многочисленных, кулисообразно расположенных разрывов, между которыми заключены брахиантиклинальные складки длиной до 30–40 км и шириной до 10 км [8].

Разлом отчетливо фиксируется аэрокосмической съемкой. Амплитуда неоген-четвертичных движений в юго-западной части достигает 4.5 км, увеличиваясь в северо-восточном направлении и достигая 6 км в средней части разлома. Вдоль разлома происходит надвигание домезозойских отложений на кайнозойское выполнение Ферганской впадины. Средний наклон смесителя составляет $\angle 45^\circ$ – 50° . По некоторым признакам

вдоль разлома происходили горизонтальные подвижки по типу левого сдвига [8].

В зоне разлома отмечаются высокие значения градиента теплового потока [18]. Средние значения современных вертикальных движений достигают 5 мм/год. С данным разломом связаны очаги 7–8 балльных землетрясений [9].

Южно-Ферганский разлом (структура 2-го ранга). Южно-Ферганский разлом является северной границей Южно-Тянь-Шаньского блока и прослеживается в виде серии параллельных нарушений. Интенсивность вертикальных движений в неотектоническом этапе была высокой. В верхнеплиоцен–четвертичное время отдельные прилегающие участки Южно-Тянь-Шаньского блока были приподняты по разлому на высоту 2000–2200 метра. Размах смещений в нижнечетвертичное время в зоне разлома было не менее 2500 метра, надвигание палеозойских пород на четвертичные отложения в средней части разлома происходило с амплитудой до нескольких сотен метров.

Новейшие подвижки по разлому проявились не повсеместно. Отдельные участки восточной части разлома накрыты мезо–кайнозойскими отложениями. По этой причине, данная часть разлома не подлежит визуальному обследованию. Морфологически разлом представляет собой крутой взброс, плоскость которого падает на юг под углом $\angle 60^{\circ}$ – 75° , местами падение смесителя практически вертикальна. В зоне возникло несколько землетрясений интенсивностью 7–8 баллов [9].

Гиссаро-Кокшаальский краевой разлом (структура 2-го ранга). Данный разлом является южной границей Южно-Тянь-Шаньского блока. Разлом функционировал в течение всего фанерозоя. Активность разлома в орогенический этап предопределила ассиметричное строение Предгиссарской впадины. Северное крыло впадины, прилегающее к зоне разлома, характеризуется крутыми углами падения. Амплитуда новейших вертикальных тектонических движений по разлому зависит от величины поднятия отдельных блоков Гиссаро-Алая и достигает 3–4 км и более. На всем протяжении с Запада на Восток разлом представлен серией крутых $\angle 50^{\circ}$ – 80° взбросов, смесители которых падают на север, магнитуда максимально возможного землетрясения здесь предполагается $M \leq 8$ [3].

Флексурно-разрывные зоны

Северо-Ферганская флексурно-разрывная зона. Северо-Ферганская флексурно-разрывная зона ограничивает центральный грабен Ферганской впадины от Северо-Ферганской зоны локальных складок, развитых между Северо-Ферганским

разломом и одноименной Северо-Ферганской разрывной зоной. Морфологические особенности изучены сейсморазведкой (“бухарские” слои верхнего палеоцена). Установлено, что Северо-Ферганская флексурно-разрывная зона представлена полосой моноклиального ($\angle 14^{\circ}$ – 22°) погружения кровли “бухарских” слоев верхнего палеоцена [15]. Амплитуда смещения в западной части достигает 600 м и увеличивается до 2000 м в окрестностях г. Наманган [9] (см. рис. 1). Восточное окончание флексурно-разрывной зоны подворачивается и сочленяется с Таласо-Ферганским сдвигом. В данной зоне возникали разрушительные землетрясения [9]:

- 1494 г. ($M = 5.1$, $H = 2$ –18 км);
- 1620 г. ($M = 6.0$, $H = 2$ –18 км);
- 1894 г. ($M = 5.8$, $H = 10$ –40 км);
- 1927 г. ($M = 4.8$, $H = 6$ –14 км);
- 1942 г. – Яртепинское ($M = 5.9$, $H = 17$ –25);
- 1967 г. – Супетауское ($M = 4.6$, $H = 6$ км);
- 1984 г. – Папское ($M = 5.7$, $H = 15$ км);
- 1985 г. – Кайраккумское ($M = 6.0$, $H = 13$ км).

Южно-Ферганская флексурно-разрывная зона.

Данная зона расположена вдоль северной границы Южно-Ферганской зоны складок. Южно-Ферганская зона складок расположена между Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоной и одноименным Южно-Ферганским разломом. Флексурно-разрывная зона имеет форму дуги, изогнутая часть которой направлена к югу. Ширина флексурно-разрывной зоны меняется в пределах 5–10 км, достигая 20 км [9].

По кровле отражающего горизонта “бухарских” известняков палеогена для флексурно-разрывной зоны характерно резкое увеличение мощности неоген–четвертичных отложений.

По разнице глубин отражающего горизонта в Южно-Ферганской разрывной зоне амплитуда вертикальных неоген–четвертичных движений достигает 3000 м, амплитуда горизонтального составляющего составляет 800–1000 м. Южно-Ферганская флексурная зона представляет собой сочетание взбросо-сдвигов и флексур. На южном приподнятом крыле широко распространены антиклинальные складки, развивающиеся парагенетически и повторяющие простирание данной зоны.

В ее пределах возникали разрушительные землетрясения [9]:

- 838 г. ($M = 5.3$, $H = 10$ км);
- 1822 г. ($M = 6.4$, $H = 20$ км);
- 1902 г. – Андижанское ($M = 5.8$, $H = 30$ км);
- 1903 г. – Аимское ($M = 6.1$, $H = 14$ км);
- 1942 г. – Пайтоксское ($M = 5.9$, $H = 21$ км);
- 1947 г. – Каракалпакское ($M = 5.9$, $H = 13$ км).

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ

В пределах Западного Тянь-Шаня Ферганская впадина занимает особое положение. В ее пределах с исторических времен возникали сильные и разрушительные землетрясения. От 838 года по 2016 год в пределах Ферганской впадины и сопредельных территорий возникли более 87 землетрясений с магнитудой $M \geq 4.5$ и интенсивностью от 6 до 9 баллов, из них имели магнитуду:

- $M \geq 6.0$ (13 землетрясений);
- $5.9 \geq M \geq 5.0$ (44 землетрясения);
- $4.9 \geq M \geq 4.5$ (30 землетрясений).

Из общего числа землетрясений Чаткальское землетрясение 1946 г. проявилось силой 9–10 баллов. В 20-ти случаях интенсивность достигала 8–9 баллов. Интенсивность остальных землетрясений составляла 6–7 баллов. Практически все землетрясения возникали в зонах динамического влияния активных разломов. В ареале динамического влияния Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоны отмечено семь землетрясений с магнитудой $M \geq 4.9$.

Сила землетрясения, возникшего в 1620 году, которое разрушило крепость Ахсы, оценивается в 6 баллов [9]. Второе землетрясение с магнитудой $M = 6.0$ произошло в районе Кайракумского водохранилища в 1985 г. с магнитудой $M = 6.0$ и интенсивностью в эпицентре 7–8 баллов.

Сильные землетрясения возникли в 1902 (Андижанское землетрясение, $M = 6.4$) и 1903 (Аимское землетрясение, $M = 6.4$) годах. Кроме этих землетрясений в зоне динамического влияния Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны возникли более шести землетрясений с $M \geq 5.0$. Анализ пространственного распределения эпицентров слабых землетрясений с $1.5 \leq M \leq 4.9$ возникших за период 2016–2017 г.г. показал, что наряду с приуроченностью эпицентров к зонам активных разломов, наблюдается значимое увеличение их в отдельных блоках, расположенных между активными разломами.

Таким образом, основная масса сильных землетрясений концентрируется в наиболее напряженных участках земной коры Западного Тянь-Шаня, а именно – в краевых разломах и флексурно-разрывных зонах.

Для анализа современных движений и деформаций земной коры были использованы результаты наземных инструментальных измерений, материалы посовременному трещинообразованию, данные спутниковой геодезии и макросейсмического обследования сильных землетрясений. Изучение скоростей вертикальных движений тектонических структур Скандинавского полуострова и островов Японского архипелага показало, что движения имеют колебательный циклический характер.

Для выявления тенденции современных движений было проведено изучение взаимосвязи молодых, новейших и современных движений и составлена карта-схема современных вертикальных движений тектонических структур Средней Азии [22] (рис. 3, изолинии).

Данная карта была нами дополнена сетью активных разломов. Совместный анализ сейсмичности и неотектоники показал, что участки, подверженные наиболее высоким или низким показателям современных движений, скорее всего, очерчивают блоки земной коры, для которых характерны высокие тектонические напряжения. Разломы, разделяющие эти блоки, отличаются высоким напряженным состоянием и являются потенциально сейсмоопасными.

Сравнительное рассмотрение схемы неотектоники и современных движений показывает высокую степень унаследованности современных движений новейшими движениями и детальный анализ неотектонических движений при сейсмо-тектонических исследованиях необходим. Ценную информацию представляют материалы по современному трещинообразованию. В пределах Западного Тянь-Шаня участки современного трещинообразования наблюдаются на плоских участках внутригорных (Ферганская) и предгорных (Ташкентско-Голодностепская) впадин [22].

Инструментальные наблюдения на Ферганской впадине показали, что (см. рис. 2):

- гамма-активность в зонах разломов и трещинообразования резко отличается от фоновых значений;
- выявлены сжимающиеся и растягивающиеся трещины;
- участки трещинообразования располагаются в зоне динамического влияния Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны и повторяют ее простираение;
- результаты повторного нивелирования за период 1971–1974 г.г. по линии Ташкумыр–Андижан–Ош показали аномальные значения скорости вертикальных движений (-46 ± 9 мм/год) на отрезке Андижан–Карасу.

Таким образом, можно утверждать, что ось сжимающих напряжений была ориентирована в сумеридиональном направлении, ось растягивающих напряжений была ориентирована в субширотном направлении.

В Ташкентско-Голодностепской впадине также выявлены участки интенсивного трещинообразования на территории Паркентского района Ташкентской области. Трещины ориентированы по трем направлениям:

- северо-восточное ($L 40^\circ - 60^\circ$);
- северо-западное ($L 300^\circ - 320^\circ$);
- меридиональное.

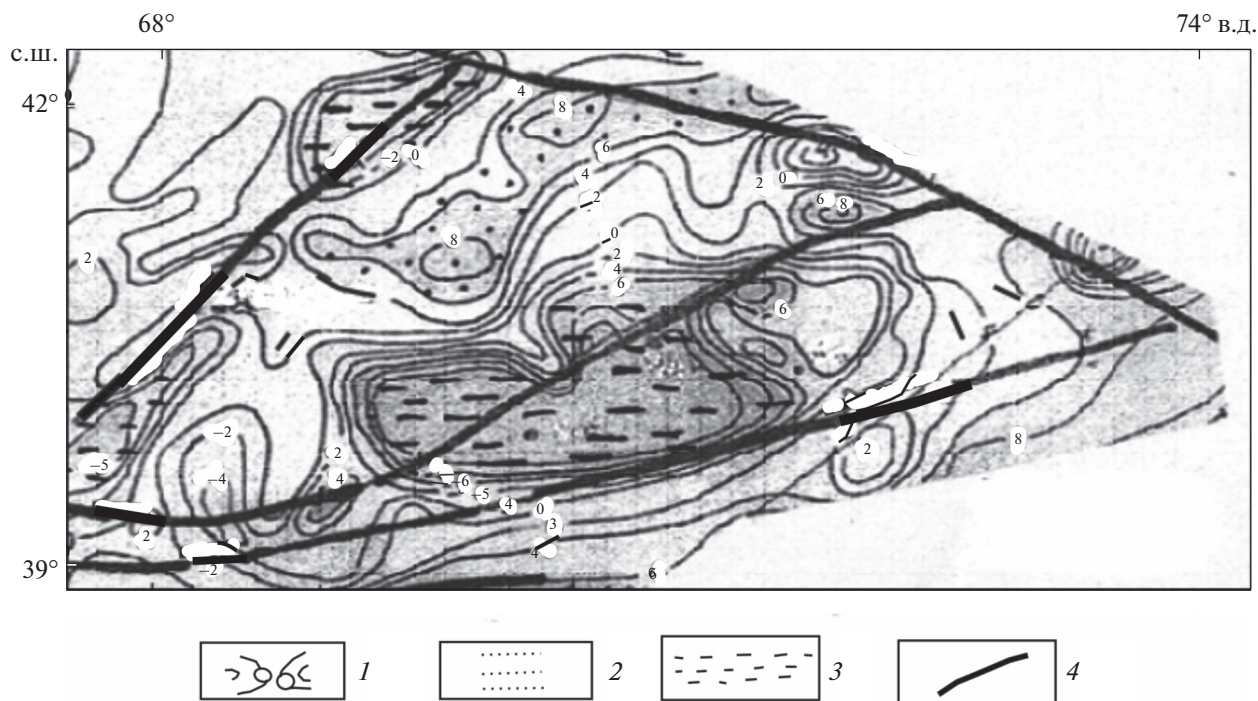


Рис. 3. Карта-схема современных тектонических движений земной коры в регионе Средней Азии, (по данным [24], оригинальное воспроизведение основы, с добавлениями). 1 – изолинии скоростей вертикальных движений (мм/год); 2 – поднятия; 3 – опускания; 4 – активные разрывные нарушения

В рельефе отмечены каналы, рвы и щели. Исследования показали, что гамма-активность в зонах трещинообразования повышена относительно фонового излучения. Закартированные участки современного трещинообразования составляют единую зону, располагающуюся между Сюренагинским и Сукокским разломами, разграничивающих Паркент-Нурекатинский грабен северо-восточного простирания с двух сторон [22].

Возможность высокоточных измерений современных движений земной коры появилась в результате создания глобальной системы позиционирования GPS мониторинга и развития на ее основе методов космической геодезии. По данным GPS определены вектора и скорости перемещения пунктов наблюдений относительно стабильной части Евразии.

В результате исследования геодинамики Памиро-Пенджабского синтаксиса и анализа данных космической геодезии было отмечено, что перемещения к северу пунктов, расположенных на Памире, в Северо-Западном Куньлуне и в Тариме, происходят с близкими скоростями 15–20 мм/год [6].

Это свидетельствует о том, что в настоящее время Памир и Тибет перемещаются в сторону Тянь-Шаня совместно. На границе этого сближения Тарим пододвигается под Тянь-Шань.

В пределах Западного Тянь-Шаня можно выделить несколько районов, отличающихся ориен-

тацией векторов скоростей перемещения. Приведены пункты наблюдений GPS [16] (см. рис. 2, кружочки черным). Таласская группа скоростей перемещения, относительно середины Ферганской впадины, направлена на юг. Векторы скорости пунктов, расположенных на юго-запад от сдвига в пределах Ферганского хребта, ориентированы на северо-запад.

Обе группы направлений подчеркивают современную геодинамическую обстановку в зоне Таласо-Ферганского правостороннего сдвига. Группа пунктов наблюдения, расположенная в пределах Чаткало-Кураминского региона, ориентирована в южном направлении и подтверждает раннее предположение, что к западу от Таласо-Ферганского сдвига на фоне меридионального сжатия происходит выталкивание блоков к западу с левосторонним (против часовой стрелки) вращением блоков.

Группа пунктов наблюдений, расположенная в пределах южной части Ферганской впадины и Алайской долины, ориентирована субмеридионально. По величине перемещений пункты наблюдений, расположенные в равнинных частях (Ферганская впадина), уступают пунктам, расположенным в горных областях. Материалы космической геодезии подтверждают субмеридиональную ориентацию сжимающих напряжений, действующих в пределах Западного Тянь-Шаня и

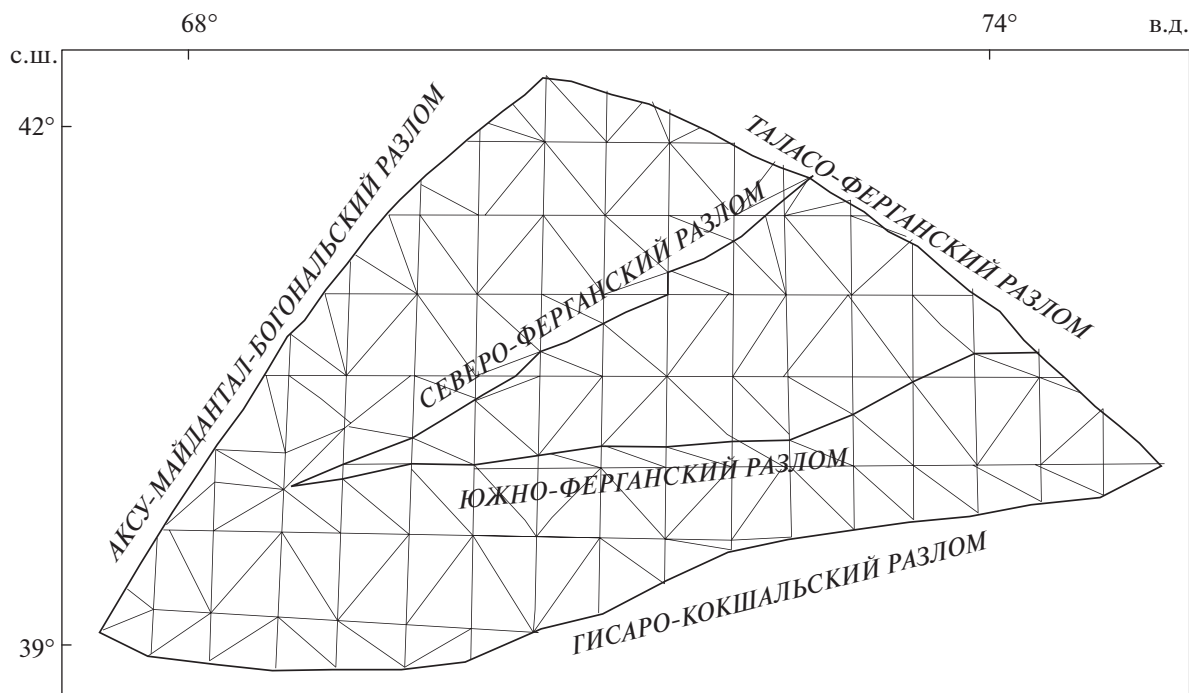


Рис. 4. Расчетная область для уравнений (7)–(9) разделена на треугольные сетки, в узлах которых находится численные решения.

связанных, вероятно, с давлением Памирского выступа на Тянь-Шань [6].

Ценную информацию также представляют материалы макросейсмического описания сейсмодислокаций, обнаруженных после сильных землетрясений. Известно, что при сильных землетрясениях возникают заметные изменения в рельефе плейстоценовой области, по которым можно судить о механизме подвижек в очаге землетрясения.

При этом, чем сильнее интенсивность толчка, тем разнообразнее типы сейсмотектонических дислокаций. Они особенно четко фиксируются в горных и предгорных районах. Сейсмотектонические дислокации по времени проявления разделяются на современные и исторические, а также доисторические (палеосейсмодислокации).

Составленная нами карта учитывает характерные изменения в рельефе плейстоценовых областей после следующих сильных землетрясений:

- Андижанское (3.12.1902 г. $M = 6.4$, $H = 10$ км);
- Чаткальское (3.11.1946 г. $M = 7.8$, $H = 20$ км);
- Маркайское (3.08.1962 г. $M = 5.4$, $H = 18$ км);
- Бричмуллинское (24.10.1959 г. $M = 5.8$, $H = 13$ км);
- Ташкентское (26.04.1966 г. $M = 5.3$, $H = 8$ км);
- Пскентское (19.01.1970 г. $M = 4.7$, $H = 25$ км);
- Таваксайское (6.12.1977 г. $M = 4.7$, $H = 13$ км);
- Назарбекское (11.12.1980 г. $M = 5.2$, $H = 16.5$ км);
- Папское (17.02.1984 г. $M = 5.7$, $H = 15$ км).

Пространственный и морфологический анализ эпицентральных зон показал, что сейсмодислокации согласуются с пространственно-кинематическими характеристиками активных разломов, при этом очаги сильных землетрясений возникали при тектонических условиях субмеридионального сжатия.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ НАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Для анализа напряженного состояния земной коры Западного Тянь-Шаня выделена территория, ограниченная с северо-востока Таласо-Ферганским, с юга – Гиссаро-Кокшальским глубинными разломами и северо-запада Аксу-Майдантальскими системами разломов, и заключенная в области с географическими координатами ($39^{\circ}43'$ с.ш., $69^{\circ}74'$ в.д.) (рис. 4).

В качестве геодинамической модели напряжений с учетом двух активных разломов взята весома призма, состоящая из трех зонально-однородных частей, которая покоится на пластическом основании. Верхняя поверхность призм соответствуют рельефу, нижняя поверхность призм – поверхности Мохо (рис. 5, рис. 6).

Рассмотрим задачу ползущего движения такой среды под действием приложенных сил на боковых границах. Подобная задача для региона Центральной Азии рассмотрена в [1], решением сле-

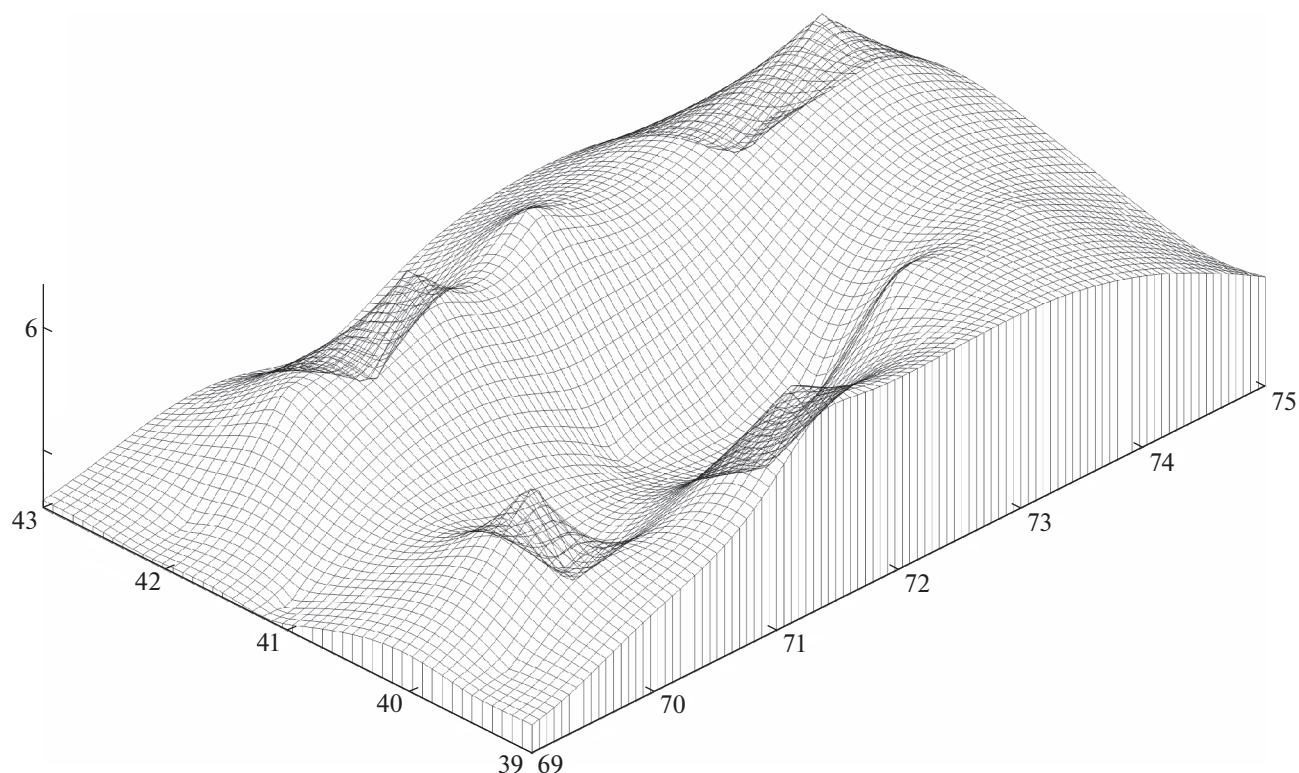


Рис. 5. Рельеф Западного Тянь-Шаня.

Обозначения на осях: вертикальная ось (высота рельефа, км), горизонтальные оси (широта и долгота, градусы).

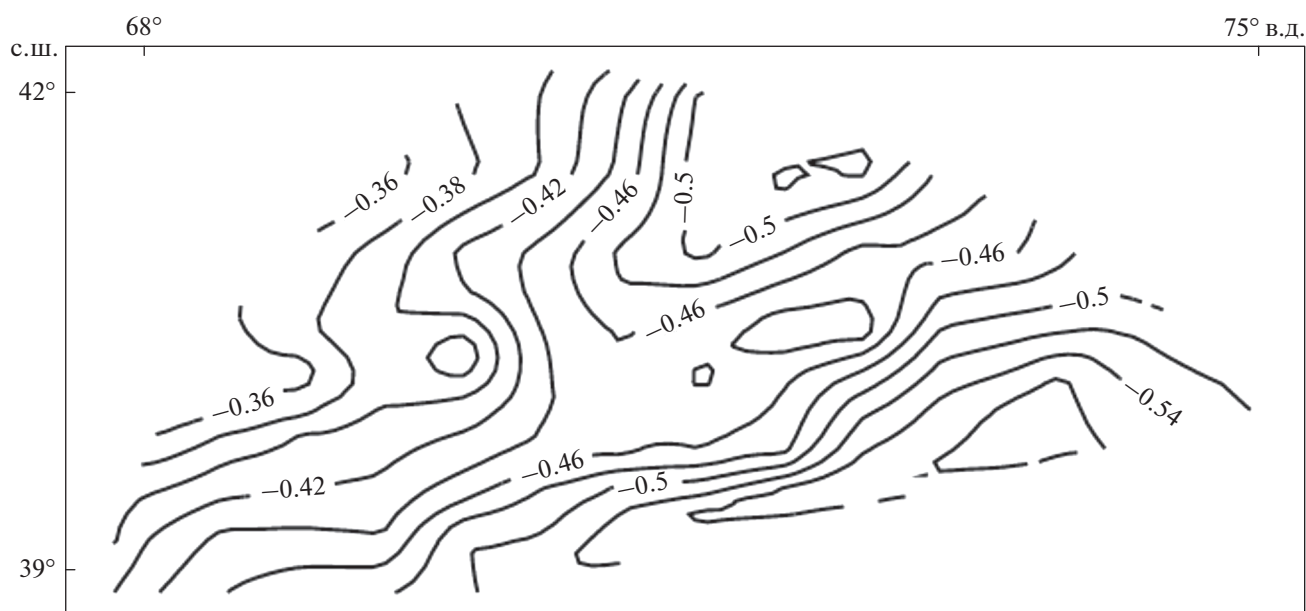


Рис. 6. Изолинии глубин подошвы земной коры Западного Тянь-Шаня (граница Мохо), отнесенная к 100 км в принятой системе координат (по данным [4]).

дующей системы трехмерных уравнений равновесия моментной сплошной среды:

$$\begin{aligned} \sigma_{ij,j} + F_i &= 0, \\ \mu_{ij,j} + \varepsilon_{ijk}\sigma_{kj} + M_i &= 0, \\ i, j &= 1, 2, 3. \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь σ_{ij} , компоненты тензора напряжений, индекс j после запятой означает дифференцирование по декартовым координатам x_j , F_i – массовая сила, μ_{ij} компоненты моментного тензора напряжений, ε_{ijk} – тензор Леви–Чивита, M_i – составляющие удельного момента, имеющие размерность

момента. По повторяющимся индексам проводится суммирование.

Эти уравнения усреднены по вертикали с помощью формулы:

$$\bar{w}(x_1, x_2) = \frac{1}{(h-H)} \int_H^h w(x_1, x_2, x_3) dx_3. \quad (2)$$

В формуле (2) усредненные переменные обозначаются с чертой.

Декартовы координаты в системе (1) расположены на земной поверхности:

x_1, x_2 направлены по параллели и по меридиану, x_3 – вверх, формула $x_3 = H(x_1, x_2)$ соответствует рельефу земной поверхности, $x_3 = h(x_1, x_2)$ соответствует границе Мохо.

В работе [1] в качестве $h = \text{const}$ принята нижняя граница литосферы в виде плоскости, поэтому при усреднении системы (1) по формуле (2) члены, содержащие производные h по x_1, x_2 , автоматически выпадают.

В нашем случае граница Мохо не плоская и $h(x_1, x_2)$ и не постоянна. В таком случае, замена усредненных производных напряжений при преобразовании (1) производится по следующей формуле:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\sigma}_{ij}}{\partial x_k} &= \frac{\partial}{\partial x_k} \left(\frac{1}{h-H} \int_H^h \sigma_{ij} dx_3 \right) = \frac{1}{(h-H)^2} \times \\ &\times \int_H^h \sigma_{ij} dx_3 + \frac{1}{h-H} \int_H^h \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_k} dx_3 + \\ &+ \frac{1}{(h-H)} \sigma_{ij} \Big|_{x_3=h} \frac{\partial h}{\partial x_k} - \frac{1}{(h-H)} \sigma_{ij} \Big|_{x_3=H} \frac{\partial H}{\partial x_k} = \quad (3) \\ &= \frac{\partial \bar{\sigma}_{ij}}{\partial x_k} + \frac{\sigma_{ij}(x_1, x_2, h)}{(h-H)} \frac{\partial h}{\partial x_k} + \\ &+ \frac{(\bar{\sigma}_{ij} - \sigma_{ij}(x_1, x_2, H)) \partial H}{(h-H) \partial x_k}. \end{aligned}$$

В формуле (3) присутствуют значения напряжений на свободной поверхности $\sigma_{ij}(x_1, x_2, H)$ и на границе Мохо $\sigma_{ij}(x_1, x_2, h)$. Относительно $\sigma_{ij}(x_1, x_2, H)$ используем известные эмпирические оценки напряжений для различных глубин земной коры. Для горизонтальных напряжений в складчатом и кристаллическом фундаменте земной коры выведены формулы, составленные по [6], в виде $(\sigma(h) = 0.06 + 0.31 \times 10^{-3}h)$, где h – глубина в км) кг/см².

Наша модель ориентирована на известные оценки касательных напряжений на территории бывшего СССР, установленные эмпирически приблизительно для глубин 15–20 км [7, 23].

Поэтому отношение горизонтальных напряжений на поверхности по отношению к средним

напряжениям, возьмем в виде отношений напряжений на 2 км (приблизительная средняя граница начала кристаллического фундамента) и 15 км по формуле:

$$\frac{\sigma_{11}(x_1, x_2, H)}{\sigma_{11}(x_1, x_2)} = \frac{\sigma(2 \text{ км})}{\sigma(15 \text{ км})} \approx 0.15, \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \bar{\sigma}_{11}(x_1, x_2) - \sigma_{11}(x_1, x_2, H) &= \\ = 0.85 \bar{\sigma}_{11}(x_1, x_2) &= p \bar{\sigma}_{11}(x_1, x_2). \end{aligned} \quad (5)$$

Относительно $\sigma_{11}(x_1, x_2, h)$ действия следующие: известно, что начиная с некоторых глубин, разница главных горизонтальных напряжений и вертикальной составляющей напряжений нивелируются, и тензор напряжения становится шаровым. Косвенное свидетельство этого факта демонстрирует базальтовый слой земной коры, где почти отсутствуют землетрясения. Принимаем на уровне Мохо $\sigma_{11}(x_1, x_2, h)$ и $\sigma_{22}(x_1, x_2, h)$ за главные горизонтальные напряжения, приравняем их вертикальному напряжению при $x_3 = h(x_1, x_2)$:

$$\begin{aligned} \sigma_{33}(x_1, x_2, h) &= \rho g [h(x_1, x_2) - H(x_1, x_2)], \\ \sigma_{31}(x_1, x_2, h) &= k_a \sigma_{33}(x_1, x_2, h), \\ \sigma_{32}(x_1, x_2, h) &= k_a \sigma_{33}(x_1, x_2, h), \end{aligned}$$

где k_a – коэффициент трения.

Тогда

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\sigma}_{ij}}{\partial x_k} &= \frac{\partial \bar{\sigma}_{ij}}{\partial x_k} - \rho g \frac{\partial (h-H)}{\partial x_k} \delta_{ij} - \\ &- \frac{(\bar{\sigma}_{ij} - \sigma_{ij}(x_1, x_2, H)) \partial H}{(h-H) \partial x_k}. \end{aligned} \quad (6)$$

Отнесем линейные переменные к средней мощности земной коры L , усредненные скорости перемещений к L/t_0 (t_0 – масштаб времени), напряжения к μ_0/t_0 (μ_0 – средняя вязкость составных блоков). Остальные преобразования уравнения (1) проводятся по [1]. Сохраняя прежними обозначения относительных переменных, в результате получим следующее уравнение Стокса, относительно безразмерных усредненных скоростей перемещения:

$$-\text{grad } \bar{p} + \frac{\mu}{\mu_0} \Delta \bar{v} = \bar{F}, \quad (7)$$

$$\begin{aligned} F_1 &= \frac{p}{(h-H)} \bar{\sigma}_{11} \frac{\partial H}{\partial x_1} + \frac{p}{(h-H)} \bar{\sigma}_{12} \frac{\partial H}{\partial x_2} - \\ &- \frac{\partial}{\partial x_1} \left(\frac{p}{(h-H)} \frac{\partial H}{\partial x_1} v_1 \right) - \frac{\partial}{\partial x_2} \times \\ &\times \left[\frac{2p}{(h-H) \mu_0} \left(\frac{\partial H}{\partial x_2} v_1 + \frac{\partial H}{\partial x_1} v_2 \right) \right] - \frac{1}{(h-H)} \times \\ &\times \left[v_3(x_1, x_2, H) \frac{\partial H}{\partial x_1} + \frac{\partial v_3(x_1, x_2, H)}{\partial x_1} \right], \end{aligned} \quad (8)$$

$$F_2 = \frac{1}{2(h-H)} \overline{\sigma_{21}} \frac{\partial H}{\partial x_1} + \frac{1}{2(h-H)} \overline{\sigma_{22}} \frac{\partial H}{\partial x_2} - \frac{\partial}{\partial x_1} \left[\frac{2p}{(h-H)} \mu \left(\frac{\partial H}{\partial x_2} v_1 + \frac{\partial H}{\partial x_1} v_2 \right) \right] - \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\frac{p}{(h-H)} \frac{\partial H}{\partial x_2} v_2 \right) - \frac{1}{(h-H)} \left[v_3(x_1, x_2, H) \frac{\partial H}{\partial x_2} + \frac{\partial v_3(x_1, x_2, H)}{\partial x_2} \right]. \quad (9)$$

Здесь принято $v_3(x_1, x_2, h) = 0$, $k_a = 0$.

Усредненное уравнение несжимаемости принимает следующий вид:

$$\frac{\partial v_1}{\partial x_1} + \frac{\partial v_2}{\partial x_2} + \frac{\partial v_3}{\partial x_3} = \frac{\partial v_1}{\partial x_1} + \frac{\partial v_2}{\partial x_2} - \frac{p}{(h-H)} \left(\frac{\partial H}{\partial x_1} v_1 + \frac{\partial H}{\partial x_2} v_2 \right) + \frac{1}{(h-H)} v_3(x_1, x_2, H) = 0. \quad (10)$$

В формулах (7)–(10) усредненные напряжения (σ_{ij} с чертой) являются решениями реконструированной упругой задачи [23].

Таким образом, 3D задача свелась к 2D задаче, относительно горизонтальных средних скоростей. Уравнения для горизонтальных средних скоростей перемещений решаются в плоской области, ограниченной внешними границами региона исследования (см. рис. 4). Отражена 2D область в плане, которая имеет рельеф и основание границы Мохо (см. рис. 4, см. рис. 5, см. рис. 6). Поверхность рельефа от нулевого уровня вверх строилась по данным физических карт, а изолинии границы Мохо от нулевого уровня вниз – по данным [4], при помощи программы Surfer [35].

Два активных разлома разделяют рассматриваемую область на три блока с различными вязкостями μ . На контакте границ блоков ставились условия непрерывности напряжений и скоростей перемещений.

Граничные условия для уравнений (7)–(9) выбирались следующим образом. Евразийская плита считалась относительно неподвижной. Скорости перемещений левого борта Таласо-Ферганского глубинного разлома приняты по современным данным GPS. На остальных внешних границах выбирались напряжения, которые рассчитаны по модели [23] в качестве внутренних граничных условий.

Уравнения (7)–(10) при описанных граничных условиях решались методом граничных интегральных уравнений. Методика решения и дальнейшая процедура получения численных решений, которая реализовалась в среде программирования Дельфи [23]. Значения вязкостей корректировались сравнением модельных значений ско-

рости и угловой скорости с аналогичными значениями, построенные по данным GPS, имеющимся для Ферганской впадины [34].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Скорости перемещений и поля напряжений Западного Тянь-Шаня

Приведены скорости перемещений и тангенциальные напряжения, полученные в результате численной реализации (рис. 7, рис. 8).

Результаты показывают, что территория Ферганской впадины вращается против часовой стрелки вокруг точки с координатами (39°8' с.ш., 69°9' в.д.) со скоростью угла вращения 4 нанорадиан/год. Вертикальные скорости на поверхности $v_3(x_1, x_2, H)$, в предположении $v_3(x_1, x_2, h) = 0$, построены по формуле (10), вполне согласуются с установленными инструментальными данными (см. рис. 3, рис. 9).

Поле скоростей перемещения, полученные в результате решения модельной задачи, сгруппированы на отдельные участки по типу направления движения (рис. 10).

В результате исследуемая территория разделилась на несколько блоков. Границы блоков практически совпадают с разрывными нарушениями более высокого ранга (см. рис. 2).

Геодинамическое состояние земной коры зачастую оценивается по значениям коэффициента Лоде–Надаи:

$$\mu_\sigma = 2 \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} - 1, \quad (11)$$

с трактовкой, что сжатию соответствует $\mu_\sigma = +1$, растяжению $\mu_\sigma = -1$ и сдвигу $\mu_\sigma = 0$.

Надо отметить, что данное утверждение в общих случаях неверно. Этот коэффициент введен изначально при проведении экспериментов на пластичность тонкостенных труб на одновременное растяжение с внутренним давлением и кручением.

В экспериментах А.А. Ильюшина [10] установлено, что противовес проведенной трактовке равномерному растяжению в двух направлениях соответствует $\mu_\sigma = 1$, одноосному растяжению $\mu_\sigma = -1$.

Значения $\mu_\sigma = +1$, как видно по формуле (11), достигается во всех случаях, когда эллипсоид напряжений является эллипсоидом вращения $\sigma_1 = \sigma_2$, не важно, что при этом эти напряжения являются напряжениями сжатия или растяжения. Аналогично $\mu_\sigma = -1$ при $\sigma_2 = \sigma_3$, независимо от растяжения или сжатия. Таким образом, утверждение о геодинамическом состоянии земной коры на основе коэффициента μ_σ (сжатия $\mu_\sigma = +1$,

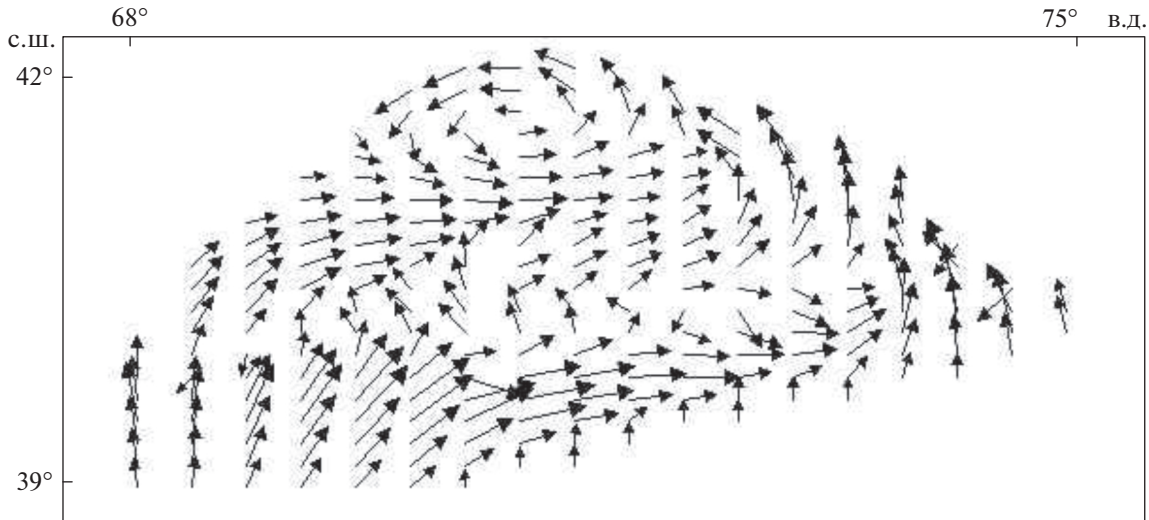


Рис. 7. Поле скоростей по результатам численной модели.



Рис. 8. Тангенциальные напряжения $\sigma_{\tau}/2 \times 10^8$ Па на глубине 15 км по результатам численной модели.

растяжения $\mu_{\sigma} = -1$) пригодно только при одноосном сжатии или растяжении (эллипсоид становится прямой линией).

Несмотря на неоднозначность оценки состояния земной коры по коэффициенту Лоде–Надаи при $\mu_{\sigma} = \pm 1$, случай $\mu_{\sigma} = 0$ точно отвечает сдвигу. Для выражения этого коэффициента, мы построили поле главных векторов напряжений σ_1 , σ_2 в нашей задаче через решение средних напряжений σ_{ij} по формуле:

$$\sigma_{1,2} = \frac{\sigma_{11} + \sigma_{22}}{2} \pm \sqrt{\frac{(\sigma_{11} - \sigma_{22})^2}{2} + \sigma_{12}^2}. \quad (12)$$

В качестве третьей компоненты напряжений σ_3 приняли вес вышележащей породы. В нашем при-

мере значение +1 этого коэффициента соответствует середине территории, которая находится в состоянии равномерного растяжения (рис. 11).

Таким образом, на основании учета двух разрывных нарушений 2-го ранга, можно утверждать, что разрывные нарушения более высокого ранга обусловлены перераспределением энергии внешних воздействий, передающихся через разрывные нарушения более низкого ранга.

Для более уверенной констатации этого утверждения мы проанализировали очаги землетрясений в регионе за период 1902–2017 гг., сопоставив границы блоков, выделенные по численному решению, с сейсмологическими данными (рис. 12).

Были проанализированы особенности проявления слабых землетрясений в пределах Западно-

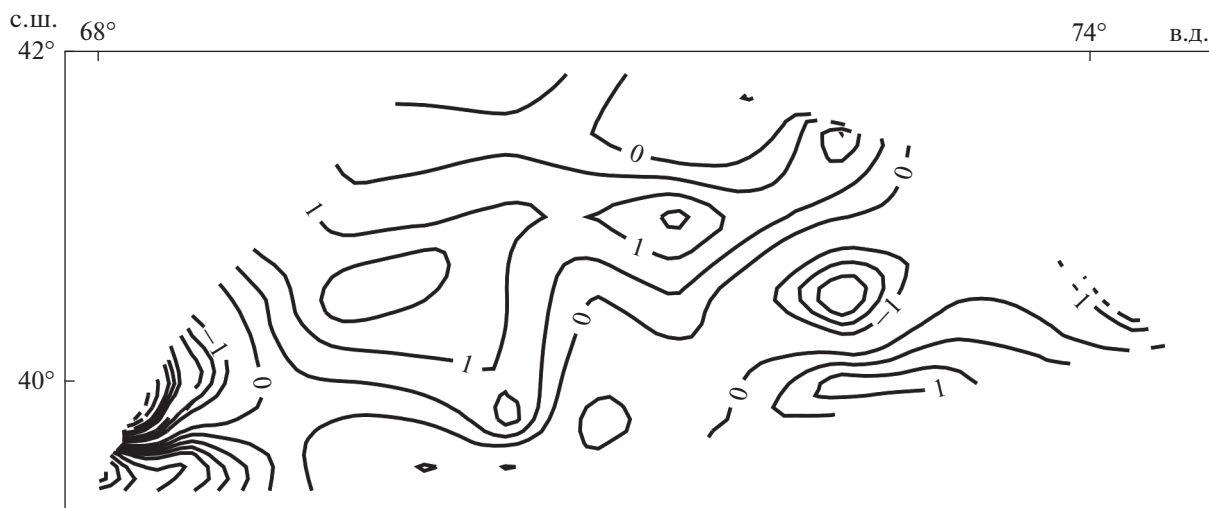


Рис. 9. Вертикальное движение (мм/год) по решениям модельной задачи.

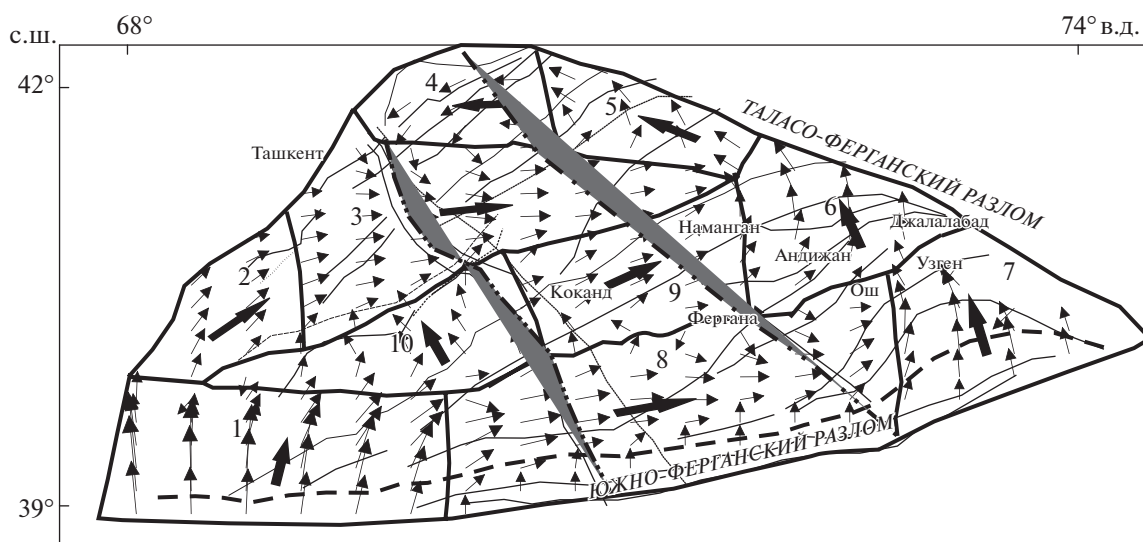


Рис. 10. Сгруппированные по направлениям скорости перемещений из решения модельной задачи.

го Тянь-Шаня. Результаты анализа показали, что в разных блоках количество слабых землетрясений, возникшие за указанный промежуток времени, варьирует в широких пределах.

По всей протяженности Гиссаро-Кокшаальского разлома, являющегося южной границей в зоне Таласо-Ферганского разлома, которая является северо-восточной границей Западного Тянь-Шаня, — преобладают сжимающие напряжения. В отличие от этого, в структуре Западного Тянь-Шаня распределение напряжений достаточно разнообразное.

Блоки, выделенные здесь, имеют более высокую прочность и эффективную жесткость в сравнении с разломными зонами, а разломные зоны выполняют также роль места сброса энергии накопленных деформаций. Большая часть сил внеш-

него воздействия в пределах Западного Тянь-Шаня расходуется во внутренних сейсмоактивных разломных зонах.

Необходимо отметить, что блоки, выделенные по результатам численной модели, послужили основой для более детального анализа комплекса геолого-геофизических данных и оконтуриванию блоков 3-го ранга. Далее мы сопоставили границы блоков, выделенных по результатам математического моделирования, с границами блоков по данным комплекса геолого-геофизических, сейсмотектонических, глубинного строения, неотектонических и современных вертикальных тектонических движений (см. рис. 2).

Если учесть, что по геолого-геофизическим данным границы блоков обусловлены активными разломами и указывают выход разломов на

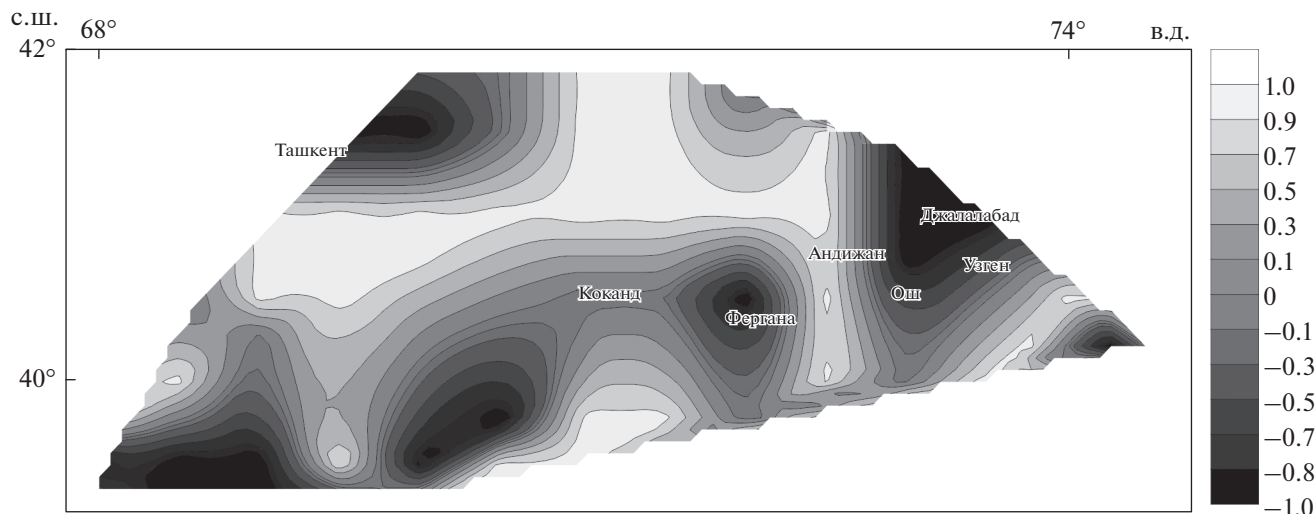


Рис. 11. Изолинии коэффициента Лове–Надаи по решению модельной задачи.

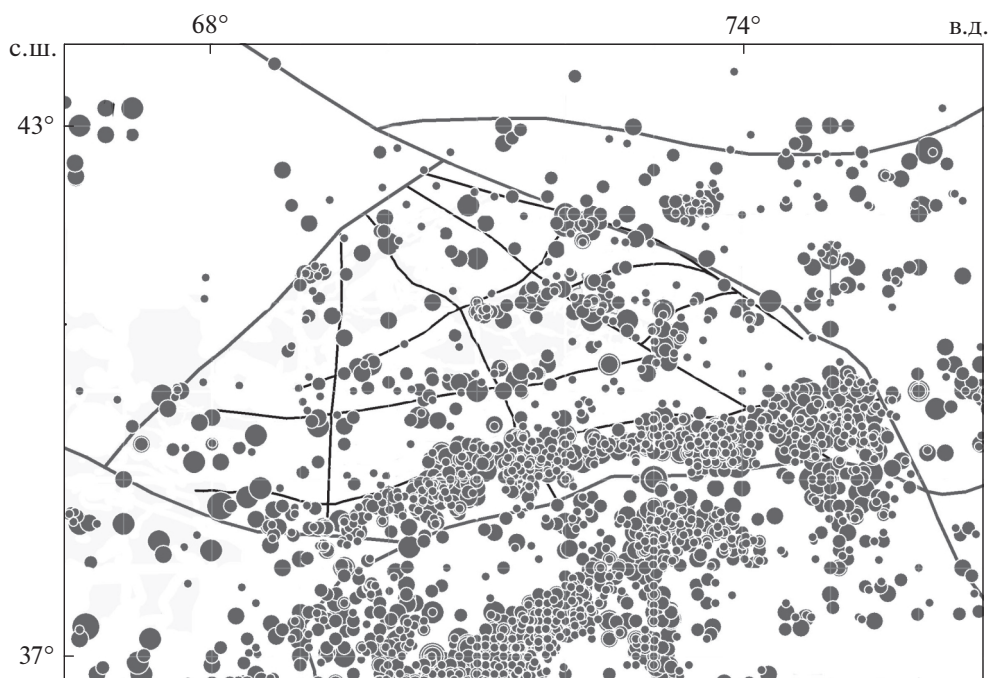


Рис. 12. Эпицентры землетрясений $M \geq 4$, произошедших в 1902–2017 годах, наложенные на условные границы разнонаправленных движений и выделенные по решению модельной задачи.

дневную поверхность, а границы векторных полей, выделенные на основе моделирования, носят усредненный характер, — то наблюдаемые расхождения, по нашему мнению, вполне допустимы.

Границы блоков принимаются зонами наибольшей концентрации тектонических напряжений, а угол расхождения между векторами позволяет оценить степень напряженности. Чем больше угол расхождения векторных полей, тем больше вероятность повышенных тектонических напряжений. Направления векторов, не согласовываю-

щихся с региональным полем напряжений, требуют более детального анализа.

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют, что наибольшим напряженным состоянием отличаются разломы блоков 1-го ранга, характерные размеры которых измеряются несколькими сотнями километров. Разломы, разграничивающие блоки 2-го ранга, относятся к категории краевых разломов, которые способны генерировать землетрясения до $M \leq 7.0$.

Следующий уровень тектонических структур, отличающихся повышенным напряженным со-

стоянием, являются блоки 3-го ранга, в приграничных зонах которых могут возникать землетрясения с магнитудой $M \leq 6.0$.

ВЫВОДЫ

1. Построена карта амплитуд неотектонических движений и выделены структуры 2-го и 3-го ранга региона Западного Тянь-Шаня.

2. Выделенные активные разломы 2-го ранга послужили основой для математической модели напряжений на базе уравнения Стокса.

3. Полученные поля скоростей сгруппированы по типам направления движения и на этом основании вся территория разделена на блоки 3-го ранга.

4. В результате геодинамического анализа напряжений получено подтверждение разделения региона исследования на несколько блоков, которые ограничены разрывными нарушениями более высокого ранга.

5. Анализ очагов землетрясений также указывает на концентрацию очагов в пределах границ блоков.

6. Решение модельной задачи подтверждает определяющую роль разломов в процессе перераспределения напряжений.

Благодарности. Авторы искренне признательны А.Н. Галыбину (ИФЗ РАН, г. Москва, Россия) за обсуждение вывода формул осреднения. Авторы благодарны анонимным рецензентам за конструктивные комментарии и редактору за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Министерства инновационного развития Республики Узбекистан (гранты № 8-007, № 20170918 111).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атабеков И.У. Опыт моделирования сеймотектонического течения земной коры Центральной Азии // *Физика Земли*. 2021. № 1. С. 122–132. <https://doi.org/10.31857/S0002333721010014>
2. Атабеков И.У., Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимов Т.Л., Мирзаев М.А. Связь сильных землетрясений с активацией глубинных разломов в Центральной Азии (Узбекистан): численное моделирование вариации полей напряжения // *Геотектоника*. 2021. № 3. С. 78–95. <https://doi.org/10.31857/S0016853X21030036>
3. Бабеев А.М. Важнейшие сейсмогенные разломы Таджикистана. — В кн. *Сеймотектоника некоторых районов Юга СССР*. — Под ред. И.Е. Губина — М.: Наука, 1976. С. 91–105.
4. Брагин В.Д., Лобаченко А.Н. Гравитационное поле. — В кн. *Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия)*. — М.: Научный мир, 2005. С. 52–58.
5. Булин Н.К. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры // *Геотектоника*. 1971. № 3. С. 3–15.
6. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. — Под ред. Ю.Г. Леонова — М.: ГЕОС, 2012. 186 с. (Тр. ГИН РАН. 2012. Вып. 603).
7. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. — М.: Наука, 1964. 536 с.
8. Зуннунов Ф.Х., Зильберштейн М.Б., Перельман И.И., Пак В.А., Пшеничная З.Д., Харитонов А.И., Грудкин К.А., Ефимов Г.П. Глубинное геологическое строение Ферганской межгорной впадины и его изучение геофизическими методами. — Под ред. Т.Л. Бабаджанова — Ташкент: ФАН, 1973. 192 с.
9. Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. — Под ред. Г.А. Мавлянова — Ташкент: ФАН, 1978. 144 с.
10. Ильюшин А.А. Пластичность. — М.: ОГИЗ, 1948 г. 388с.
11. Карта новейших тектонических движений Юга СССР. — М-б 1: 1000000 — Под ред. Л.П. Полкановой — М.: ГУКГ при СМ СССР, 1972.
12. Костюк А.Д., Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Яги Ю. Деформация земной коры северного Тянь-Шаня по данным очагов землетрясений и космической геодезии // *Физика Земли*. 2010. № 3. С. 52–65.
13. Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети // *Физика Земли*. 2010. № 7. С. 33–51.
14. Кузьмин Ю.О. Парадоксы сопоставительного анализа измерений методами наземной и спутниковой геодезии в современной геодинамике // *Физика Земли*. 2017. № 6. С. 24–39. <https://doi.org/10.7868/S0002333717060023>
15. Ситдиков Б.Б. Новейшая тектоника Центральных Кызылкумов. — Под ред. А.М. Акрамходжева — Ташкент: ФАН, 1976. С. 37–72.
16. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования. М.: Научный Мир, 2005 г. 399 с.
17. Ходжаев А.К. Палеосейсмогеология Чаткало-Курраминского региона. — Под ред. Р.Н. Ибрагимова — Ташкент: ФАН, 1985. 132 с.
18. Таль-Вирский Б.Б. Геофизические поля, глубинное строение земной коры и мантии, сейсмичность и современные движения. — В кн. *Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан*. — Ташкент: Университет, 1998. С. 369–427.
19. Троицкий В.И., Садыков Ю.М., Денисов Р.И. К карте новейших тектонических движений Узбекистана. — В сб.: *Проблемы сейсмологии в Узбекистане*. — Мат-лы Междунар. конф. “Современные проблемы сейсмологии, гидрогеологии и инженерной геологии (к 100-летию академика Г.И. Мавлянова)” — Ташкент: ИС АН РУз, 2010. С. 241–244.
20. Якубов Д.Х. Геотектонические условия возникновения сильных землетрясений Среднего и Южного Тянь-Шаня. — Под ред. О.М. Борисова — Ташкент: ФАН, 1991. 104 с.
21. Якубов Д.Х., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Региональные разломы Среднего и Южного Тянь-Шаня. — Под ред. Г.А. Мавлянова — Ташкент: ФАН, 1976. 146 с.

22. Ярмухамедов А.Р. Современные тектонические движения земной коры. — В кн. *Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан*. — Под ред. О.М. Борисова — Ташкент: Университет, 1998. С. 446–459.
23. 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>
24. Brookfield M.E. Geological development and Phanerozoic crustal accretion in the western segment of the southern Tien Shan (Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan) // *Tectonophysics.* 2000. Vol. 328. P. 1–14.
25. De Grave J., Glorie S., Ryabinin A., Zhimulev F., Buslov M.M., Izmer A., Elburg M., Vanhaecke F., Van den Haute P. Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the Southern Kyrgyz Tien Shan: Constraints from multi-method thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai Section and the South-eastern Ferghana Basin // *J. Asian Earth Sci.* 2011. Vol. 44. P. 149–168. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.04.019>
26. Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.L., Zoback M. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // *Tectonophysics.* 2018. Vol. 744. P. 484–498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
27. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Izmer A., P. Van den Haute, Vanhaecke F., Elburg M.A. Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi–Inylchek) suture zone: The role of inherited structures during deformation-propagation // *Tectonics.* 2011. Vol. 30. TC6016. <https://doi.org/10.1029/2011TC002949>
28. Mordvintsev D., Barrier E., Brunet M-F., Blanpied C., Sidorova I. Structure and evolution of the Bukhara-Khiva region during the Mesozoic: the northern margin of the Amu-Darya Basin (southern Uzbekistan). — In *Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range*. — Ed. by M.-F. Brunet, T. McCann, E.R. Sobel, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2017. Vol. 427. Is. 1). P. 145–174. <https://doi.org/10.1144/SP427.16>
29. Rebetsky Yu.L., Kuchai O.A., Sycheva N.A., Tatevossian R.A. Development of inversion methods on fault slip data stress state in orogenes of Central Asia // *Tectonophysics.* 2012. Vol. 581. P. 114–131.
30. Rolland Y., Alexeiev D.V., Kröner A., Corsini M., Loury C., Monié P. Late Palaeozoic to Mesozoic kinematic history of Talas-Ferghana strike-slip Fault (Kyrgyz West Tianshan) revealed by a structural study and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // *J. Asian Earth Sci.* 2013. Vol. 67–68. P. 76–92.
31. Thomas J.C., Cobbold P.R., Shein V.S., Le Douaran S. Sedimentary record of late Paleozoic to Recent tectonism in central Asia — analysis of subsurface data from the Turan and south Kazak domains // *Tectonophysics.* 1999. Vol. 313. P. 243–263.
32. Zoback M.L. First and Second Modern Pattern of Stresses in the Lithosphere: The World stress Map project // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. No. B8. P. 11 707–11 728.
33. Zoback M.L., Zoback M. Lithosphere stress and deformation // *Treat. Geophys.* 2007. P. 255–271. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53802-4.00115-9>
34. Zubovich F.V., Wang X., Scherba Y.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigber C., Mosienko O.I., Molnar P., Michajljow W., Makarov V.I., Li J., Kuzikov S.I., Herring T.A., Hamburger M.V., Hager B.X., Dang Y., Bragin V.D., Beisenbaev R. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // *Tectonics.* 2010. Vol. 29 (TC6014). P. 1–23.
35. Surfer software, <https://www.goldensoftware.com/> (Accessed February 2, 2022).

Stress Regime of the Earth's Crust in the Western Tien Shan in Central Asia (Uzbekistan): A Mathematical Model of Stresses

I. U. Atabekov^{a,*}, Yu. M. Sadykov^a

^aMavlyanov Institute of Seismology, Academy of Sciences of Republic of Uzbekistan, bld. 3, st. Zulfiyakhanum, 100028 Tashkent, Uzbekistan

*e-mail: atabekovi@mail.ru

Analysis of seismic and tectonic processes carried out, taking into account the size of tectonic structures and geological factors that determine the features of the relationship between tectonic units of different ranks, made it possible to identify patterns in the development of a seismic process to predict seismic activation. Modern tectonic movements reflect the folded-block nature of the structure of the earth's crust. In our study, based on the Stokes equations, we solve the problem of the stress state of the earth's crust in the Western Tien Shan region, taking into account active faults of different ranks. Grouping the direction of displacement velocities obtained as a result of a numerical solution made it possible to divide the region of the Western Tien Shan into separate blocks, the boundaries of which coincide with the existing faults of a higher rank. The numerical results of the model are verified with geodetic and GPS data. The most intense areas of the Western Tien Shan region are compared with macroseismic data.

Keywords: Neotectonics, recent tectonic movements, numerical model, crustal stress, Fergana depression, Western Tien Shan