

УДК 550.348.436+551.24

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРУКТУРНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭЛЬБИСТАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СРАВНЕНИЕ ДВУХ СИЛЬНЕЙШИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ 06.02.2023 г. В ВОСТОЧНОЙ ТУРЦИИ¹

© 2024 г. Я. И. Трихунков^{1, *}, Н. Çelik², В. С. Ломов¹, В. Г. Трифонов¹, Д. М. Бачманов¹,
Y. Karginoglu², С. Ю. Соколов¹

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

²Firat University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, 231119 Elazığ, Türkiye

*e-mail: jarsun@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.12.2023 г.

После доработки 24.04.2024 г.

После повторной доработки 17.05.2024 г.

Принята в печать 26.06.2024 г.

Эльбистанское (Чардакское) землетрясение с магнитудой $M_w = 7.5$ произошло в Восточной Анатолии 06.02.2023 г. в 10:24 UTC и последовало за сильнейшим в регионе Восточно-Анатолийским (Пазарджикским) землетрясением с магнитудой $M_w = 7.8$, случившимся в тот же день в 1:17 UTC немного южнее. При Эльбистанском землетрясении активизировались смежные сегменты разломов Чардак и Улуова с четвертичными левосдвиговыми смещениями. Возникшие сейсмогенные разрывы имеют общую протяженность 190 км, из которых на 148 км проявились левые сдвиги. Их максимальная амплитуда – 7.84 м зафиксирована в 8-ми км восточнее эпицентра. Сейсмогенные сдвиги Эльбистанского и Восточно-Анатолийского землетрясений представляют выходы их очагов на земную поверхность. По размерам очаговых зон и амплитудам сейсмогенных смещений оба землетрясения превосходят средние значения этих параметров континентальных землетрясений сдвигового типа. При этом оба очага не распространяются глубже верхней части земной коры (16–20 км).

В районе очаговых зон обоих землетрясений широко распространены офиолитовые комплексы, охватывающие сходные глубины. В распределении сейсмогенных сдвиговых смещений вдоль очаговой зоны Эльбистанского землетрясения обнаружены два максимума – в зоне разлома Чардак с амплитудами смещений 5.7–7.84 м и в зоне разлома Улуова с амплитудами смещений 3.5–5.1 м. Оба максимума приурочены к областям распространения офиолитов или к их контактам с породами фундамента. В кристаллических породах фундамента амплитуда сдвига существенно снижается. Мы объясняем повышенные размеры очаговых зон и амплитуд смещений обоих землетрясений с геологическими особенностями офиолитов, повышающими возможность скольжения горных пород при сейсмических подвижках. Тот факт, что очаги обоих землетрясений охватывают только верхнюю часть земной коры, обусловлен подъемом кровли пород с пониженными скоростями P -волн, охватывающих верхнюю мантию и нижнюю часть земной коры и интерпретируемых как разогретые породы с пониженной прочностью.

Ключевые слова: Эльбистанское землетрясение, Восточно-Анатолийское землетрясение, зоны активных разломов Чардак и Улуова, сейсмогенные смещения, левый сдвиг, офиолиты, глубина очага, кристаллический фундамент, земная кора

DOI: 10.31857/S0016853X24030054, EDN: FGERZL

ВВЕДЕНИЕ

Через трагических и, вместе с тем, уникальных сейсмических событий потрясла Восточную Анатолию 06.02.2023. Эльбистанское (Чардакское) землетрясение магнитудой 7.5 [29] (или $M_w = 7.6$, по [20]) произошло в 10:24 UTC, через 9 часов после того,

как в 96 км южнее случилось сильнейшее в регионе Восточно-Анатолийское (Пазарджикское, по [29]) землетрясение с магнитудой $M = 7.8$ [7].

Подобное сочетание двух землетрясений столь высокой магнитуды в двух расположенных рядом разломных зонах, одна из которых к тому же ранее считалась неактивной, до этого в Восточном Средиземноморье и на Ближнем Востоке не фиксировалось.

¹Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи: 0.31857/S0016853X24030054, доступны для авторизованных пользователей.

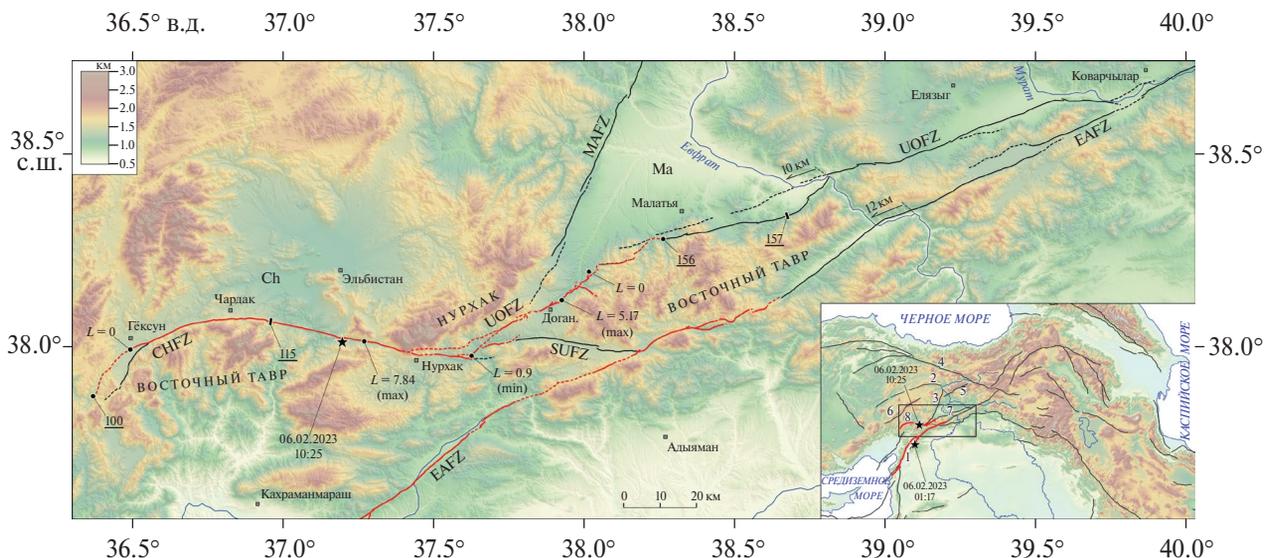


Рис. 1. Зоны активных разломов Восточной Анатолии (рельеф по [10]).

Зоны: EAFZ – Восточно-Анатолийская; MAFZ – Малатья; CHFZ – Чардак; UOFZ – Улуова; SUFZ – Сюргию. Впадины: Ch – Чардакская; Ma – Малатья.

Показаны: сегменты разломов, активизированные при землетрясениях 06.02.2023 г. (красным); разломы и их сегменты, не затронутые этими землетрясениями (черным). Обозначены пункты наблюдений (точки) и проведения тренчинга (черточки) с их номерами (арабские цифры с подчеркиванием) или максимальными амплитудами (L) левосдвиговых смещений (м).

Обозначен (звездочка) эпицентр Эльбистанского землетрясения.

На врезке обозначены зоны (арабские цифры): 1 – EAFZ; 2 – Делилер; 3 – Малатья; 4 – Северо-Анатолийская; 5 – Овачик; 6 – Сариз; 7 – Улуова; 8 – Чардак.

Обозначены (звездочки) эпицентры Эльбистанского и Пазарджикского (Восточно-Анатолийского, Кахраманмарашского) землетрясений.

По данным Геологической службы США и турецких источников эпицентр Эльбистанского землетрясения локализован в южном крыле разлома Чардак в 20 км к югу от г. Эльбистан [20, 29]. Глубина гипоцентра оценивается в 7,4, 5 или 13 км [20, 23, 29]. После землетрясения возникло плотное облако афтершоков, удлиненное вдоль разломов Чардак и Улуова на расстояние ~200 км. Близкие глубины гипоцентров определены также у сильнейших афтершоков.

При Эльбистанском землетрясении были активизированы соседние сегменты зон разломов Чардак и Улуова, причем разлом Улуова ранее считался неактивным [14] (рис. 1). По возникшим сейсморазрывам на отрезке длиной 148 км произошли левосдвиговые смещения.

Несмотря на то, что распределение энергии многочисленных афтершоков вдоль линий разломов Чардак и Улуова пропорционально распределению величин сейсмогенных смещений, подвижка по данным разломам произошла во время и сразу после главного толчка [7]. При столь небольшой глубине очага возникшие сейсморазрывы могут рассматриваться как выходы сейсмогенери-

рующих разрывов верхней части земной коры на земную поверхность и обозначают горизонтальные размеры очага землетрясения.

Цель настоящей статьи – презентация и анализ сейсмогенных разрывов, возникших при Эльбистанском землетрясении 06.02.2023 г., определение тектонической позиции данного землетрясения и его геодинамических обстановок.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В структуре верхней части земной коры Восточной Анатолии важную роль играют породы офиолитового комплекса – в разной степени серпентинизированные перидотиты, габброиды, базальтовые лавы, поля базальтовых даек и офиолитовый меланж.

Определяющими элементами мезозойско-кайнозойской тектонической зональности являются две зоны офиолитовых сутур. На севере это восточные сегменты сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан, которая продолжается на восток офиолитами Базумского хребта и Севано-Акеринской зоны Армении, и на юге – сутура Южного Тавра,

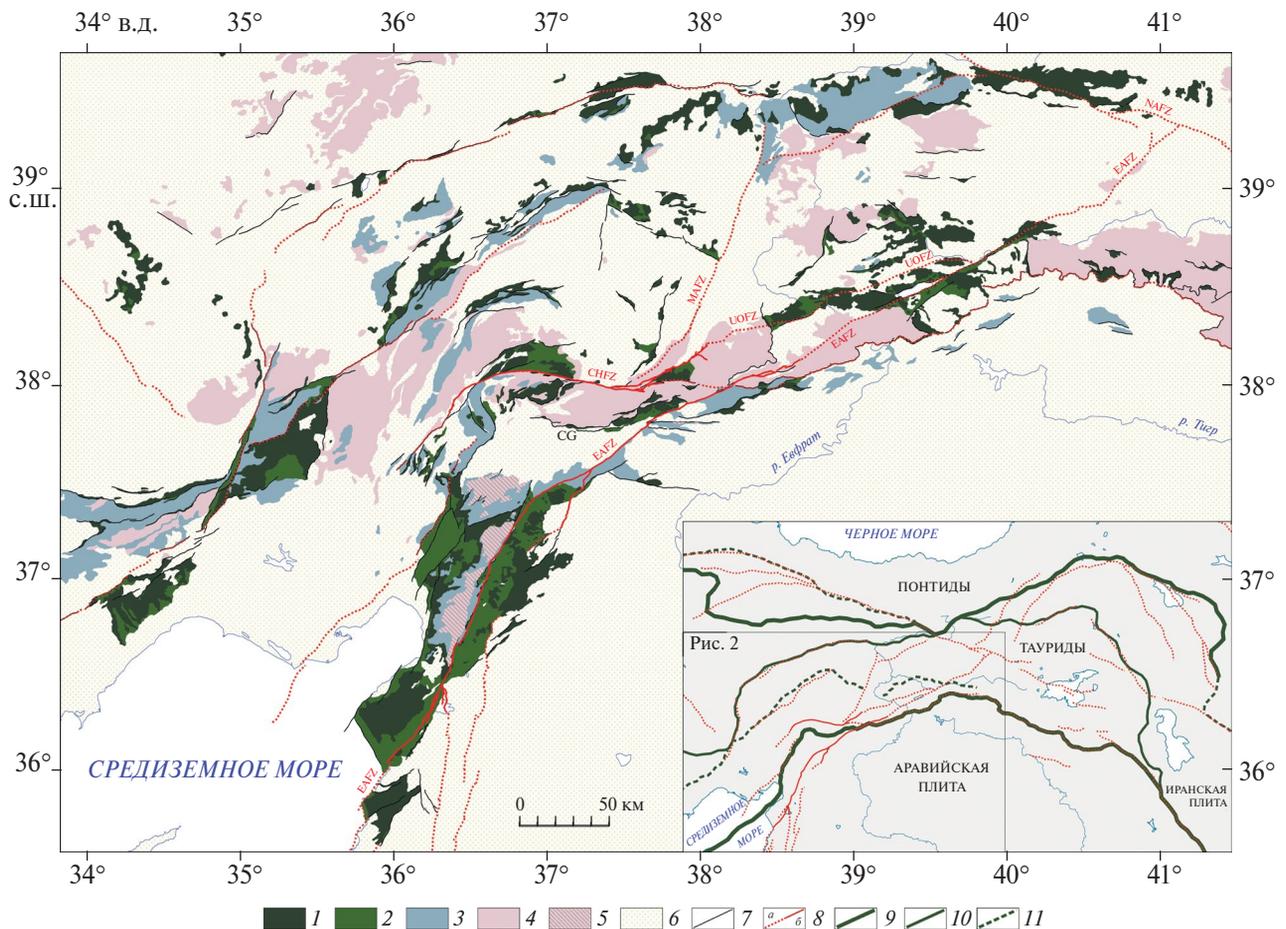


Рис. 2. Соотношение выходов кристаллического фундамента, офиолитов и активных разломов внутренних сегментов Альпийско-Гималайского пояса в Восточной Анатолии и Закавказье (по данным [16]).

Зоны: EAFZ – Восточно-Анатолийская; NAFZ – Восточно-Анатолийская; MAFZ – Малатья; CHFZ – Чардак; UOFZ – Улуова.

Обозначен: CG – разрез Чаглаянсерит с офиолитовой сутурой Неотетиса.

На врезке: сутуры Восточной Турции, Закавказья и Северо-Западного Ирана, которые разделяют плиты и микроплиты. 1–2 – офиолиты: 1 – обнаженные, 2 – предполагаемые под молодыми отложениями; 3 – комплекс среднетриасовых–меловых отложений; 4 – выходы метаморфического фундамента (в Тавридах формация Малатья); 5 – нижние горизонты платформенного чехла Аравийской плиты (кембрий–ордовик); 6 – маастрихт и кайнозой; 7 – разломы; 8 – активные разломы: *a* – не затронутые 06.02.2023 г., *b* – сегменты, активизированные 06.02.2023 г.; 9 – главные сутуры (Измир–Анкара–Эрзинджан–Севан и Южного Тавра); 10–11 – сутуры: 10 – разделяющие микроплиты, расположенные между главными сутурами, 11 – предполагаемые

которая на западе достигает залива Искендерун и продолжается структурами южного обрамления Кипрской дуги, а на востоке переходит в сутуру Главного надвига Загроса [6, 8, 18, 26] (рис. 2).

Формирование океанической коры, представленной офиолитами северной сутуры, началось в позднем триасе. Субдукция продолжалась со средней юры и сменилась коллизией не позднее турона–кампа [2, 12, 15, 25, 27]. Южно-Таврская сutura маркирует развитие бассейна Неотетиса, где субдукция началась в мелу, а закрытие его реликтов и начало коллизии приходится на поздний эоцен – олигоцен [8]. Обе главные су-

туры сопровождаются офиолитами, вскрытыми в тектонических окнах в тылу надвинутых сатур, и обдуцированными офиолитовыми покровами перед их фронтом.

Между главными сутурами сохранились фрагменты офиолитовых зон второго порядка, разделяющих отдельные микроплиты и блоки [24]. К их числу относится ветвь северной сутуры, которая отделяется от нее на западном обрамлении Эрзурумской впадины, следует на восток до г. Кызылмана и далее на юго-восток вдоль юго-западного берега оз. Урмия, где смыкается с продолжением Южно-Таврской сутуры. Эта офиолитовая зона

отделяет микроплиту Таврид от раздробленных западных фрагментов Иранской микроплиты [6]. Сейсмически активизированные в 2023 г. разломы Чардак и Улуова расположены внутри микроплиты Таврид севернее Южно-Таврской сuture, отделяющей микроплиту от Аравийской плиты.

Метаморфизованный фундамент Таврид датирован палеозоем—ранним триасом.

Фундамент Аравийской плиты, обнаженный в ее юго-западной части, имеет докембрийский возраст. На северо-западе плиты, вблизи юго-западной части очаговой зоны Пазарджикского (Восточно-Анатолийского) землетрясения, вскрыты кембро-ордовикские терригенные и карбонатные отложения платформенного типа, подтверждающие докембрийский возраст фундамента [16].

Фундамент Таврид и нижние горизонты чехла Аравийской плиты перекрыты комплексом пород от среднего триаса до мела, который в Тавридах представлен неритовыми известняками, а на Аравийской плите — пелагическими отложениями (см. рис. 2). Это указывает на неоднородность земной коры северного края Аравийской плиты, где континентальные фрагменты сочетались с океаническими, отмеченными пелагическими осадками. Подобная неоднородность была выявлена ранее для северо-восточного края Аравийской плиты, где она предопределила особенности ее пододвигания и последующих изостатических вертикальных движений [4].

Южная сutura, т.е. контакт Таврид и Аравийской плиты, детально изучена в Южно-Таврской надвиговой зоне севернее г. Чаглаянсерит [8]. Здесь вскрыта серия тектонических пластин, полого наклоненных на север, которая представлена следующими структурами (сверху-вниз):

- чехол и фундамент Таврид;
- брекчии Булгуркая, состоящими из обломков пород Таврид и сцементированных пелагическими осадками;
- офиолитовый меланж.

Ниже по разрезу обнаружены следы пододвигания осадочных пород Аравийской плиты под эту последовательность.

В плиоцен—четвертичное время оформилась система активных разломов, осложнивших тектоническую зональность региона [14, 17] (см. рис. 1, врезка). Крупнейшей в этой системе является Восточно-Анатолийская левосдвиговая зона. Эта зона простирается от залива Искендерун на северо-восток и примыкает там к Северо-Анатолийской зоне правых сдвигов, которая простирается на запад и

достигает Мраморного моря. В современной структуре Восточно-Анатолийская левосдвиговая зона выполняет роль границы Аравийской и Анатолийской плит. Северо-Анатолийская зона правых сдвигов ограничивает Анатолийскую плиту с севера.

В пределах тектонического клина между Восточно-Анатолийской (левый сдвиг) и Северо-Анатолийской (правый сдвиг) зонами в Восточной Анатолии находится несколько крупных активных разломов второго порядка. Один из них — субширотный левый сдвиг Чардак. В западной части этот разлом отгибается на юго-запад и переходит в субмеридиональный кулисный ряд левых сдвигов юго-западного простирания, достигающих северо-западного берега залива Искендерун. На восточном окончании разлом Чардак разветвляется. На восток его продолжает разлом Сюрдю, примыкающий к Восточно-Анатолийской зоне в окрестностях г. Челикхан. А. Коç с соавт. [21] объединил разломы Чардак и Сюрдю под названием “Сюрдю”. Мы считаем, что данные разломы не являются единой структурой и приводим их названия в соответствии с картой активных разломов Турции [14].

На северо-восток от разлома Чардак ответвляется разлом Улуова, который простирается параллельно Восточно-Анатолийской зоне и сближается с ней в окрестностях г. Кованджилар (см. рис. 1). Разлом Улуова рассматривается как более древняя северная граница Аравийской плиты [11]. До Эльбистанского землетрясения разлом считался неактивным. Он не отражен на карте активных разломов Турции [14] и даже в работе [9] о землетрясениях 2023 г. Однако при Эльбистанском землетрясении 06.02.2023 г. были активизированы широтная часть разлома Чардак и юго-западная часть разлома Улуова.

От разлома Чардак на север-северо-восток отходит зона левых сбросо-сдвигов Малатья. От ее северной части, в свою очередь, на северо-восток отделяется разлом Овачик, примыкающий к Северо-Анатолийской разломной зоне (см. рис. 1, врезка). На севере зона Малатья смыкается с зоной разлома Делилер. Она образует выпуклую на северо-запад дугу. Широтная северо-восточная часть дуги характеризуется надвиганием северного крыла, а ее более западная часть, простирающаяся на юго-запад и далее на юг-юго-запад — левосдвиговыми смещениями. Между зонами разломов Малатья и Делилер выделен Саризский разлом северо-восточного простирания с преимущественно левосдвиговыми смещениями [14].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для характеристики геологического строения очаговой области Эльбистанского землетрясения 06.02.2023 г. использованы литературные [4, 7–9, 11, 13, 14, 17, 19, 21, 23–26] и полученные авторами полевые материалы. Распространение и условия залегания офиолитовых тел мы определяли по геологическим картам [16] и полевым данным. Были использованы данные о главном толчке и афтершоках Эльбистанского землетрясения, полученные от Обсерватории Кандилли Университета Богазичи (Турция) [20] и Программы опасности землетрясений Геологической службы США [29].

Дистанционные данные о распространении сейсморазрывов и их предварительное картирование проведены на основе детальных космических снимков, снятых в первые дни после главного землетрясения [19]. Наиболее информативными оказались снимки заснеженных территорий, где разрывы проявились наиболее отчетливо.

В ходе полевых работ параметры сейсморазрывов, сейсмогенных смещений и вторичных сейсмодислокаций, возникших при Эльбистанском землетрясении, мы детально исследовали на ключевых участках разломов Чардак и Улуова. Для координатной привязки пунктов наблюдений были использованы приемники GPS. Измерения параметров сейсмогенных смещений проводились с помощью геодезического оборудования: высокоточного жидкостного компаса-клинометра Suunto Tandem, лазерного дальномера Nikon Prostaff 5, телескопических нивелирных реек, геодезических мерных лент. Беспилотный летательный аппарат (квадрокоптер) DJI Mavic Air Pro 2 был применен для обнаружения и картирования сейсморазрывов, определения кинематики и амплитуд смещений и выявления вторичных сейсмодислокаций.

Для оценки состояния земной коры и верхней мантии региона исследования была использована томографическая модель вариаций скоростей P -волн (dV_p) относительно средних значений на заданных глубинах в (%) MITP08 [22]. Модель имеет пространственную детальность ~ 100 км в областях верхней мантии с наиболее плотными данными и ~ 150 км в нижней мантии. В этой модели объемы с отрицательными dV_p приобретают расслоенный по вертикали вид и более четкую выраженность корней в нижней мантии.

В верхней мантии MITP08 отличается хорошим разрешением и реалистичностью под орогеническими поясами, зонами субдукции и областями

с развитой сейсмической сетью, к которым принадлежит Ближневосточный регион [20]. Поле dV_p имеет разные интерпретации – термальную, вещественную и связанную с тензочувствительностью. В настоящей работе мы использовали термальную модель как наиболее обоснованную [22].

Отрицательные значения скоростных вариаций сопоставляются с “горячими” объемами мантии, разогретыми и частично расплавленными. Положительные значения сопоставляются с “холодными” объемами, небольшие значения которых характеризуют фоновое состояние мантии [5], а большие значения $>0.75\%$, это слэбы со значительными положительными отклонениями dV_p .

Определение границ прогретых объемов мантии выполнялось путем задания 3D изоповерхности dV_p , которая оконтуривает в пространстве эти объемы. Если значение dV_p выбрано на глубоком отрицательном уровне (например, $\leq -1\%$), то изоповерхность может выделить только наиболее прогретые домены и не показывает систему каналов, подводящих вещество от ветви суперплюма.

Если номинал изоповерхности выбран на небольшом уровне вблизи нулевой dV_p , то каналы связи с ответвлением плюма визуализируются, но при этом возможен риск добавления к их форме случайных флуктуаций на уровне шума около нулевого среднего значения dV_p . Поскольку уровень dV_p в каждом прогретом объеме мантии разный, то значение номинала изоповерхности для него подбирается индивидуально на основании устойчивого отображения его границы при значительной вариации номинала dV_p .

Для района исследований такой диапазон был получен от -0.37 до -0.6% . Построение структурной карты кровли прогретых объемов мантии осуществлялось после расчета 3D грида по данным модели MITP08 [22] с их интерполяцией на сетку 10 км по оси глубин и 50 км по горизонтальным осям. После этого проводился экспорт изоповерхности нужного номинала для части, оконтуривающей прогретый объем сверху. Форма поверхности нижней части объема не рассматривалась и отсекалась после экспорта.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сейсмогенные смещения при Эльбистанском землетрясении

В результате Эльбистанского землетрясения были активизированы сегменты разломов Чардак и Улуова, формируют разломную зону на территории между

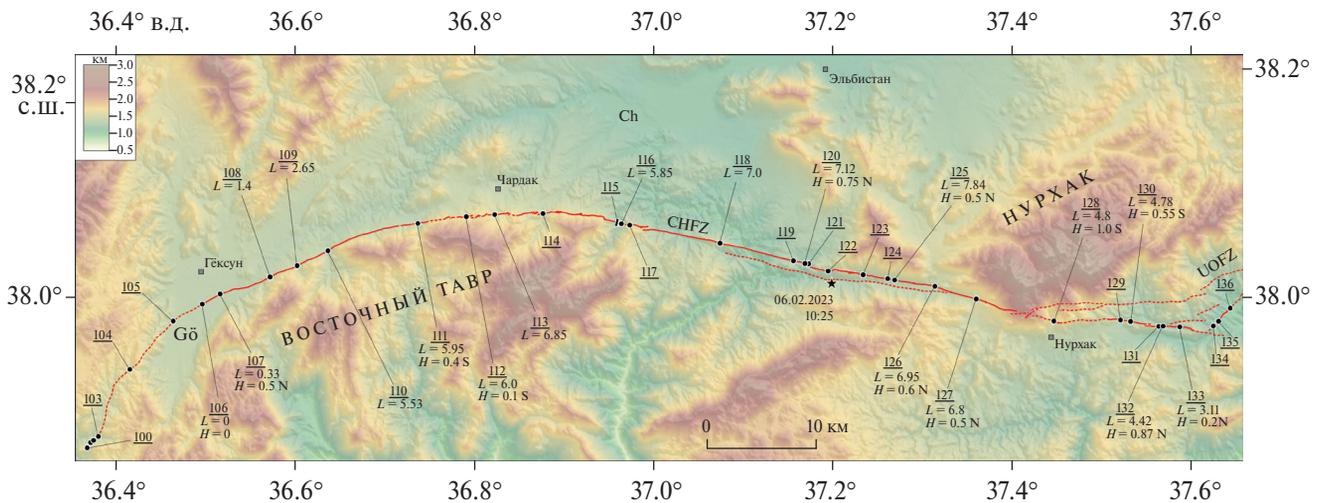


Рис. 3. Сегмент разлома Чардак, активизированный в результате Эльбистанского землетрясения (рельеф по [10]).

Разломы: CHFZ – Чардакский; UOFZ – Улуова.

Впадины: Ch – Чардакская, Gö – Гёксунская.

Показаны: сейсморазрывы с установленными левосдвиговыми смещениями (линии красным); предполагаемые разломы, активизированные в результате Эльбистанского землетрясения (пунктир красным).

Обозначены: пункты наблюдений (точки) с их номерами (арабские цифры с подчеркиванием) и амплитудами смещений (м): L – левосдвиговых, Н – вертикальных (с указанием поднятого крыла); эпицентр Эльбистанского землетрясения (звездочка).

городами Гёксун (провинция Кахраманмараш) и Малатья (одноименная провинция). Эта зона разломов проходит вдоль северного подножья Юго-Восточного Тавра и его северного отрога – хребта Нурхак-Даги на контакте с предгорными впадинами, окаймляющими хребты с севера (рис. 3).

По возникшим сейсморазрывам на протяжении 148 км произошли левосдвиговые смещения. Их максимальная амплитуда 7.84 м наблюдалась на линии разлома Чардак в 8 км восточнее эпицентра (см. рис. 3, точка 125). Общая протяженность зоны сейсмических нарушений вдоль линии разломов Чардак–Улуова достигает 190 км, что почти совпадает с протяженностью облака афтершоков.

Западный сегмент зоны сдвиговых смещений по разлому Чардак. Зона сейсморазрывов начинается в 80 км к западу от эпицентра в районе с. Кучукчамурлу. Здесь зафиксированы признаки активизации сейсморазрывов, сохранившихся от предыдущих подвижек по разлому Чардак. Описано сейсмогравитационное расседание вершины одного из хребтов в крайних западных предгорьях Восточного Тавра (хребет Дибек), сложенного среднемиоценовыми известняками (см. рис. 3, точки 100–103). Дислокации проявляются серией микрогребенев типа пулл-апарт, заложенных вдоль оси хребта (Приложение 1: рис. П1). Азимуты разрывов 32°–35° совпадают с простираем разлома Чардак на данном участке.

Подобные сейсмогравитационные дислокации, а также следы сейсмообвалов отмечены нами в западной части разлома Чардак на отрезке протяженностью 15 км между пунктами наблюдения (далее точка) 100 и 105 вплоть до выхода в Гёксунскую впадину (см. рис. 3). Здесь разлом становится трудноуловимым, поскольку рассредоточивается в толще аллювиального заполнения впадины. В точке 107 нами зафиксировано первое (с запада) левосдвиговое смещение по разлому (см. рис. 3). Смещен ирригационный канал на 0.33 м по азимуту 60° при поднятии северного крыла на 20–50 см.

Далее в восток–северо-восточном направлении амплитуда левосдвиговых смещений стремительно нарастает (см. рис. 3, см. Прилож. 1: Рис. П2, П3) и составляет:

- 1.4 м в точке 108 около села Караахмет;
- 2.65 м в точке 109;
- 5.53 м в точке 110 около села Кале-Сальян;
- достигает 5.53 м в 13 км от условной западной точки нулевых смещений по разлому Чардак.

На субширотном отрезке разлома Чардак между точками 111 и 117 амплитуда левого сдвига выдерживается в диапазоне 5–7 м (см. рис. 3). В точке 111 (сдвиг на 5.95 м по азимуту 45°) разлом рассекает толщу поздне меловых офиолитов и отличается поднятием южного Таврского крыла на 0.4–2 м (см. рис. 3).

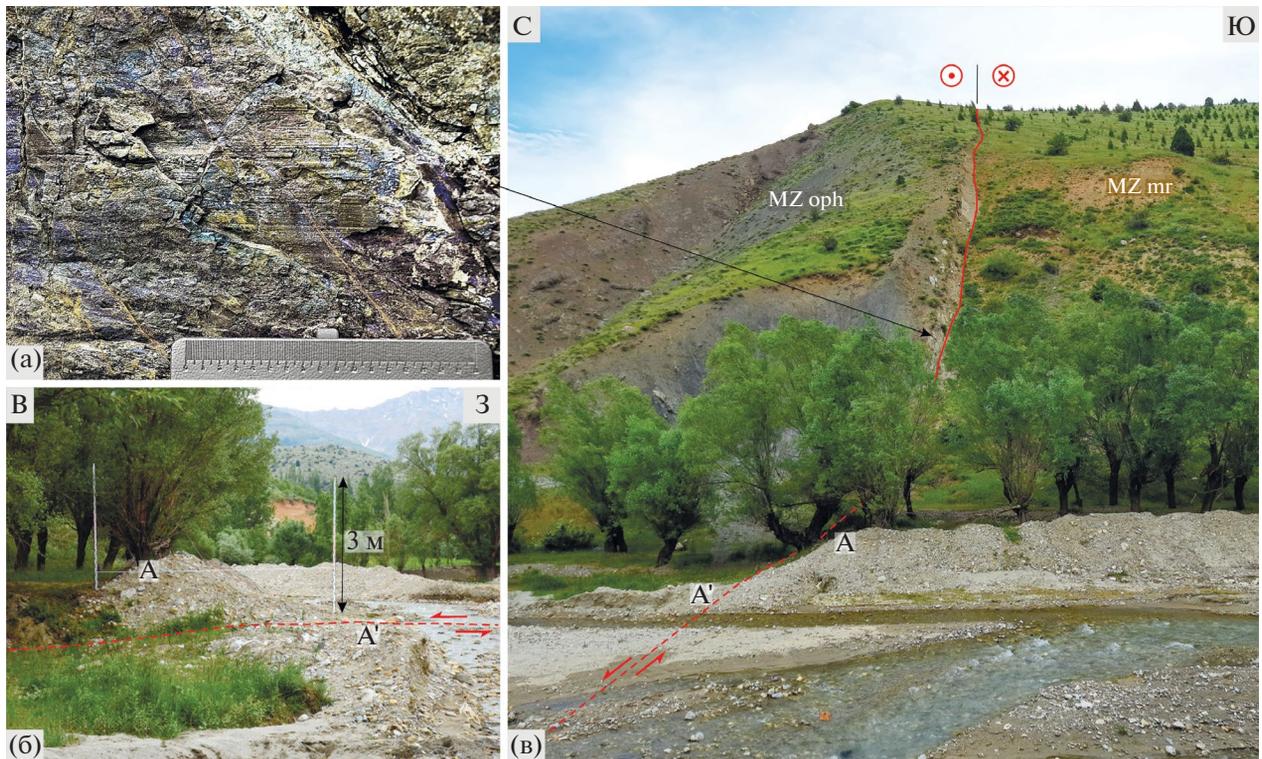


Рис. 4. Сейсмогенные нарушения в долине р. Эсендере в пункте наблюдения 114.

Положение пункта наблюдения 114 – см. рис. 3.

(а) – зеркало скольжения с левосдвиговой штриховкой на поверхности северного крыла Чардакского разлома в толще катакластически измененных аргиллитов из состава вулканогенно-осадочной офиолитовой ассоциации;

(б) – левостороннее смещение прируслового вала на 5.90 м при азимуте простирания разлома 85° , измерено по тыловому шву вала;

(в) – левостороннее взбросо-сдвиговое смещение борта долины и русла реки по Чардакскому разлому с поднятием южного крыла на 0.9 м.

Вещественные комплексы: MZ oph – мезозойские офиолиты; MZ mr – мезозойские мраморы.

Показаны: сейсморазрывы достоверные (линия красным) и предполагаемые (пунктир красным).

Обозначены: крыло разлома, смещенное в сторону наблюдателя (точка в кружочке красным); крыло разлома, смещенное в противоположную от наблюдателя сторону (зачеркивание в кружочке красным).

Сместитель падает на юг в сторону гор под углом 60° , что позволяет предположить наличие взбросовой компоненты движений. Вдоль обновленного разлома заложился молодой ручей (см. прилож. 1: рис. П2, 111). При этом из-за сдвиговой деформации небольшого холма в данной точке наблюдения создается видимость поднятия противоположенного крыла.

В точке наблюдения 114, русло р. Эсендере, стекающей с северного склона Восточного Тавра, сдвинуто влево на 5.90 м (см. рис. 3). Разлом простирается вдоль подножья хребта по азимуту 85° . Примерно на ту же величину сдвинуты галечный прирусловой вал, а также вспоротый и смещенный восточный борт долины, где обновлена старая зона разлома общей шириной в несколько метров. Вертикальная компонента смещений на склоне долины и на придолинном гребне не оче-

видна, однако пойма реки деформирована на 0.9 м с поднятием южного крыла (рис. 4).

Сместитель падает под поднятое таврское крыло (азимут падения 175° , угол $\perp 75^\circ$), из чего можно предположить, что разлом, помимо сдвиговой, имеет взбросовую компоненту. Заметим, что повсеместно, где в западном отрезке зоны сдвиговых смещений зафиксирована вертикальная компонента, поднято южное Таврское крыло.

В точке 114 современный разрыв заложен на контакте вулканогенно-осадочных пород офиолитовой ассоциации, слагающих фундамент Гёксунской впадины, и карбонатных пород, слагающих Восточный Тавр. Породы в зоне контакта длительное время подвергались катакластическому метаморфизму и гидротермальной минерализации. В кальцитовом заполнении на вскрытой плоскости сместителя четко выражены левосдвиговые зеркала



Рис. 5. Зона Чардакского разлома в окрестностях села Каратут в пункте наблюдения 115. Положение пункта наблюдения 115 – см. рис. 3.

(а) – современный сейсморазрыв (линия красным); (б) – следы разновозрастных более ранних смещений (линии черным).

Обозначено: крыло разлома, смещенное в сторону наблюдателя (точка в кружочке красным); крыло разлома, смещенное в противоположную от наблюдателя сторону (зачеркивание в кружочке красным).

скольжения с горизонтальной штриховкой (см. рис. 4). Взбросовая компонента смещений при последней подвижке проявлена в штриховке слабо.

Выразительные примеры подвижек при Эльбистанском землетрясении представлены в точках 115–117 в селе Каратут (см. рис. 4).

Здесь, аналогично точке 114, зона разлома выражена в виде толщи катакластически измененной минерализованной породы – нижне-среднеэоценовых вулканитов, суммарной шириной 40–50 м. Она вмещает как современный разрыв с величиной левостороннего смещения в 5.85 м (точка 116) и 5.15 м (точка 117), так и следы предыдущих подвижек. Они вскрыты в дорожной выемке в виде приразломных карманов, где под слоем современной почвы залегают погребенные палеопочвы, содержащие органический материал (древесный уголь), отобранный для C^{14} датирования (рис. 5).

Эпицентральный сегмент зоны сдвиговых смещений. Эпицентр Эльбистанского землетрясения находится в 20 км к югу от г. Эльбистан близ с. Чифтликкале при пересечении СНФЗ и долины р. Джейхан. В пределах эпицентрального сегмента, на точках 118–127 нами зафиксированы

максимальные левосдвиговые смещения, местами превышающие 7 м (см. рис. 3).

Левосдвиговые смещения произошли в мезозойских офиолитах, подвергшихся вторичным катакластическим и гидротермальным изменениям в точках:

- 118 – сдвиг на 7 м по азимуту 90° ;
- 119 – сдвиг на 6.62 м по азимуту 114° при поднятии южного крыла на 0.6 м;
- 120 – сдвиг на 7.12 м по азимуту 90° при поднятии северного крыла на 0.75 м.

В точке 120 в с. Чифтликкале левый сдвиг на 7.12 м измерен по деформации тальвега оврага (см. Прилож. 1: Рис. ПЗ).

Здесь разлом пересекает толщу офиолитового меланжа с повышенной вторичной карбонатной минерализацией. Это первая из описанных нами точек, где плоскость разлома падает на север под углами 55° – 80° , и поднято (вброшено) его северное крыло. При этом, как и в точке 114, на поверхности сместителя описаны зеркала скольжения с отчетливой левосдвиговой штриховкой. Полагаем, что при подвижке 2023 г. взбросовая компонента смещений не проявилась.

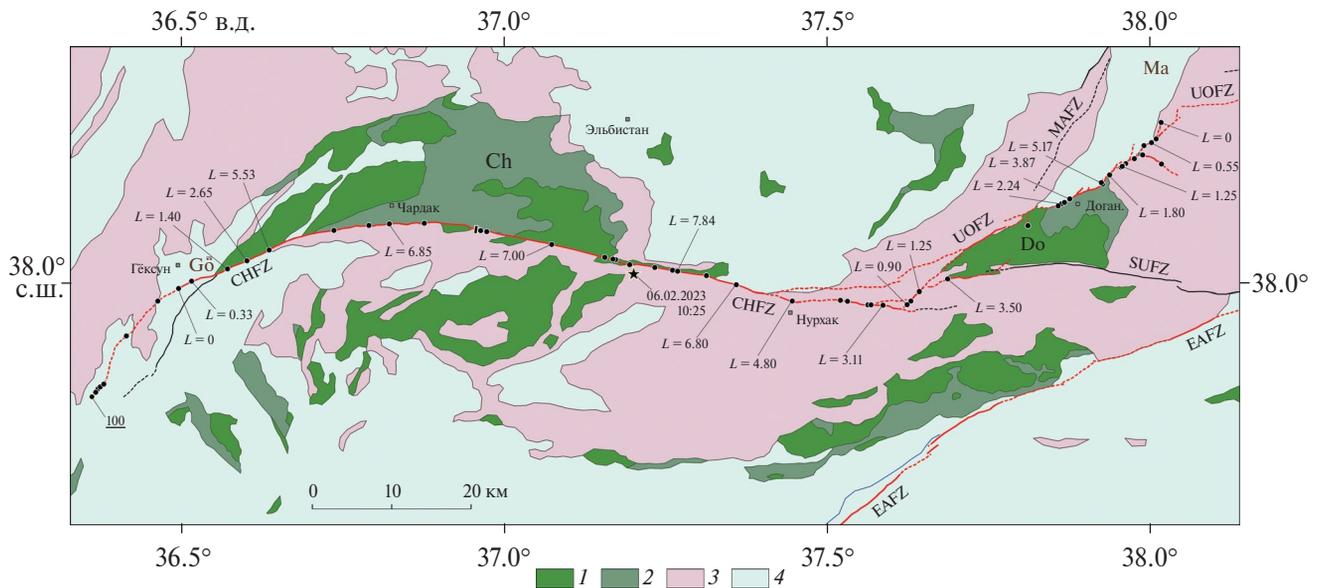


Рис. 6. Вещественные комплексы района Эльбиستانского землетрясения.

Зоны: CHFZ – Чардак; UOFZ – Улуова; EAFZ – Восточно-Анатолийская; MAFZ – Малатья; SUFZ – Сюргию.

Впадины: Gö – Гёксунская; Ch – Чардакская; Do – Доганшехирская; Ma – Малатья. Обозначены: пункты наблюдений (точки) с указанием характерных для разных сегментов разлома амплитуд (L) левосдвиговых смещений (м); эпицентр Эльбиستانского землетрясения (звездочка).

1–2 – офиолиты: *1* – на дневной поверхности, *2* – предполагаемые под чехлом молодых наносов; *3* – метаморфические породы фундамента (формация Малатья); *4* – осадочные и вулканогенные породы мезо–кайнозоя

Нетипичные для разлома Чардак сейсмодислокации возникли непосредственно над очагом землетрясения восточнее с. Чифтликкале. Если к западу и к востоку от эпицентра разлом проявлен и в виде единой спрямленной линии сейсморазрывов, то в точке 122 сформировался правокулисный ряд коротких разрывов сбросовой кинематики, осложняющих линзовидную в плане грабенообразную структуру. Мы считаем, что такая структура над очагом землетрясения возникла в результате левосторонней подвижки по разлому в сочетании с ударным воздействием сейсмических волн, максимально мощных и достигших поверхности в данной точке (см. рис. 3).

Далее на восток в пределах эпицентрального отрезка разлома Чардак величины сдвиговых смещений выдерживаются в интервале 6–7 м, достигая максимума в селе Дегирменкая в точке 125. Левосдвиговая деформация бетонной отмостки одной из сельских построек достигла 7.84 м.

Далее к востоку на протяжении 15 км величины смещений выдерживаются:

- точка 126 – сдвиг на 6.95 м по азимуту 100° при поднятии северного крыла на 0.6 м;
- точка 127 – сдвиг на 6.80 м по азимуту 100° при поднятии северного крыла на 0.5 м.

Еще восточнее амплитуды смещений резко падают до значений 2–4 м. При этом в точке 127

нами описан крайний восточный выход поздне-меловых офиолитов в зоне разлома Чардак (см. рис. 3, рис. 6).

Восточный сегмент зоны сдвиговых смещений по разлому Чардак. Восточнее точки 127 картина сейсмогенных смещений по разлому Чардак резко изменяется. Амплитуда сдвига на этом коротком ~18 км отрезке сдвиговой зоны резко сокращается. Если в эпицентральной зоне на протяжении ~30 км амплитуда находилась в диапазоне 6–8 м, то между точками 128 и 133 она снижается от 4.8 м до 3.11 м (рис. 7). Вертикальная компонента смещений здесь колеблется от 0.2 до 1 м, поднято северное крыло, в котором находится хребет Нурхак-Даги.

Севернее основной зоны разлома на цифровых моделях рельефа [10] просматривается выразительный линеамент, по которому могли бы произойти подвижки, принявшие часть сдвиговой амплитуды на себя (см. рис. 6). Однако на местности трехкратное пересечение зоны этого линеамента в разных его частях сейсмогенных нарушений не обнаружило. Не отразились дополнительные разрывы и в базе данных [19] при том, что разрывы по магистральной линии разлома там ярко представлены.

Зона сдвиговых смещений по разлому Улуова. Район между точками 133 и 137 является областью

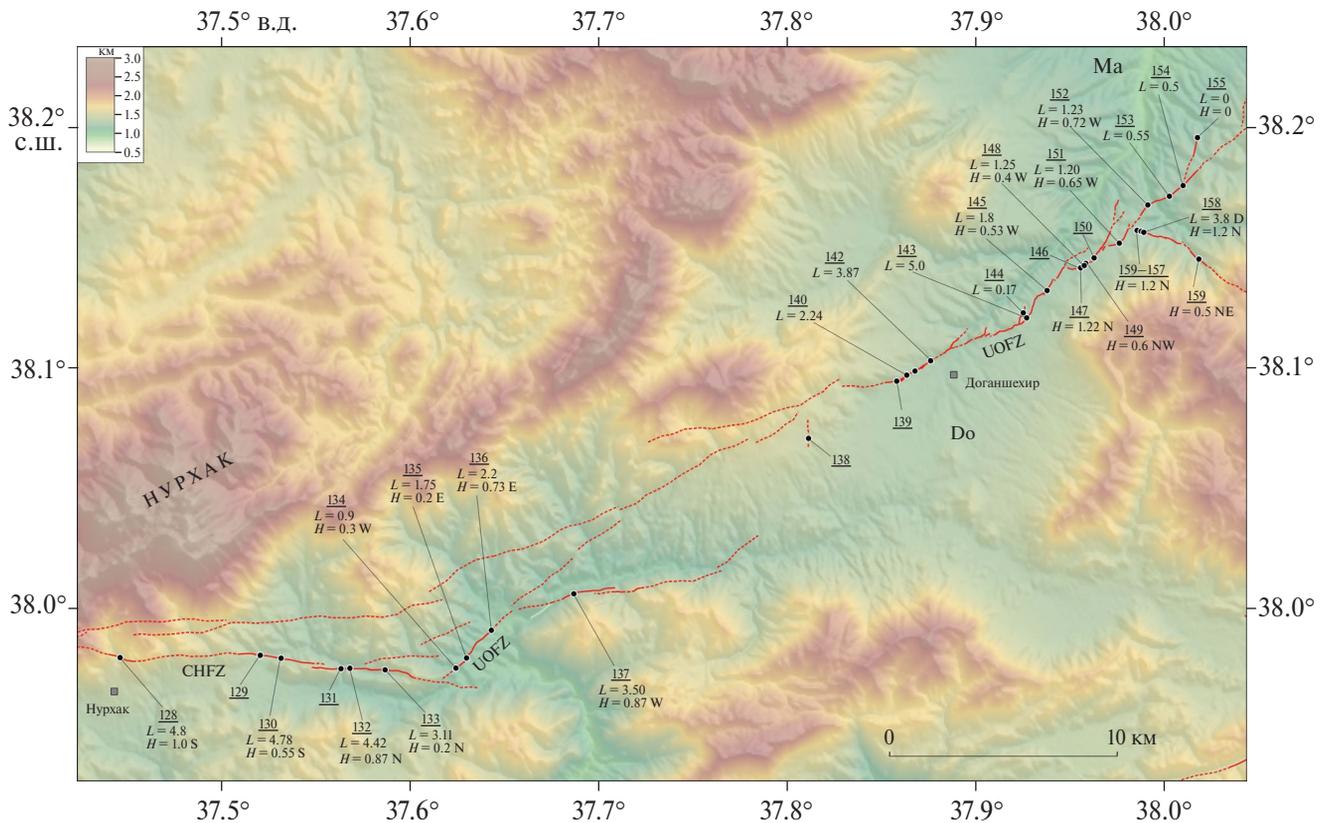


Рис. 7. Зона смещений по сегменту разлома Улуова, активизированному в результате Эльбистанского землетрясения (рельеф по [10]).

Разломы: UOFZ – Улуова; CHFZ – Чардакский.

Впадины: Do – Доганшехирская, Ma – Малатья.

Показаны: сейсморазрывы с установленными левосдвиговыми смещениями (линии красным); предполагаемые разломы, активизированные в результате Эльбистанского землетрясения (пунктир красным).

Обозначены: пункты наблюдений (точки) с их номерами (арабские цифры с подчеркиванием) и амплитудами смещений (м): L – левосдвиговых, Н – вертикальных (с указанием поднятого крыла).

сложного сочленения разломов Чардак, Сюргю и Улуова (см. рис. 6). Амплитуды сдвиговых смещений здесь понижаются до минимума. В точке 134 измерено сдвиговое смещение на 0.9 м по азимуту 45° при поднятии северо-западного крыла на 0.3 м. В точке 134 и далее все измеренные азимуты разрывов изменяются на северо-восточные, характерные для разлома Улуова. Дальнейшее распространение сейсморазрывов именно на северо-восток вплоть до окрестностей г. Малатья, а не на восток по зоне разлома Сюргю, подтверждается нашим исследованием. При движении в этом направлении от точки 134 амплитуды смещений вновь начинают последовательно возрастать, увеличиваясь в точке 136 до 2.2 м.

На всем протяжении восточного сегмента разлома Чардак от точки 128 до точки 136 на разломе Улуова распространена толща палеозойско-мезозойских мраморизованных известняков комплекса Малатья (см. рис. 6, см. рис. 7).

Картина меняется в точке 137, где зафиксирован сдвиг на 3.5 м по азимуту 42° при поднятии северо-западного крыла разлома Улуова на 0.87 м. Здесь сейсморазрывы вновь нарушают толщу мезозойских офиолитов, выполняющих Доганшехирскую впадину (см. рис. 6, см. рис. 7).

Разлом проходит по границе впадины и отделяет офиолиты от пород комплекса Малатья, слагающих Восточный Тавр. Левый сдвиг простирается от этой точки на восток вдоль границы хребта и впадины, однако через несколько километров полностью теряется. Мы склонны считать, что здесь смещения затронули крайнюю западную часть разлома Сюргю, соединяющего разлом Чардак с Восточно-Анатолийской зоной, и проводящегося через точку 137 согласно данным [9, 21] (см. рис. 7). Кроме этого, на цифровых моделях рельефа от места сочленения разлома в точке 137 через г. Сюргю проходит выразительный линеймент, соответствующий одноименному разлому [10].

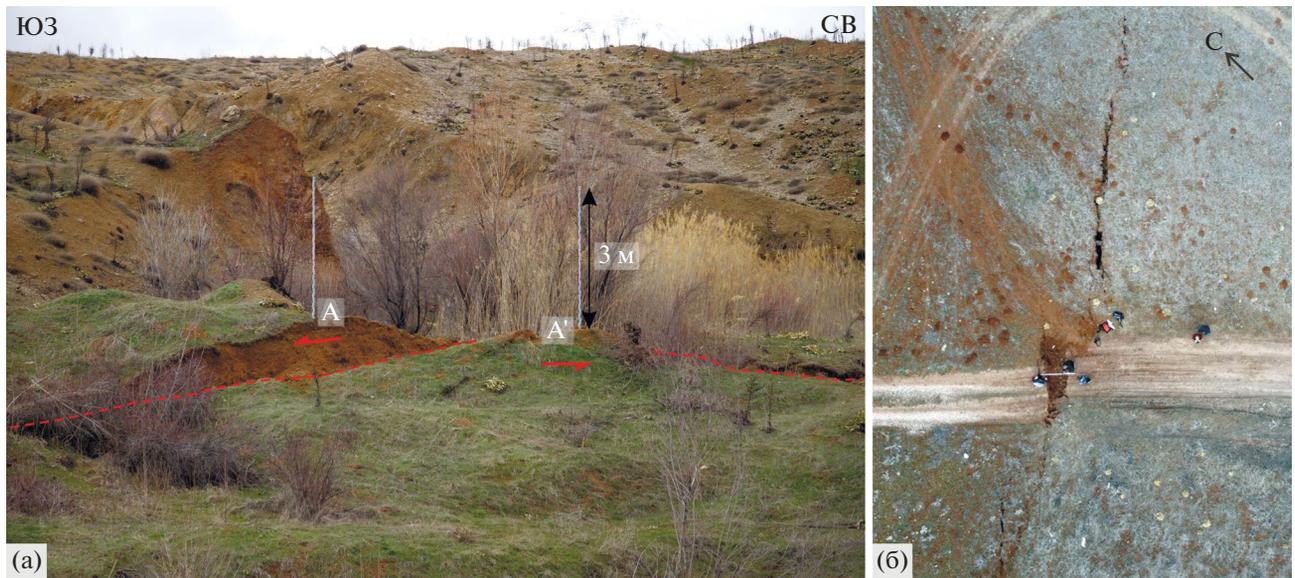


Рис. 8. Левосдвиговые смещения вдоль разлома Улуова.

(а) — смещение тела оползня на 5 м близ села Чиглик в пункте наблюдения 143; (б) — смещение полотна дороги и зона сейсмогенных дислокаций в пункте наблюдения 143. Положение пунктов наблюдения 143 и 145 — см. рис. 6.

Наши многочисленные поиски продолжения сейсмогенных разрывов по разлому Сюргю к востоку от точки 137 в поле и при анализе космических снимков заснеженной поверхности, снятых в первые дни после землетрясения, результатов не дали [19]. Не удалось обнаружить сейсмогенные разрывы и к северу от точки 137 в западной части Доганшехирской впадины (см. рис. 6, см. рис. 7). Вероятно, по этой же причине не упоминается о сдвиговых смещениях по разлому Улуова в работе [9].

Однако северо-восточнее, в центральной части Доганшехирской впадины в точке 138 нами выявлены левосдвиговые смещения на 0.9 м. Сейсмгенный разрыв здесь простирается на север, и в нем присутствуют признаки сброса — плоскость наклонена на запад, в сторону опущенного крыла (см. рис. 7).

Северо-восточнее, начиная от точки 139, на северном борту впадины в окрестностях г. Доганшехир протягивается сплошная полоса разрывов с устойчивыми левосторонними смещениями (см. рис. 7). Разрывы следуют вдоль контакта офиолитов впадины с мраморами комплекса Малатья, слагающими южные предгорья хребта Нурхак-Даги. Между точками 139 и 142 сдвиговые смещения последовательно возрастают от 1.4 до 3.87 м. Максимум смещений по разлому Улуова описан в точках 143 и 144 на двух соседних ветвях разлома (см. рис. 7).

Близ с. Чиглик на 5 м смещено тело оползня (рис. 8, 143); левосторонняя подвижка по соседней

параллельной ветви разлома в точке 144 составила 0.17 м. Таким образом, суммарное смещение по разлому Улуова (азимут 30°) в точках 143 и 144 достигло 5.17 м (см. рис. 7).

Далее к северо-востоку на отрезке между точками 145 и 155 сейсморазрывы выходят за пределы Доганшехирской впадины и пересекают северный склон Восточного Тавра, сложенный мраморами и кристаллическими сланцами формации Малатья (см. рис. 6). Здесь разлом начинает ветвиться; сейсморазрывы формируют в плане древовидную структуру (см. рис. 6, см. рис. 7).

Сдвиговые смещения отмечаются по магистральной линии разрывов, однако их амплитуда между точками 144 и 145 резко уменьшается. В т. 145 она составляет 1.8 м; в точках 148–152 выдерживается на отметке 1.2 м (см. рис. 7); в точках 153 и 154 — ~ 0.5 м. До точки 155 доходит слабовыраженный разрыв, сдвиговые смещения по которому не отмечены.

Короткие боковые разрывы, отходящие на север от разлома, проявляют признаки сбросов. Между ними и магистральной линией разрывов отмечены многочисленные небольшие впадины типа пулл-апарт, подобные впадинам в точках 100 — 103 (см. Suppl.1). Между точками 151 и 152 к юго-востоку почти под углом $\sim 90^\circ$ к магистральной линии разрывов ответвляется амплитудный взброс Эскикёй (см. рис. 6). Сдвиговых смещений по данному разлому нами не выявлено. В точках 157 и 159 имеются выразительные взбросовые

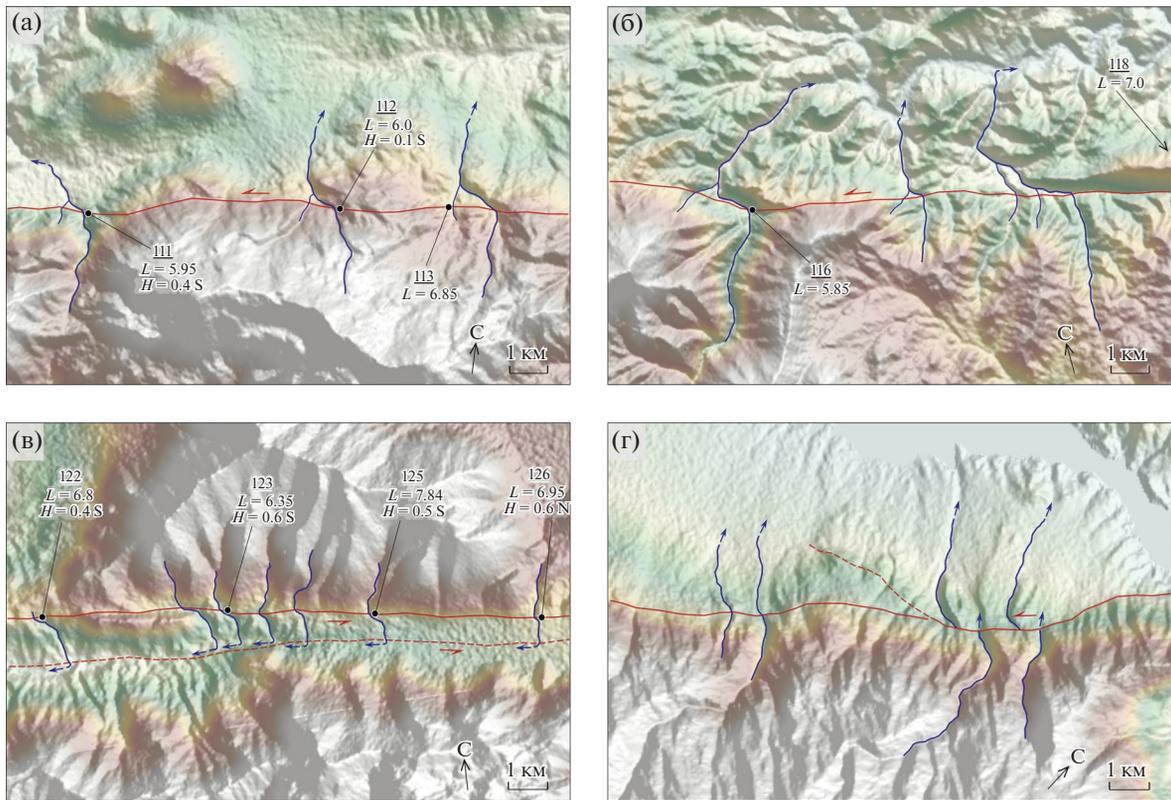


Рис. 9. Проявления в рельефе четвертичных левосдвиговых смещений по разломам Чардак и Улуова (рельеф по [10]).

(а)–(в) – пункты наблюдения в разломе Чардак под номерами: (а) – 111–113; (б) – 116–118; (в) – 122–126; (г) – разлом Улуова восточнее пункта наблюдения 157 (его положение – см. рис. 1).

Положение пунктов наблюдения 111–126 – см. рис. 3.

зеркала скольжения с вертикальной штриховкой на плоскости сместителя, падающего на северо-восток под углом $\alpha \sim 60^\circ$. Максимальные амплитуды взброса северо-восточного крыла разлома до 1.2 м описаны на точках 156–158 (см. рис. 7).

Разломы Чардак и Улуова в четвертичный период

Четвертичная история развития разломных зон, активизированных во время Эльбистанского землетрясения 06.02.2023 г., изучена слабо и имеющиеся данные противоречивы. Большинство исследователей рассматривают разломы Чардак и Улуова как ответвления Восточно-Анатолийской зоны, характеризующееся левосдвиговыми смещениями [9, 11, 13, 14]. Однако приводятся доводы, что до Эльбистанского землетрясения данная зона была правосдвиговой [21]. Проведенные нами дистанционные и полевые исследования обеих разломных зон выявили серию левосторонних смещений речной сети.

Морфотектонические признаки четвертичных сдвиговых деформаций по разлому Чардак обна-

ружены нами в его западном и эпицентральных сегментах. Долины трех небольших правых притоков реки Гёксун, расположенных между одноименным городом и селом Чардак, на протяжении четвертичного времени испытали левосторонние смещения. Амплитуда левого сдвига между точками 111 и 113 последовательно увеличивается 300 → 500 → 800 м (см. рис. 3, рис. 9, а).

Характерной чертой развития долин, поперечных сдвиговой зоне, является примыкание коротких левых притоков 1-го порядка в местах выхода долины из смещенного участком. В трех рассмотренных участках смещений, долины этих притоков принимают на себя роль магистральных долин на современном этапе развития (см. рис. 8, а).

Смещения амплитудой 1000–1200 м выявлены в долинах коротких левых притоков р. Джейхан между точками 115 и 118 (см. рис. 3, см. рис. 9, б).

В интервале от 100 до 500 м нами оцениваются многочисленные левосторонние смещения коротких правых притоков р. Наргиле (приток р. Джейхан) у южного подножья хребта Нурхак-Даги между

с. Чифтликкале и с. Бариш в эпицентральной сегменте зоны разломов (см. рис. 9, в). Столь разные амплитуды сдвиговых смещений на соседних участках одной разломной зоны мы объясняем ее расщеплением на две (или более) параллельные ветви, активные на разных этапах развития зоны.

При Эльбистанском землетрясении подвижки произошли по северной ветви зоны, формирующей подошву южного склона хребта Нурхак-Даги. Судя по деформациям речной сети, там же происходили и предыдущие подвижки. Однако их сравнительно небольшие амплитуды и наличие южнее широтной спрямленной долины р. Наргиле, вытянутой параллельно полосе современных разрывов, позволяют предположить, что предыдущие смещения происходили по этой более южной ветви разлома (см. рис. 3, см. рис. 9, в).

Морфо-тектонические признаки четвертичных левосторонних смещений по разлому Улуова выявлены нами к северо-востоку от его западного сегмента, активизированного при Эльбистанском землетрясении. Четко выражены деформации притоков р. Евфрат на востоке провинции Малатья. Нами представлены левосторонние смещения двух соседних долин правых притоков р. Евфрат амплитудой ~0.8 км (см. рис. 8, см. рис. 9, г).

Эти смещения вызваны подвижками по молодой южной ветви разлома Улуова, простирающейся на северо-восток от точки 156 и подтвержденной тренчингом в точке 157 (см. рис. 1). Левосдвиговые смещения двух параллельных долин в 9-ти км юго-западнее показывают существенно меньшие амплитуды. Такое несоответствие мы объясняем реализацией подвижек по ветви разлома северо-западного простираения (см. рис. 9, г).

Наиболее высокоамплитудные смещения связаны с длительными левосдвиговыми деформациями долины р. Евфрат в месте ее выхода из впадины Малатья и входа в пределы Восточного Тавра. На данном участке долина пересекается прямолинейным линеamentом магистральной ветви разлома Улуова (см. рис. 1).

Хотя в пределах впадины Малатья долина занята водохранилищем Каракая, смещение ее тальвега можно оценить в 10 км. В 20-ти км к юго-востоку нами было выявлено левосдвиговое смещение долины р. Евфрат амплитудой в 12 км по Восточно-Анатолийской зоне [28]. Таким образом, суммарное смещение Анатолийской плиты относительно Аравийской по обеим разломным зонам оценивается нами в 22 км за время существования на данном участке antecedentной долины р. Евфрат.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Современная кинематика разломов Чардак и Улуова и анализ распределения сейсмогенных смещений

На западе разлома Чардак при Эльбистанском землетрясении 06.02.2023 г. на протяжении 20 км между точками 100 и 107 произошло только обновление старых сейсморазрывов (см. рис. 3). Здесь выражены только вертикальные смещения преимущественно сбросо-раздвиговой кинематики без признаков сдвигов (Прилож. 1: Рис. П1). Минимальная величина 0.33 м возникшего после землетрясения сдвигового смещения зафиксирована в точке 107. Восточнее амплитуда сдвига возрастает нелинейно и через 10 км в точке 110 достигает 5.53 м (рис. 10).

После достижения этой величины график смещений выходит на плато со средними значениями ~6.5 м. При этом линия графика представляет собой пилообразную кривую. Участки пониженных значений смещений между соседними пиками мы объясняем неполнотой полевых данных. Возможно, это связано с реализацией левосдвиговых смещений по опережающим структурам, не обнаруженным в поле. Ввиду этого в график была введена аппроксимирующая кривая, подчеркивающая плато со значениями смещений ~6–7 м.

Во всех рассмотренных точках графика в пределах плато, начиная от точки 108, разлом Чардак заложен либо в толще мезозойских офиолитов, либо на их контакте с метаморфическими породами Восточного Тавра (см. рис. 6, см. рис. 10).

Разлом формирует границу Таврского хребта и выполненной офиолитами плоской, местами всхолмленной впадины, тянущейся вдоль его северного подножья от г. Гёксун до г. Экинозу. Далее на восток, в пределах эпицентрального сегмента разлома Чардак, величины сдвиговых смещений сохраняются в интервале 6–7 м, достигая максимума 7.84 м в 8-ми км восточнее эпицентра в точке 125 в селе Дегирменкая. Восточнее, в точках 126 и 127, величины смещений находятся в пределах 6.95–6.80 м, а далее, между точками 127 и 128, резко падают. При этом в точке 127 нами выявлен крайний восточный выход офиолитов в зоне Чардакского разлома (см. рис. 6, см. рис. 10).

На восточном окончании разлома между точками 128 и 133 средняя величина сдвига составляет 3.9 м.

Промежуточный минимум 0.9 м сдвиговых смещений выявлен в точке 134 на западе разлома Улуова. Такое резкое падение амплитуды сдвига

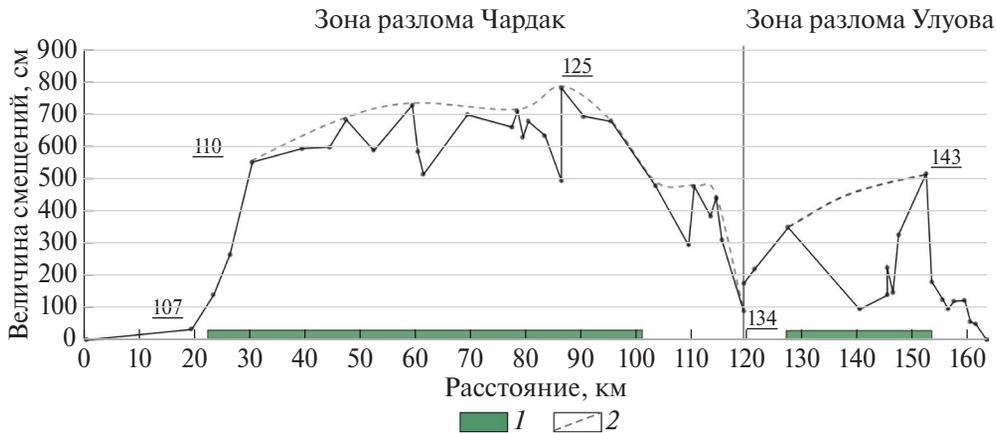


Рис. 10. График распределения величин левосдвиговых смещений вдоль Чардак и Улуова. Обозначены (арабские цифры с подчеркиванием) пункты наблюдения 107, 110, 125, 134 и 143. Положение пунктов наблюдения под номерами: 107–125 – см. рис. 3; 134–143 – см. рис. 6. 1 – выходы офиолитов; 2 – аппроксимирующая кривая

мы объясняем сложным ветвлением в зоне сочленения разломов Чардак, Улуова и Сюрдю. Далее на северо-восток по магистральной линии разлома Улуова смещения вновь начинают возрастать.

Разломы Сюрдю и Улуова, с юга и севера обрамляющие Доганшехирскую впадину, аналогично разлому Чардак, заложены по контакту офиолитов, слагающих фундамент впадины и метаморфических пород комплекса Малатья, слагающих окружающие хребты (см. рис. 6).

Смещения сначала затронули разлом Сюрдю в точке 137, но затем резко перешли на северный борт впадины – на разлом Улуова, также заложённый на контакте офиолитов и метаморфических пород, слагающих хребет Нурхак-Даги. Здесь, у села Чиглик, в точке 143 смещения достигают второго пика 5.17 м, а затем, на выходе из Доганшехирской впадины, резко сокращаются до средних значений ~ 1 м и в точке 155 исчезают. При этом внутри впадины, сложенной офиолитами, вероятно возникли условия локального растяжения и сформировался правокулисный ряд коротких меридиональных сбросо-сдвигов – один из них зафиксирован нами в точке 138 (см. рис. 7).

Таким образом, проявилось резкое увеличение амплитуд сдвиговых смещений на контакте или в толще офиолитов, слагающих преимущественно впадины, и столь же резкое сокращение смещений в областях, сложенных комплексом метаморфических пород, формирующих хребты. При этом зоны разломов в толще офиолитов, а также на их контактах, выражены прямыми линиями и на местности имеют ширину от нескольких метров до первых десятков метров (см. рис. 6).

В пределах участков, сложенных метаморфическими породами, такими, как мраморизованные известняки, мраморы, кристаллические сланцы и др., разломы ветвятся на фоне снижения амплитуд сдвиговых смещений (см. рис. 6).

Древовидный рисунок разрывов зоны разлома Улуова между точками 145 и 155 отвечает кинематической обстановке компенсации сдвиговых смещений в хвостовой части зоны сейсмогенных подвижек. В юго-восточном крыле левого сдвига компенсирующими разрывами явились взбросы, отражающие обстановку сжатия. Сбросы и раздвиги, доминирующие в северо-западном крыле, отражают обстановку растяжения.

Вертикальная компонента смещений по магистральным линиям разломов Чардак и Улуова варьирует. Мы полагаем, что локальные изменения угла и азимута падения разлома определяются морфотектоникой. К примеру, в зоне контакта Восточного Тавра и Гёксунской впадины на точках 107–119 поднято южное таврское крыло, под которое круто падает сместитель. В эпицентральной области на точках 120–127, где в северном крыле разлома расположен хребет Нурхак-Даги, сместитель круто падает под него. Такие флуктуации азимута и угла падения описываемых сейсмогенных разломов подтверждают субвертикальное падение их плоскостей, которое лишь немного отклоняется от $\perp 90^\circ$. Об этом же свидетельствует и тот факт, что на многих десятках километров разлом Чардак, точно зафиксированный нами по космическим снимкам заснеженной территории в первые дни после землетрясения [19], не отклоняется вверх или вниз по течению пересекающих

его рек, как это бывает с пологопадающими надвигами или сбросами.

Учитывая вертикальное или субвертикальное падение плоскостей сейсмогенных сдвигов в условиях региональной обстановки сжатия и транспрессии, мы рассматриваем их как взресо-сдвиги. Данные разломы были заложены на поздних стадиях региональной коллизии и секут существовавшие здесь ранее структуры пологого detachementa.

Роль офиолитов в формировании очагов Эльбистанского и Восточно-Анатолийского землетрясений

Нами показано, что в офиолитах и на их контактах амплитуды сдвиговых смещений 06.02.2023 г. резко возрастают. Офиолиты широко распространены в очаговых областях Восточно-Анатолийского (Пазарджикского) и Эльбистанского землетрясений и по соседству с ними (см. рис. 2). Часть офиолитов относится к Южно-Таврской сuture, которая в разрезе Чаглаянсерит образует тектоническую пластину, полого наклоненную на север [8].

Контакты многих офиолитовых тел, вскрывающихся севернее сутуры, обнаруживают признаки надвигания на них пород фундамента или среднетриасово-мелового комплекса пород, т.е. они представляют собой тектонические окна автотона. Таковы, в частности, офиолиты, обнаженные в пределах активизированных сегментов разломных зон: в северном крыле разлома Чардак и юго-восточном крыле разлома Улуова [16]. Характер контактов указанных офиолитов свидетельствует о том, что они подстилают фундамент Таврид, и амплитуда пододвигания под них пород офиолитового комплекса достигает десятков километров. При этом мощность аллохтонного фундамента Таврид может достигать до нескольких километров.

Породы офиолитового комплекса, залегающие юго-восточнее Южно-Таврской сутуры, обдуцированы на отложения чехла Аравийской плиты. Таковы серпентиниты, вскрытые восточнее г. Антакия, ультрабазиты Бассита и офиолиты Курдага. Амплитуды надвигания этих тектонических покровов также достигают десятков километров. Наряду с упомянутыми офиолитами, в очаговых областях могут присутствовать фрагменты офиолитовых комплексов, обдуцированные из северной окраины Таврид и/или сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан (см. рис. 2, врезка).

Описанные тела офиолитового комплекса, экстраполируемые на глубину в соответствии с их за-

леганием на земной поверхности, слагают верхнюю часть земной коры региона, т.е. те же ее слои, в которых находятся очаги Восточно-Анатолийского и Эльбистанского землетрясений и их сильнейших афтершоков с магнитудами не менее $M \leq 5$.

В настоящей работе и статье [7] показано, что оба землетрясения по суммарной протяженности сейсморазрывов, максимальным и средним амплитудам сдвиговых смещений превосходят средние значения соответствующих характеристик сдвиговых землетрясений той же магнитуды ($M \leq 7.5$) [7, 30].

Мы полагаем, что настолько большая протяженность очаговых зон и большие величины сейсмогенных сдвиговых смещений обоих землетрясений обусловлены реологическими особенностями офиолитов, снижающими трение и облегчающими скольжение горных пород при сейсмических подвижках. Возможно, также оказало влияние дополнительное давление, вызываемое возрастанием объема офиолитов при переходе перидотита в серпентинит [1].

Состояние земной коры и верхней мантии в области Восточно-Анатолийских землетрясений 06.02.2023 г.

При больших размерах очаговой области Эльбистанского землетрясения, глубина гипоцентра определена в диапазоне 7.4–13 км [20, 29], и глубина очага, в соответствии с данными о глубине гипоцентров главного толчка и сильнейших афтершоков, не выходит за пределы 15–20 км верхней части земной коры. Эта особенность характерна и для Восточно-Анатолийского (Пазарджикского) землетрясения с магнитудой $M_w = 7.8$ [7].

Для выявления связи малой глубины очагов обоих землетрясений с состоянием земной коры и верхней мантии региона мы использовали сейсмомографическую модель MITP08 [22]. На основе этой модели мы построили структурную карту кровли объемов нижней части земной коры и верхней мантии с пониженными скоростями по значениям (рис. 11, а, б):

$$- dV_p = -0.37\%;$$

$$- dV_p = -0.60\%.$$

На первой структурной карте очаговые зоны обоих землетрясений оказываются в области, где кровля объемов нижней части земной коры и верхней мантии с пониженными dV_p находится на глубинах ≤ 30 км (см. рис. 11, а).

На второй структурной карте северо-восточные части обеих очаговых зон оказываются в об-

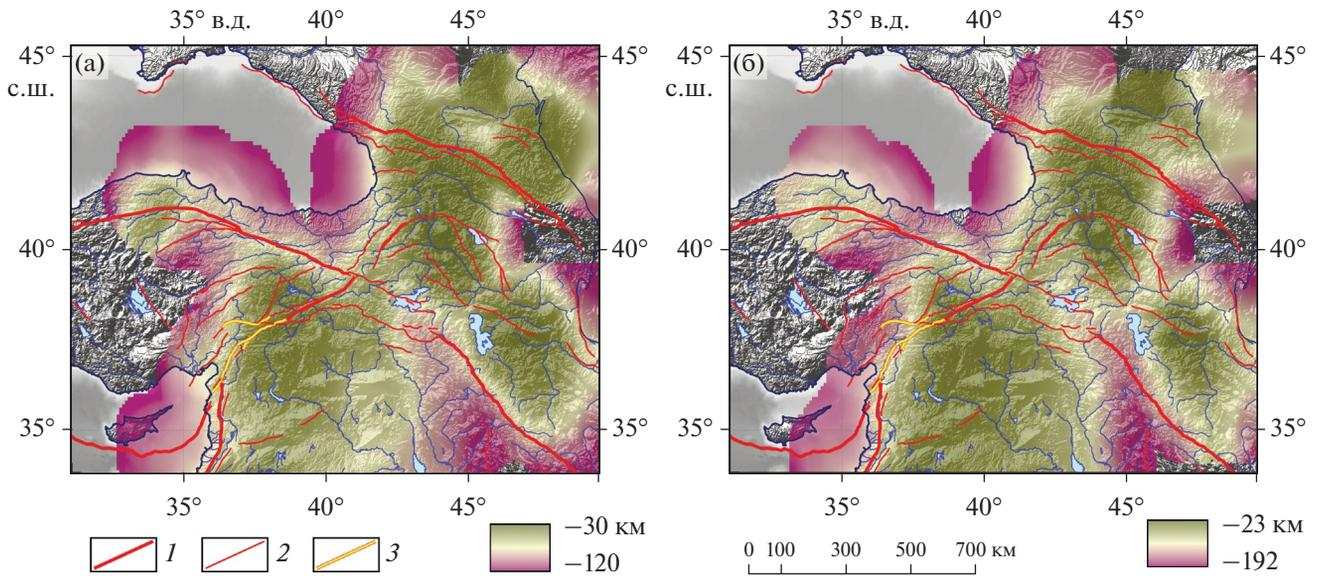


Рис. 11. Положение кровли (км ниже уровня моря) объемов нижней части земной коры и верхней мантии с пониженными скоростями P -волн под Кавказом, Закавказьем, Восточной Турцией, Сирией, Северным Ираком, Северо-Западным Ираном, рассчитанное на основе сейсмотомографической модели МІТР08 [22]: (а) – по значению $dV_p = -0.37\%$; (б) – по значению $dV_p = -0.60\%$.

Показаны (цветовая шкала) глубины кровли объемов нижней части земной коры и верхней мантии с пониженными скоростями P -волн.

1–2 – активные разломы: 1 – крупнейшие, 2 – крупные; 3 – разломы, активизированные при землетрясениях 06.02.2023 г.

ласти, где кровля “горячих” объемов находится не глубже 23 км, а под юго-западными частями обеих очаговых зон кровля погружается (см. рис. 11, б).

В соответствии со значениями разрешения использованной томографической модели форма изоповерхности не разделяет структурные этажи в литосфере, а показывает общий тренд вариаций dV_p , значения которого отражают осредненную характеристику нижней части земной коры и верхней мантии района исследований.

Поднятые объемы мантии с пониженными dV_p интерпретируются как “горячие” и, соответственно, разуплотненные и разупрочненные объемы. Понижение dV_p в нижней части земной коры выражено коровыми волноводами [3].

Мы полагаем, что разупрочнение вещества низов земной коры и верхов мантии Восточной Анатолии сделало эти горизонты неспособными к хрупким сейсмогенным деформациям и ограничило сейсмогенерирующий слой региона верхней частью земной коры. Вместе с тем, термальное воздействие поднятых низкоскоростных объемов на сейсмогенерирующий слой понизило его вязкость и обусловило повышение амплитуд сдвиговых смещений в северо-восточных частях очаговых зон Эльбистанского (Чардакского) и Восточно-

Анатолийского (Пазарджикского) землетрясений 06.02.2023 г. по сравнению с их юго-западными частями.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. При Эльбистанском землетрясении активизировались смежные сегменты разломов Чардак и Улуова, которые характеризовались четвертичными левосдвиговыми смещениями. В активизированных сегментах возникли сейсмогенные разрывы общей протяженностью 190 км. На протяжении 148-ми км по возникшим сейсмо-разрывам произошли левосдвиговые смещения. Максимальная амплитуда левого сдвига 7.84 м зафиксирована немного восточнее эпицентра.

2. Распределение сдвиговых смещений вдоль активизированных сегментов неравномерно. Они образуют два максимума – в зоне Чардакского разлома с амплитудами смещений 5.7–7.84 м и в зоне разлома Улуова с амплитудами смещений 3.5–5.1 м. Оба максимума приурочены к областям распространения офиолитов или к их контактам с породами фундамента. При этом зоны разломов на контакте или в толще офиолитов выражены

компактными полосами шириной от нескольких метров до первых десятков метров. В кристаллических породах фундамента разломы начинают ветвиться на фоне снижения амплитуд сдвиговых смещений. Подобное ветвление в хвостовой части зоны сейсмогенных подвижек по разлому Улуова отвечает кинематической обстановке компенсации сдвиговых смещений: в правом крыле левого сдвига компенсирующими разрывами явились взбросы, отражающие обстановку сжатия; сбросы и раздвиги, доминирующие в его левом крыле, отражают обстановку растяжения.

3. Сейсмогенные разломы Чардак и Улуова имеют вертикальное или субвертикальное падение плоскостей и являются взресо-сдвигами, сформированными в условиях региональной обстановки сжатия и транспрессии. Эти разломы были заложены на поздних стадиях региональной коллизии и секут возникшие здесь ранее структуры пологого детачмента.

4. Сейсмогенные сдвиги Эльбистанского и Восточно-Анатолийского землетрясений представляют выходы их очагов на земную поверхность. По размерам очаговых зон и амплитудам сейсмогенных смещений оба землетрясения превосходят средние значения этих параметров у континентальных землетрясений сдвигового типа. Вместе с тем, оба очага не распространяются глубже верхней части земной коры (16–20 км). Офиолитовые комплексы широко распространены в районе очаговых зон обоих землетрясений и охватывают те же глубины.

5. Мы полагаем, что повышенные размеры очаговых зон и амплитуд смещений обоих землетрясений обусловлены присутствием офиолитов, облегчающих скольжение горных пород при сейсмических подвижках. Мы связываем приуроченность сейсмогенерирующего слоя в регионе и, соответственно, очаговых зон обоих землетрясений к верхней части земной коры с подъемом кровли пород с пониженными скоростями P -волн, захватывающих верхнюю мантию и нижнюю часть коры и интерпретируемых как разогретые породы с пониженной прочностью.

Благодарности. Авторы благодарны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Рубрика статьи ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК подготовлена в рамках работ по теме FMMG-2023-0006 Геологического института РАН. Анализ офиолитов и неоднородностей строения нижней части земной коры и верхней

мантии выполнены при поддержке гранта РФФИ № 20-55-56004/20. Остальные исследования и написание статьи выполнены на средства Российского научного фонда, проект № 22-17-00249.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Новые аспекты соотношений тектоники и сейсмичности // ДАН. 1993. Т. 331. № 5. С. 587–589.
2. Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые–нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 58–65.
3. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. – Под ред. Е.В. Каруса. – М.: Наука, 1984. 109 с.
4. Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии. – Под ред. В.Г. Трифонова. – М.: ГЕОС, 2012. 216 с.
5. Соколов С.Ю. Глубинное геодинамическое состояние и его сопоставление с поверхностными геолого-геофизическими параметрами вдоль субширотного разреза Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 4. С. 945–957.
6. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х. Мезозойско–кайнозойская структура Черноморско–Кавказско–Каспийского региона и ее соотношение со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. № 3. С. 55–81.
7. Челик Х., Трихунков Я.И., Соколов С.А., Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Каргиноглу Ю., Юшин К.И., Ломов В.С., Бачманов Д.М. Тектонические аспекты Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. в Турции // Физика Земли. 2023. № 6. С. 5–23.
8. Akinci A.C., Robertson A.H.F., Ünlügenç, U.C. Sedimentary and structural evidence for the Cenozoic subduction-collision history of the Southern Neotethys in NE Turkey (Çağlayancerit area) // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2016. V. 105. P. 315–337.
9. Balkaya M., Akyüz S.H., Özden S., Paleoseismology of the Sürgü and Çardak faults – splays of the Eastern Anatolian Fault Zone, Türkiye // Turkish J. Earth Sci. 2023. V. 32. P. 402–420.
10. Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), SRTM 90m Digital Elevation Database v.4.1 (2017). Available from: <http://srtm.csi.cgiar.org/> (Accessed March 10, 2010).
11. Çolak S., Aksoy E., Koçyiğit A., İnceöz M. The Palu-Uluova Strike-Slip Basin in the East Anatolian Fault System, Turkey: Its Transition from the Palaeotectonic to Neotectonic Stage // Turkish J. Earth Sci. Vol. 21. 2012. P. 547–570.
12. Danelian, T., Galoyan, G., Rolland, Y., Sosson, M. Palaeontological (Radiolarian) Late Jurassic age constraint for

- the Stepanavan ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia) // Bull. Geol. Soc. Greece. 2007. V. 40. P. 31–38.
13. *Duman T.Y., Emre Ö.* The East Anatolian fault: Geometry, segmentation and jog characteristics // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2013. Vol. 372. P. 495–529. <https://doi.org/10.1144/SP372.14>
 14. *Emre O., Duman T.Y., Ozalp S., Elmasi H., Olgun Ş., Şaroğlu F.* Active fault map of Turkey. – (General Directorate of Miner. Res. and Explor., Ankara, Turkey. 2013).
 15. *Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Melkonian R.* Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia) // Comptes Rendus Geosci. 2007. V. 339. P. 482–492.
 16. Geological Map of Turkey, Sheets Adana, Erzurum, Hatay, Kars, Samsun, Sivas, Trabson, Van. – Scale 1:500,000. – (General Directorate of Miner. Res. and Explor., Ankara, Turkey. 2002).
 17. *Herece E.* Atlas of the East Anatolian Fault. – (General Directorate of Miner. Res. and Explor. (MTA), Spec. Publ. Ser., Ankara, Turkey. 2008), 359 p.
 18. *Hessami K., Koyi H.A., Talbot C.J., Tabasi H., Shabanian E.* Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt Zagros Mountains // J. Geol. Soc. London. 2001. Vol. 158. P. 969–981.
 19. HGM-GEOPORTAL, Republic of Turkey Ministry of National Defense General Directorate of mapping, <https://geoportal.harita.gov.tr/> (Accessed April 5, 2023).
 20. Kahramanmaraş – Gaziantep Turkey M = 7.7 Earthquake, February 6, 2023 (04:17 GMT+03:00). – (Boğazici Univ. Kandilli Observatory. Sci. Rep. 2023), 41 p. https://eqe.bogazici.edu.tr/sites/eqe.boun.edu.tr/files/kahramanmaraş-gaziantep_earthquake_06-02-2023_04.17-bogazici_university_earthquake_engineering_department_v6.pdf (Accessed October, 2023).
 21. *Koç A., Kaymakcı N.* Kinematics of Sürgü Fault Zone (Malatya, Turkey): A remote sensing study // J. Geodynam. 2013. Vol. 65. P. 292–307.
 22. *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. V. 9. № 5. P. 1–21.
 23. *Observatoire Geoscope*, <http://geoscope.ipgp.fr/index.php/en/catalog/earthquake-description?seis=us6000jlqa> (Accessed October, 2023).
 24. *Robertson A.H.F., Parlak O, Ustaömer T.* Overview of the Paleozoic – Neogene evolution of Neotethys in the Eastern Mediterranean region (southern Turkey, Cyprus, Syria) // Petrol. Geosci. 2012. Vol. 18. P. 381–404.
 25. *Rolland Y., Galoyan G., Sosson M., Melkonian R., Avagyan A.* The Armenian ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism, and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block. – In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. – Ed. by M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. V. 340), P. 353–382.
 26. *Sengör A.M.C., Yılmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 181–241.
 27. *Sosson M., Rolland Y., Müller C., Danelian T., Melkonian R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan, A., Galoyan G., Mozar J.* Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. – In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. – Ed. by M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. V. 340), P. 329–352.
 28. *Trifonov V.G., Çelik H., Simakova A.N., Bachmanov D.M., Frolova P.D., Trikhunkov Ya.I., Tesakov A.S., Titov V.M., Lebedev V.A., Ozherelyev D.V., Latyshev A.V., Sychevskaya E.K.* Pliocene – Early Pleistocene history of the Euphrates valley applied to Late Cenozoic environment of the northern Arabian Plate and its surrounding, eastern Turkey // Quaternary Int. 2018. V. 493. P. 137–165.
 29. USGS Earthquake Hazard Program <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000jlqa/executive> (Accessed October, 2023).
 30. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Am. 1994. V. 84. P. 974–1002.

Geological Position, Structural Manifestations of the Elbistan Earthquake and Tectonic Comparison of Two Strongest Seismic Events 06.02.2023 in Eastern Türkiye

Ya. I. Trikhunkov^{a, *}, H. Çelik^b, V. S. Lomov^a, V. G. Trifonov^a, D. M. Bachmanov^a,
Y. Karginoglu^b, S. Yu. Sokolov^a

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

^bFirat University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, 231119 Elazığ, Türkiye

*e-mail: jarsun@yandex.ru

The Elbistan (Çardak) earthquake with magnitude $M_w = 7.5$ or 7.6 happened in Eastern Anatolia on 06.02.2023 at 10:24 UTC, following the strongest in the region of East Anatolian (Pazarçik) earthquake with $M_w = 7.8$ which occurred on the same day at 1:17 UTC to the south of the region. The Elbistan earthquake activated adjacent segments of the Çardak and Uluova faults with Quaternary left-lateral strike-slip displacements.

The resulting seismic ruptures have a total length of 190 km, of which 148 km are represented by sinistral lateral slip. Their maximum amplitude of 7.84 m was recorded 8 km east of the epicenter. The strike-slip seismic ruptures of the Elbistan and East Anatolian earthquakes represent exposure of their focal zones on the land surface. Both earthquakes exceed average values of these parameters for continental earthquakes of strike-slip type in terms of focal zone sizes and amplitudes of seismic displacements. At the same time, both sources do not propagate deeper than the upper part of the crust (16–20 km).

Ophiolite complexes covering the same depths are widely spread in the area of focal zones of both earthquakes. Two maxima were found in the distribution of seismic strike-slip displacement along the epicentral zone of the Elbistan earthquake (i) amplitudes of 5.7–7.84 m in the Çardak fault zone and (ii) amplitudes of 3.5–5.1 m in the Uluova fault zone. Both maxima coincide to the areas of ophiolites or their contacts with basement rocks. In crystalline basement rocks, the sinistral strike-slip amplitudes are significantly reduced. We attribute the increased values of focal zone sizes and displacement amplitudes of both earthquakes to the rheological features of ophiolites, which increase a possibility of slip of rocks during seismic movements. We explain the fact that the sources of both earthquakes cover only the upper part of the crust, by the uplift of the top of rocks with reduced *P*-wave velocities, including the upper mantle and the lower part of the crust and interpreted as heated rocks with reduced strength.

Keywords: Elbistan earthquake, Eastern Anatolian earthquake, Çardak and Uluova active fault zones, seismic displacements, sinistral strike-slip fault, ophiolites, depth of focal zone, basement, Earth's crust