

ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ

УДК 550.34.013.2

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНАХ АКТИВНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКИСТАНА)

© 2021 г. Н. Г. Мавлянова^{1,*}, Р. С. Ибрагимов^{2,**}, Т. Л. Ибрагимова², Х. Х. Рахматуллаев^{3,***}

¹ Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН (ИГЭ РАН), Уланский пер., 13, стр. 2, Москва, 101000 Россия

² Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз, ул. Зулфияхоним, 3, г. Ташкент, 100128 Узбекистан

³ Государственное учреждение “Институт гидрогеологии и инженерной геологии”
при Университете геологических наук Государственного комитета по геологии и минеральным ресурсам РУз,
ул. Олимлар, 64, г. Ташкент, 100041 Узбекистан

*E-mail: georisk2015@mail.ru

** E-mail: ibrroma@yandex.com

*** E-mail: khikmat@mail.ru

Поступила в редакцию 15.01.2021 г.

После доработки 20.01.2021 г.

Принята к публикации 25.01.2021 г.

Центральная Азия — один из самых сейсмически активных регионов в мире, где известны исторические землетрясения с магнитудой более 8. Многочисленные людские жертвы и значительные ущербы экономикам стран Центрально-Азиатского региона (ЦАР) наносят сейсмогравитационные процессы, эффект которых считается вторичным по отношению к колебаниям грунта, вызванным непосредственно самими землетрясениями. Однако примеры изучения последствий землетрясений во многих странах мира показали, что их разрушительный потенциал может превосходить прямой ущерб от сейсмических воздействий в несколько раз. В статье на примере территории Узбекистана, анализируются основные факторы, определяющие формирование сейсмогравитационных процессов на территории ЦАР. К их числу отнесены следующие: сеймотектонические, морфологические, геолого-структурные, прочностные характеристики грунтов, атмосферные осадки, подземные воды, техногенные воздействия. Сильные землетрясения ЦАР (с магнитудой $M > 5.0$) происходят в достаточно узких протяженных зонах, направление которых совпадает с простиранием крупных глубинных разломов, разграничивающих блоки земной коры. Полученные на основе зависимости Гутенберга—Рихтера оценки повторяемости сильных землетрясений в сейсмоактивных зонах Узбекистана могут служить косвенным показателем средней долговременной оползневой активности этих зон. Помимо локальных сейсмических воздействий от землетрясений, происходящих непосредственно в пределах сейсмоактивных структур, на оползневую активность могут влиять сильнее (с магнитудой $M > 7.0$) землетрясения всего ЦАР, происходящие на значительном удалении от этих структур. Отдаленные сейсмические события характеризуются низкочастотным составом и высокой продолжительностью сейсмических колебаний и происходят в основном в Гиндукушской фокальной зоне, на территории Памира, в пределах Таласо-Ферганской, Северо-Тянь-Шаньской, Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивных зон и в районе Копетдага. Механизмы формирования и развития крупных оползней, вызванных землетрясениями, для Центральной Азии имеют свои особенности, связанные с тем, что зоны с высокой сейсмической активностью часто совпадают с зоной распространения лессовых пород. В естественных условиях лессовые породы обладают значительной устойчивостью. Но при увеличении естественной влажности несущие свойства этих отложений резко снижаются, что создает благоприятные условия для возрастания оползневой активности при внешних воздействиях.

Ключевые слова: сейсмическая опасность, сейсмогравитационные процессы, Центральная Азия, Узбекистан

DOI: 10.31857/S0869780921020053

ВВЕДЕНИЕ

Землетрясения сопровождаются многочисленными вторичными процессами и явлениями,

ущерб от которых может быть весьма значительным. Результаты изучения последствий землетрясений, произошедших в Центральной Азии (ЦА) и различных странах мира, показывают, что наи-

более опасный сейсмогравитационный процесс, который в результате сейсмического воздействия может привести к большим человеческим жертвам, — оползни.

Оползни приводят к гибели людей и разрушениям важных социальных объектов, включая жилые дома, здания, транспортную инфраструктуру, пахотные и орошаемые земли. Изучение условий формирования, механизма развития и прогноза активизации оползней в результате сейсмического воздействия является важной проблемой при оценке сейсмического риска. Известны случаи, когда вторичные процессы стали основной причиной жертв и колоссальных убытков. Например, в результате образования обвалов и оползней, вызванных землетрясением 08.10.2005 г. в Пакистане, погибли 26 500 человек [27]. Сейсмическое воздействие 12.05.2008 г. в Китае вызвало более 15 000 оползневых процессов, погибли 20 тыс. человек — почти треть жертв, связанных с землетрясением [31]. По данным Новозеландского центра исследований геологических опасностей [18], землетрясение 14.11.2016 г. и его афтершоки вызвали от 80 000 до 100 000 смещений грунта и привели к образованию около 150 естественных плотин.

Среди основных факторов формирования сейсмогравитационных процессов на территории ЦА выделяются: сеймотектонические, морфологические, геолого-структурные, прочностные характеристики грунтов, атмосферные осадки, подземные воды и техногенное воздействие.

Сейсмогравитационные процессы могут иметь эффекты двух типов:

- прямые последствия: потери в результате разрушения зданий, столкновения транспортных средств со смещенной массой горных пород, повреждения или разрушения нефте- и газопроводов в результате движения грунта, разрушения систем жизнеобеспечения, коммуникаций, линий связи и т.д.;

- косвенные последствия: образование завалов в руслах рек, перекрытие автомобильных дорог, железнодорожных путей грунтовыми массами, изменение рельефа местности, уничтожение сельскохозяйственных угодий.

Крупные оползни, вызванные землетрясениями в ЦА, имеют особенности, связанные с тем, что зоны с высокой сейсмической активностью совпадают с зоной распространения лессовых пород. В естественных условиях лессовые породы обладают значительной устойчивостью. Но при увеличении естественной влажности несущие свойства этих отложений резко снижаются. Наложение на карту лессовых пород местоположения зон возможных очагов землетрясения (ВОЗ) показывает, что районы широкого распространения различных генетических типов лессовых по-

род расположены именно в этих зонах или в непосредственной близости от них. Поэтому высокая сейсмичность лессовых территорий определяет приоритет исследований при сейсмическом микрорайонировании.

Согласно оценке вероятности возникновения оползней и лавин во всем мире [24], на основе морфологических, геологических, метеорологических и сейсмологических данных определено, что “горячие точки” образования оползней расположены в сейсмически активных горных массивах. Опасность образования оползней для территории ЦА оценивается от средней до очень высокой. Наиболее известные оползни связаны с землетрясениями в горных районах Тянь-Шаня и Памира: Кеминское ($M = 8.2$) 1911 г., Сарезское ($M = 7.8$) 1911 г., Хаитское ($M = 7.4$) 1949 г., Гиссарское ($M = 5.5$) 1989 г. и Суусамырское ($M = 7.3$) 1992 г.

Кеминское землетрясение 03.01.1911 г. в Казахстане одно из самых сильных событий, когда-либо зарегистрированных на Тянь-Шане, вызвавшее обширные оползни вдоль активного разлома протяженностью 200 км. Самыми крупными массовыми движениями были: каменная лавина из известнякового материала (около 15106 м^3) вдоль Кеминского разлома примерно в 60 км к западу от эпицентра; оползень “Ананьево” (Кыргызстан) к северу от оз. Иссык-Куль (примерно в 80 км к востоку от предполагаемого эпицентра) [19].

Сарезское землетрясение 18.02.1911 на Памире (Таджикистан), вероятно, вызвало сотни сейсмогравитационных процессов, но из-за труднодоступности высокогорного района только одно из них хорошо задокументировано — гигантский Усойский оползень в долине р. Мургаб. Этот оползень является крупнейшим в мире невулканическим оползнем, когда-либо зарегистрированным в исторические времена. Усойский оползень перекрыл р. Мургаб и образовал плотину высотой 567 м, в результате возникло Сарезское озеро длиной 60 км, содержащее более 17 км^3 воды [29].

В июле 1949 г. Хаитское землетрясение спровоцировало сотни оползней недалеко от южной границы гор Тянь-Шаня в центральном Таджикистане. Сейсмогравитационные процессы включали широко распространенное обрушение скальных склонов, а также большое количество оползней в лессах, покрывающих склоны горных хребтов. В долине р. Ясман сотни оползней слились в массивный лессовый поток (объем 245 млн м^3), который продвинулся на 20 км по склону с уклоном всего 2° . В соседней долине оползень Хаит был связан с преобразованием каменного оползня, вызванного землетрясением, в очень быстрый поток за счет вовлечения в его движение водонасыщенного лесса. Он прошел

7.41 км со средней скоростью ~ 30 м/с. Авторы [17] оценивают его объем в 75 млн м^3 , что на порядок меньше ранее опубликованных оценок. Число жертв оползней, вызванных землетрясением, в эпицентральной зоне было значительным. Около 7000 человек погибли, из них около 4000 в лессовом потоке Ясманской долины, 20 кишлаков были завалены.

Примером сейсмической катастрофы на участках распространения увлажненных лессовых пород стало Гиссарское землетрясение 23.01.1989 г., вызвавшее серию оползней разжижения. Эпицентральной зона располагалась на расстоянии 15–20 км к востоку от г. Душанбе (Таджикистан) в Гиссарской долине и охватывала плато Уртабоз, покрытое лессовыми грунтами мощностью до 100 м. Орошение территории около 100 га для выращивания хлопка началось в 1970 г. Оросительные каналы строились в лессовых грунтах без гидроизоляционных слоев. Объем используемой для орошения воды составлял 12–15 млн м^3 [2], это привело к увеличению влажности пород до 24–28% вплоть до глубин 20–30 м. Под влиянием землетрясения на площади 8 км^2 образовалось несколько оползней разжижения, которые стали причиной гибели более 200 человек [2].

Одно из последних катастрофических сейсмических событий, проявившееся в ЦА – Суусамырское землетрясение 19.08.1992 г., вызвавшее многочисленные сейсмогравитационные процессы: камнепады, оползни, грязевые/селевые потоки, а также большое количество разнообразных гравитационных трещин в Северо-Центральном Тянь-Шане, которые подробно описаны в работе [22].

Наиболее крупные остаточные деформации земной коры произошли в 9-балльной зоне Чаткальского землетрясения 1946 г. ($M = 7.5$), особенно в районе оз. Сары-Челек, где образовались крупные трещины, простирающиеся на 200–300 м к западному склону водораздела рек Карасу и Ходжата. Местами (между озером и долиной р. Афлатун) возникли крупные оползни в суглинках. В результате Чаткальского землетрясения на водоразделах между оз. Сары-Челек и долиной р. Афлатун возникли крупные сейсмоструктурные зияющие трещины, способствующие образованию оползней в лессовых породах [4].

Основные признаки сейсмической природы оползней и обвалов:

- связь с известными землетрясениями в современный период;
- одновременность образования на больших территориях;
- связь и тесные парагенетические ассоциации с разрывами и другими сейсмодислокациями.

Особенно наглядно это подтверждают округлые сейсморвы отрыва и вершинные грабены на водоразделах, которые формируют ниши отрыва оползней, определяют их размеры и объемы. Основоположник палеосейсмического метода в сейсмостектонике В.П. Солоненко [9] еще в 1976 г. подчеркнул надежность этого признака. В этой связи, оценка повторяемости сильных землетрясений для орогенных территорий может служить косвенным показателем их средней долговременной оползневой активности.

Ниже приводится описание основных сейсмоактивных зон территории Узбекистана с указанием основных тектонических нарушений, с которыми они ассоциированы, и перечислением сильнейших землетрясений, произошедших в их пределах. Для каждой из сейсмоактивных зон по графикам повторяемости землетрясений определены средние периоды повторения сильных ($M > 5$) землетрясений. Для некоторых сильных землетрясений дается описание вызванных ими вторичных эффектов. Информационной основой анализа сейсмичности являлись региональный каталог инструментальных землетрясений территории Узбекистана, начиная с 1955 г. [5], каталог землетрясений Центральной Азии с исторических времен [23] (последнее обновление декабрь 2017 г.), база макросейсмических данных сильных землетрясений территории Центральной Азии [13] (последнее обновление декабрь 2019 г.). В качестве сейсмостектонической основы использовалась электронная версия схемы активных разломов земной коры территории Евразии [1].

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Территория Узбекистана располагается в центральной части Западного Тянь-Шаня между Центрально-Казахстанским щитом и Туранской плитой Урало-Сибирской платформы на севере и западе, Таримским блоком на востоке и Индийской платформой на юге. Восточная часть исследуемого района включает в себя горные системы Тянь-Шаня, Алая и Памира. К юго-западу от Узбекистана расположен Копетдагский горный массив Туркмено-Хорасанской горной системы (рис. 1). Геологические структуры Западного Тянь-Шаня существенно различаются по рельефу, геологическому строению, возрасту и истории геологического развития. На востоке они представлены высокими горными складчатыми сооружениями, состоящими из палеозойских образований, и межгорными и предгорными впадинами, покрытыми мезозойскими и кайнозойскими отложениями. На западе эти отложения, с меньшей мощностью, охватывают обширные равнины эпипалеозойской Туранской плиты, а

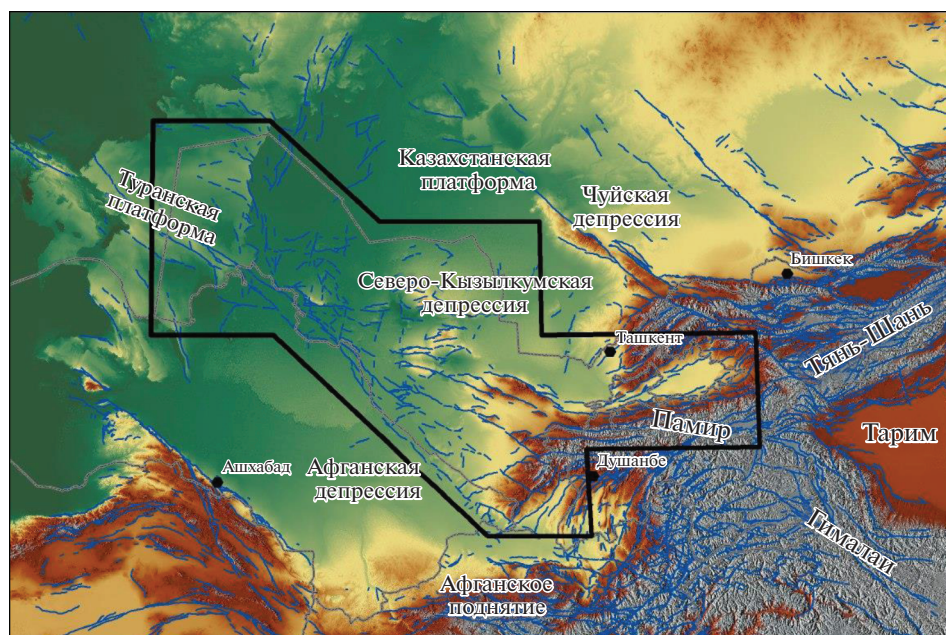


Рис. 1. Расположение района исследований в общей структуре района Высокой Азии и активные разломы земной коры по [1].

палеозойские породы местами выступают в виде возвышенностей небольшого размера в пределах Кызылкумов.

Проявления сейсмичности на территории Узбекистана неразрывно связаны с сейсмической активностью всего Центрально-Азиатского региона (ЦАР) [11, 14]. Большинство сильных землетрясений происходит в достаточно узких протяженных зонах, направление которых совпадает с простиранием крупных глубинных разломов, разграничивающих блоки земной коры. В пределах ЦАР выделяют несколько высокопотенциальных сейсмоактивных зон, где достаточно часто происходят землетрясения с магнитудой $M > 7$ (рис. 2). Это зоны глубокофокусных землетрясений Гиндукуша (I), зона Памира (II), Таласо-Ферганская сейсмоактивная зона (III), Северо-Тянь-Шаньская (IV) и Южно-Тянь-Шаньская (V) сейсмоактивные зоны, сейсмоактивный район Копетдаг (VI).

Несколько крупных сейсмоактивных зон, способных генерировать сильные землетрясения, расположены непосредственно на территории Узбекистана. Они выделены на основе сейсмологических и сеймотектонических данных [3, 11, 14–16]. Это следующие девять сейсмоактивных зон (см. рис. 2 врезка), связанных с крупными тектоническими структурами: Ташкентская (1), Южно-Ферганская (2), Восточно-Ферганская (3), Нурекатино-Ангренская (4), Северо-Ферганская (5), Южно-Узбекистанская (6), Амударьинская (7), Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны (8) и Северо-Тамдын-

ская зона (9). Все выделенные сейсмоактивные зоны территории Узбекистана расположены восточнее 63° в.д.

К западу от этого меридиана (район Приаралья) территория считается практически асейсмичной, хотя по историческим данным здесь также происходили сильные землетрясения, наиболее известным из которых является разрушительное землетрясение в районе г. Ургенча в 1208 г. с магнитудой $M = 6.1$.

О современной сейсмической активности территории Узбекистана можно судить по графику повторяемости землетрясений (зависимость Гутенберга–Рихтера). Рассчитанные по этому графику (рис. 3а) периоды повторения землетрясений различных магнитуд приведены в табл. 1. Основная масса сильных (с $M_w \geq 5.0$) землетрясений исследуемой территории расположена в пределах сейсмоактивного слоя глубиной до 30 км (см. рис. 3б).

В качестве основной характеристики для классификации землетрясений по величине в региональном каталоге землетрясений территории Узбекистана длительное время использовался энергетический класс землетрясений K , введенный в сейсмологическую практику в [13]. Энергетический класс землетрясения K определяется по сумме амплитуд объемных P и S волн и связан с высвобожденной сейсмической энергией (E) зависимостью:

$$K = \lg E \text{ (дж.)}.$$

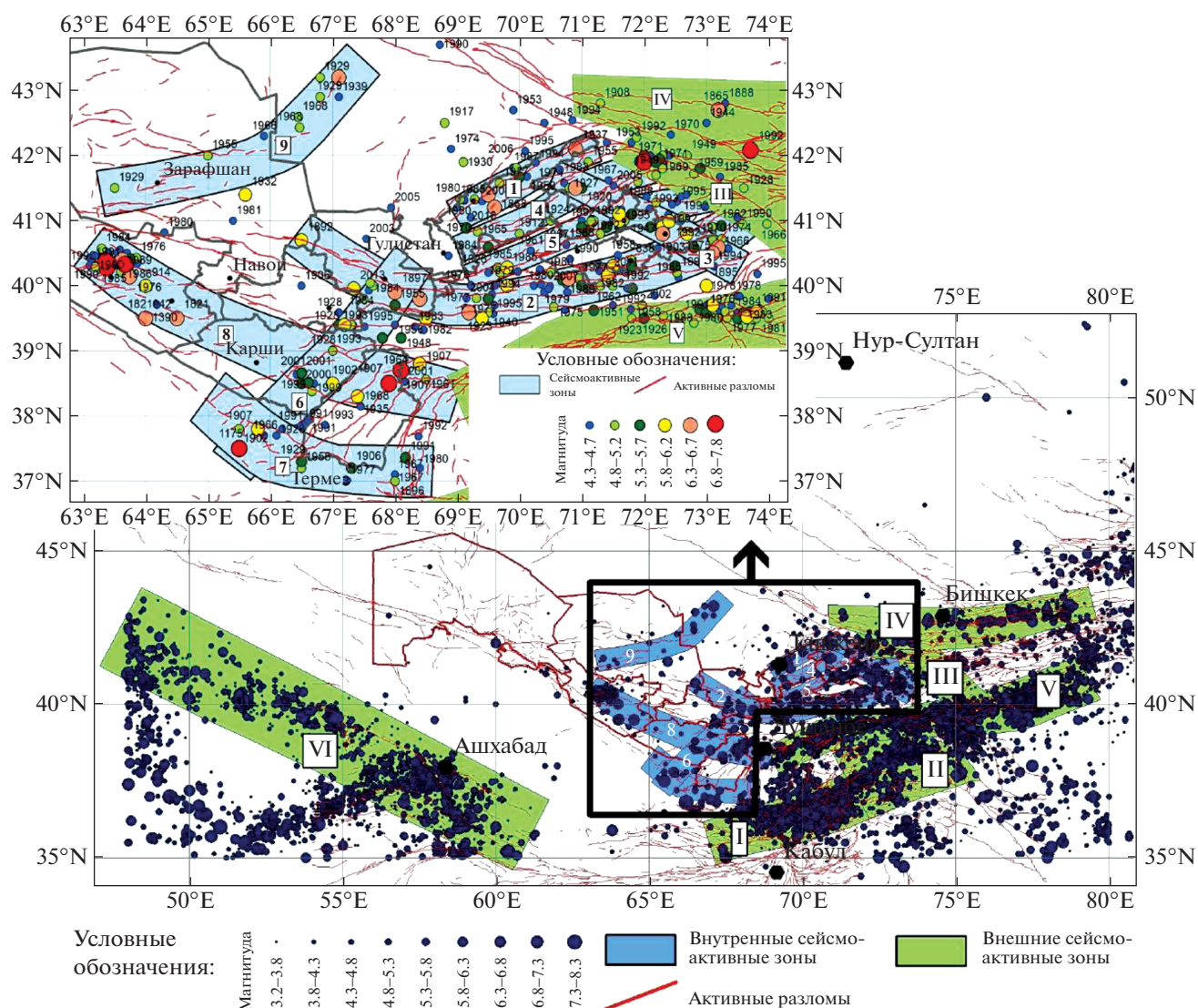


Рис. 2. Карты эпицентров землетрясений территории Центральной Азии и Узбекистана (по каталогу ЕМСА [23]) с исторического периода времени по 2017 г. с указанием основных сейсмоактивных зон региона.

Для различных сейсмических событий, содержащихся в Центрально-Азиатском каталоге землетрясений ЕМСА [23], приводятся различные типы магнитуд M_S , mb , MLH . При оценке сейсмической опасности территории Узбекистана в значениях максимальных ускорений колебаний грунта [8] для выбора надлежащего уравнения движения грунта (GMPE) использовалась моментная магнитуда M_W . Уравнения связи между энергетическим классом землетрясения K и раз-

личными типами магнитуд для землетрясений Центральной Азии были заимствованы из работы [7]. Как правило [12, 28], при описании сейсмических воздействий в баллах макросейсмической шкалы и при нахождении законов затухания интенсивности сотрясений с удалением от эпицентра для характеристики величины землетрясения используется магнитуда M_S , определяемая по поверхностным волнам. Поэтому именно этот тип магнитуды указан нами далее при перечислении

Таблица 1. Средние периоды повторяемости землетрясений с различной магнитудой на территории Узбекистана

Магнитуда, M_W	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5
Период, Т	2–3 мес	9–10 мес	2.5–3 года	10–11 лет	35–40 лет	130–140 лет

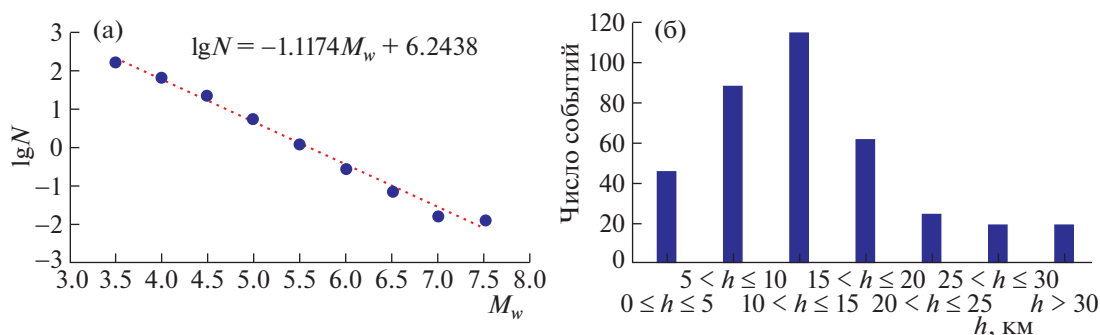


Рис. 3. Количественные характеристики сейсмичности территории Узбекистана: а — график повторяемости землетрясений территории Узбекистана; б — распределение сильных землетрясений по глубинам.

наиболее сильных землетрясений, произошедших в каждой сейсмоактивной зоне территории Узбекистана, и описания средней частоты их повторения.

Ташкентская сейсмоактивная зона (1) протяженностью порядка 240 км и шириной 30–40 км вытянута с СВ на ЮЗ. Сейсмические проявления в ее пределах определяются современной геодинамической активностью Каржантауского разлома в северо-восточной части и Ташкентской флексурно-разрывной зоны в юго-западной части [3]. Наиболее сильными из известных землетрясений в этой зоне считаются исторические землетрясения 1868 и 1886 гг., произошедшие на расстоянии порядка 30–40 км от г. Ташкента, а также Пскемское землетрясение 1937 г. Магнитуда каждого из этих событий была выше 6.5, а интенсивность сотрясений в эпицентре достигала $I = 8$ баллов по шкале MSK-64. За инструментальный период наблюдений в пределах этой зоны был также отмечен ряд сильных землетрясений: Бурчмулинское 1959 г. $M = 5.9$, Ташкентское 1966 г. $M = 5.3$, Таваксайское 1977 г. $M = 5.3$, Назарбекские 1980 г. $M = 5.1$, Алтынтюбинское 1987 г. $M = 5.1$. Последняя активизация сейсмоактивной зоны проявилась землетрясениями с магнитудами $M = 4.8$ и $M = 4.6$ в 2008 и 2010 гг. Средний период повторяемости сильных землетрясений в Ташкентской сейсмоактивной зоне составляет 12–15 лет. В результате изучения последствий исторических землетрясений в этой зоне выделены древние сейсмогенные оползни [4] (Ачикульский, Нурекатинский, Хумсанский, Ходжикенский, Газакентский и др.).

Южно-Ферганская сейсмоактивная зона (2) в восточной части объединяет систему Южно-Ферганских разломов и одноименную флексурно-разрывную зону, а в западной части охватывает область динамического влияния Беспапанского разлома [3]. На востоке эта зона протягивается в субширотном направлении по северным склонам Алайского и Туркестанского хребтов. Длина зоны

порядка 700 км, ширина — 20–30 км. В пределах Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны произошло множество землетрясений с магнитудой $M \geq 6.0$: Ура-Тюбинские землетрясения 1897 г., Кырккольское 1907 г., Хайдарканское 1977 г., Исфара-Баткенское 1977 г., Чимионское 1982 г., Канское 2011 г. и ряд других землетрясений. Согласно графику повторяемости землетрясений, сейсмические события с магнитудой $M \geq 5$ здесь происходят каждые 2–3 года. В пределах этой зоны произошло множество землетрясений с магнитудой $M \geq 6.0$. К наиболее сильным землетрясениям западной части данной зоны относятся следующие сейсмические события: историческое землетрясение 1892 г. с $M = 6.1$ в районе пос. Нурата и два Ура-Тюбинских землетрясения 1897 г. с $M = 6.6$ и $M = 6.7$, произошедшие с интервалом в 2 часа на расстоянии порядка 50 км друг от друга. Наиболее сильные землетрясения в центральной части данной зоны, произошедшие за последние 50 лет следующие: Исфара-Баткенское 1977 г. с $M = 6.4$, Костакосское 1988 г. $M = 6.2$, Чимионское 1982 г. с $M = 5.8$ и Канское 2011 г. с $M = 6.1$. Наиболее сильными землетрясениями восточной части Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны считаются два Куршабских землетрясения 1924 г. с $M = 6.4$ и $M = 6.5$, произошедшие в области сочленения данной зоны с восточным окончанием Восточно-Ферганской сейсмоактивной зоной (3). Макросейсмический эффект от этих всех землетрясений составлял 7–8 баллов по шкале MSK-64. Согласно графику повторяемости землетрясений, сейсмические события с магнитудой $M \geq 5$ в пределах Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны происходят в среднем каждые 2–3 года. Сейсмическая активность на уровне слабых и умеренных землетрясений в данной зоне уменьшается с продвижением с востока на запад.

Восточно-Ферганская сейсмоактивная зона (3) длиной около 300 и шириной 30–40 км, уверенно выделяется по эпицентрам сильных землетрясений и охватывает область динамического влия-

ния Восточно-Ферганского разлома, который впервые был выделен А.И. Суворовым [10]. За пределами Узбекистана эта зона протягивается далее на северо-запад, отделяя Чаткальский мегаблок от Кураминского вдоль Кумбельской зоны разломов. Наиболее сильные землетрясения Восточно-Ферганской сейсмоактивной зоны – Андижанское 16.12.1902 г. с $M = 6.4$, упомянутые выше Куршабские землетрясения, произошедшие 6 и 12 июля 1924 г., Избаскентское 1992 г. с $M = 5.9$. По макросейсмическим данным, большая ось изосейст Андижанского землетрясения располагалась ортогонально к простиранию Восточно-Ферганской зоны и совпадала с простиранием Южно-Ферганской флексуно-разрывной зоны. Период повторяемости землетрясений с $M > 5$ в Восточно-Ферганской сейсмоактивной зоне составляет 5–6 лет.

Нурекатино-Ангренская сейсмоактивная зона (4) имеет протяженность порядка 300 км и ширину 20–30 км, простирается с СВ на ЮЗ. Сейсмические проявления данной зоны обусловлены динамическим влиянием Нурекатинского разлома в западной части и Северо- и Южно-Ангренских разломов в южной своей части [3]. В пределах зоны известны Коштепинское землетрясение 1965 г. $M = 5.5$; Букинское 1967 г. и Пскентское 1970 г. с $M = 5.0$. Последняя активизация в данной зоне проявилась Туябугузским землетрясением 2013 г. $M = 5.6$. Период повторяемости сильных землетрясений в данной зоне составляет 12 лет.

Северо-Ферганская сейсмоактивная зона (5) представляет собой область, охваченную влиянием Северо-Ферганского разлома и одноименной флексуно-разрывной зоны [4], а также оперяющих их разрывных нарушений более низкого ранга. Длина зоны порядка 350 км, ширина 15–20 км. Зона характеризуется высокой сейсмической активностью. Как за исторический период времени, так и в период инструментальных наблюдений, здесь произошло множество землетрясений с $M \geq 5.0$, вызвавших на поверхности сотрясения с интенсивностью $I \geq 7$ –8 баллов. Наиболее известные сейсмические события из них: Ленинабадское землетрясение с $M = 5.2$ 1972 г.; Папское с $M = 5.5$ 1984 г.; Кайраккунское землетрясение с $M = 5.9$ 1985 г.; Шамолдысайское землетрясение с $M = 5.1$ 1988 г.; Избаскентское с $M = 5.9$ 1992 г.; Уйчинское землетрясение с $M = 5.3$ 1995 г. Избаскентское землетрясение отнесено к выделенной группе несколько условно, так как произошло на незначительном удалении от рассматриваемой системы разломов, и простирание изосейст этого землетрясения существенно отличалось от направления выделенной структуры. Сильные землетрясения в пределах зоны происходят каждые 2–3 года.

Трещинообразование во влажных лессовых почвах наблюдалось во время Папского землетрясения 1984 г. на левом берегу р. Сырдарьи на поверхности I и II надпойменных террас, где развиты аллювиальные лессовидные почвы, подстилаемые галькой (уровень грунтовых вод 0.5–2 м). Здесь образовалась серия прерывистых трещин, в основном направленных вдоль долины. Длина трещин варьировала от 5 до 20 м, ширина от 3 до 15 см, а глубина достигала 1.5 м. В этом случае образование трещин также связано со сдвиговыми процессами. Полевые работы проводились с целью изучения сейсмических свойств лессовых пород и влияния факторов, влияющих на их изменение. В результате Кайраккунского землетрясения 1985 г. на левом берегу Кайраккунского водохранилища (в 0.6 км от плотины) произошло разжижения лесса на пологом склоне (4° – 6°), образовались два оползня объемом до 200 тыс. м³. Вдоль берега водохранилища параллельно береговой линии образовалась серия трещин длиной до 200 м.

Южно-Узбекистанская сейсмоактивная зона (6) юго-западного простирания, выделена как по сильным, так и по умеренным землетрясениям. По сейсмотектоническим данным юго-западная часть Южно-Узбекистанской зоны соответствует простиранию Кызылдарьинской и Лянгар-Караильской систем разломов [3]. В северо-восточной части своего простирания она пересекает Южно-Тянь-Шаньскую и Южно-Ферганскую сейсмоактивные зоны, практически примыкая к Ташкентской сейсмоактивной зоне. Протяженность зоны порядка 400 км, ширина около 40 км. Наиболее сильным из известных землетрясений этой зоны считается историческое Керкинское землетрясение 1175 г. с $M = 7.1$. Четыре землетрясения вблизи Ургута ($M = 5.0$ – 6.0) датируются 1490, 1799, 1817–1818 и 1880 гг. По летописным данным, их макросейсмический эффект в эпицентре оценивается от 7 до 9 баллов. К югу от них в 1902, 1907 гг. произошли землетрясения, ощущавшиеся на поверхности интенсивностью сотрясений 6–7 баллов. Средний период повторяемости землетрясений с $M \geq 5.0$ в данной зоне составляет 13–15 лет.

Положение *Амударьинской сейсмоактивной зоны (7)* совпадает с восточным окончанием глубинного Амударьинского разлома, который прослеживается в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль р. Амударья через города Чарджоу, Фароб, Ургенч. Протяженность зоны в пределах территории Узбекистана порядка 350 км, ширина порядка 50 км. За исторический период времени в пределах зоны происходили весьма сильные землетрясения ($M \geq 6.0$). Они датируются 1175 и 1907 гг. Известны также инструментальные землетрясения умеренной силы ($M \geq 4.5$),

произошедшие в 1959, 1977 и 1980 гг. Сейсмическая активность по слабым землетрясениям в зоне очень низкая, распределена по площади неравномерно и уменьшается с продвижением с востока на запад. Период повторяемости сильных ($M \geq 5$) землетрясений в зоне составляет 25–30 лет.

Наибольшую сейсмическую опасность в Западном Узбекистане представляет Газли-Каратагский фрагмент *Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны* (8) протяженностью порядка 550 км и шириной порядка 50–60 км, линейно связывающий очаги сильнейших ($M > 7$) Каратагских землетрясений 1907 г. и Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. Сейсмическая активность в пределах этой зоны распределена крайне неравномерно. На западном ее участке кроме упомянутых сильнейших платформенных Газлийских землетрясений, известны разрушительные исторические землетрясения в районе г. Бухары, где последняя сейсмическая активизация на уровне землетрясений с $M \geq 5.0$ отмечалась в 2005 г. В восточной части, кроме сильнейших Каратагских, произошло Лянгарское землетрясение 1971 г., а также рой Камашинских землетрясений 1999–2003 гг. с $M \geq 5$. Средний период повторяемости сильных землетрясений в пределах Газли-Каратагского сегмента Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны составляет около 10 лет. По данным инструментальных наблюдений сейсмическая активность центральной части зоны на порядок ниже, чем западной и восточной части.

Северо-Тамдынская сейсмоактивная зона (9) соответствует простирацию одноименной системы разломов [3]. Зона имеет протяженность порядка 400 км, ширину 25–30 км и вытянута в северо-восточном направлении. Наиболее сильное из землетрясений, произошедших в пределах Северо-Тамдынской зоны – Чилийское 1929 г., имевшее магнитуду $M = 6.4$. В 1969 г. в восточной части зоны произошел рой Кызылкумских землетрясений с $M = 5–5.5$. Сейсмическая активность по слабым землетрясениям в зоне весьма низкая; период повторяемости сильных землетрясений составляет 40–50 лет.

Особого внимания заслуживают исследования, связанные с изучением длительности и спектра состава сейсмических колебаний, вызывающих оползневую активность. Зачастую активизация оползней связана с проявлением сильнейших землетрясений, происходящих на значительном удалении от мест формирования оползней, где от них ощущаются сотрясения умеренной силы интенсивностью $I = 5–7$ баллов по шкале MSK-64, вызванные продолжительными низкочастотными колебаниями дневной поверхности.

В исследовании [14] изучено инициирующее влияние катастрофических землетрясений Центрально-Азиатского региона на активизацию

сейсмичности в сейсмоактивных зонах Узбекистана. Методами статистического анализа временных рядов землетрясений с магнитудой $M \geq 5.0$, произошедших в период с 1901 по 2013 гг., установлены сейсмоактивные зоны на территории Узбекистана, в которых наиболее вероятно проявление сейсмической активизации в случае возникновения сильного землетрясения в различных частях ЦАР (рис. 4). Ярко красным цветом на рисунке отмечены зоны, для которых связь с периодами сейсмической активизации выделяется с высоким уровнем статистической значимости ($\Phi(\xi) \geq 0.95$), розовым цветом на этом же рисунке показаны связи с несколько меньшим уровнем значимости ($0.8 \leq \Phi(\xi) < 0.95$).

Логично предположить, что возникновение сильнейших землетрясений ($M > 7.0$) в Центральной Азии вызывает в этих же сейсмоактивных зонах Узбекистана не только активизацию сейсмичности на уровне землетрясений с магнитудой $M > 5.0$, но и рост оползневой активности.

Исследования взаимосвязи глубокофокусных *Памиро-Гиндукушских* землетрясений с возникновением крупных оползней и формированием грязевых потоков на значительных расстояниях (340–650 км от эпицентра) в горных районах Средней Азии [6] проведены на основе анализа 200 крупных оползневых смещений за период с 1964–2014 гг. Из них 130 случаев произошли во время землетрясений и 70 случаев спустя некоторое время после них во влажные годы, для которых достоверно известны дата, тип и объем их образования. За данный период в весеннее время произошло более 700 землетрясений $M > 4.5$ в координатах $36^\circ–38^\circ$ с.ш. и $69^\circ–72^\circ$ в.д. Минимальная магнитуда, при которой происходили оползни, – $M = 4.4$, чаще оползни происходили при землетрясениях с $M > 4.5–5.0$. Все оползни отмечались во влажные годы, а в сухие, несмотря на частые землетрясения $M > 4.5$ в весеннее время, проявление оползней не отмечено. Расстояние от гипоцентра до места проявления оползня изменяется от 350 до 650 км при глубине гипоцентров 180–250 км [25]. Необходимо отметить, что оползни наблюдались во влажные годы и при отсутствии землетрясений. Авторы рассматривают Гиндукушские землетрясения как “спусковой крючок” для начала образования оползней разжижения, когда накопление количественно измененных характеристик условий достигают критического значения и необходим толчок, чтобы произошел качественный переход пород из влажного состояния к разжижению.

Величина интенсивности сейсмических воздействий, влияющих на устойчивость оползневого склона, варьирует по различным источникам от 5 до 9 баллов (MSK-64) и зависит от изначальной прочности пород, а также от влияния факто-

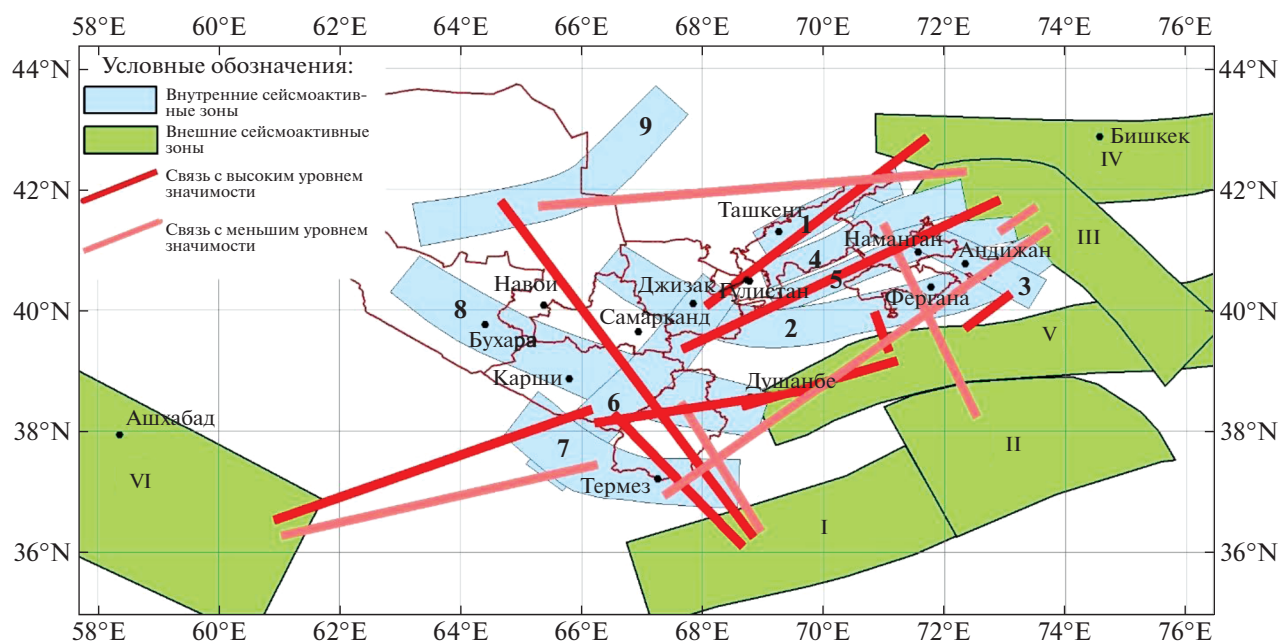


Рис. 4. Схема сейсмоактивных зон на территории Узбекистана, в которых наиболее вероятна сейсмическая активизация в случае, если произошло сильное землетрясение в одной из внешних по отношению к Узбекистану сейсмоактивных зон Центральной Азии.

ров, нарушающих стабильность грунтов (обводнение, подрезка склонов, дополнительная нагрузка от сооружений и т.д.).

До сих пор нет единого мнения о пороговом значении магнитуды землетрясений, вызывающих оползни. Согласно [20, 21], оползни могут быть вызваны землетрясениями с магнитудой, равной или превышающей 4, другие авторы предполагают этот порог равным $M = 5.3$ [26]. Возникновение сейсмогравитационных процессов сильно зависит от близости расположения зоны разлома. Например, в Ташкентской сейсмоактивной зоне оползни формировались не хаотически, а упорядоченно и последовательно вокруг эпицентров сильных землетрясений. Они распространяются по линии крупных надвигов и разломов с благоприятными для их формирования структурно-тектоническими, геолого-геоморфологическими и инженерно-геологическими условиями (обводненность, раздробленность, расчлененность и т.д.). Пространственное распределение крупных оползневых участков в районах Бричмуллы, Нурекаты, Хумсана, Газалкента, Гальвасая свидетельствуют, что плейстосейстовые области происшедших здесь сильных землетрясений, вероятно, имеют большую зону разрушения [4]. В 1959 г. в этой зоне произошло три землетрясения ($M = 5.5–5.7$), первое с эпицентром вдоль Тешикташского надвига, второе по Сюренъята-Майгашканскому разлому и третье у сел. Хумсан по Каржантаускому надвигу. В результате по сильно обводненным разломам зафиксированы многочисленные

оползни в долинах рек Нурекатасая и Угам. Изучение мест возникновения гигантских сейсмических оползней в Китае также показало, что большинство из них находятся очень близко к основным зонам разломов [30].

Морфология склона. Одним из основных факторов, обуславливающих специфику оползней Средней Азии, является рельеф, так как именно от высоты и крутизны склонов зависит распределение напряжений в них. Наибольшее количество оползней характерно для склонов крутизной от 30° до 40° . Этот угол наклона наиболее опасен для образования оползней. Глубина захвата приблизительно около 15 м. Но при этом необходимо отметить, что сеймооползни в увлажненных лесовых породах возникали и при склоне крутизной 4° (Гиссарское землетрясение). На такое же различие в образовании оползней обращают внимание исследователи из Китая [32]. Они отмечают, что оползни, вызванные атмосферными осадками, происходили, в основном, на крутых склонах, в то время как оползни в лессовых грунтах, вызванные землетрясениями, — на относительно более пологих склонах, что свидетельствует о том, что механизмы образования этих двух типов оползней различны.

Угол наклона поверхности оказывает влияние на сейсмическую устойчивость склонов в глобальном масштабе; в частности, гребни холмов, более высокие части склонов особо подвержены сейсмическому разрушению. Но большая часть оползней разжижения возникает при динамиче-

ском воздействии на увлажненные лессовые грунты на пологих склонах. Поэтому при оценке вероятности их возникновения необходимо учитывать комбинированное влияние рельефа, геологического строения и тектонических условий.

Влажность пород. Большая часть оползней на территории ЦА, вызванных землетрясениями, произошла в весенне-осенний период, когда поверхностные отложения были сильно переувлажнены. Многолетними наблюдениями установлены критерии накопления осадков осенне-зимнего периода, определяющие начало массовой активизации оползневых процессов: для южных районов территории Узбекистана 300–350 мм, для северных – 500–600 мм [6]. Оползни в Узбекистане чаще происходят в аномально многоводные годы, где пусковым механизмом начала их образования могут быть интенсивное таяние снежного покрова в сочетании с большим количеством ливневых осадков; увеличение расходов родников и резкий подъем уровня подземных вод; сейсмические колебания и резонансное воздействие на склон динамических нагрузок.

Основными результатами влияния атмосферных осадков на активизацию оползней является увеличение естественной влажности и уменьшение прочности грунтов. В результате исследований установлено, что единица объема грунта до глубины 3.5 м увеличивает свой вес в весенний период на 7–9% и более [6]. Даже в тех случаях, когда атмосферные осадки вносят обратимые изменения в степень устойчивости склона, чередующиеся увлажнения и высыхания пород вызывают нарушение водноколлоидных и структурных связей и, в некоторой степени, выщелачивание солей в лессах, что приводит к необратимому снижению их прочности. Весной в период выпадения наибольшего количества атмосферных осадков средние показатели естественной влажности увеличиваются до глубины 2.5–3.0 м для склонов крутизной более 35°; в зоне сезонного промачивания наблюдается максимальная величина влажности 24–27%.

Гидрогеологический фактор. Близость областей питания, формирования и разгрузки в горной и предгорной частях обуславливает тесную связь режима подземных вод с количеством и распределением атмосферных осадков и таянием снега. Весной (март–май) происходит наибольшая инфильтрация поверхностных вод по глубине склонов. В области разгрузки в горной части на склонах появляется большое количество временных источников, а дебит постоянных увеличивается. Наибольшая обводненность в горных и предгорных частях исследуемой территории характерна для зон тектонических разломов, отмеченных в пределах образования крупных оползней.

Техногенное воздействие. В последние годы стали активизироваться уже существующие оползневые процессы и проявляться новые в зонах Чаткальских и Кураминских гор Узбекистана. Причиной их является возрастающая техногенная нагрузка на геологическую среду в результате освоения территории под строительство гидротехнических, транспортных и ирригационных сооружений. Источники техногенного воздействия на геологическую среду, вызывающие образование оползней в горных районах Узбекистана, подразделены на три вида: линейные транспортные сооружения (автомобильные и железные дороги), гидротехнические сооружения и горнодобывающие объекты.

Крупные оползни часто связаны с освоением горнопромышленных районов. Ангренский горнопромышленный район, расположенный в сейсмически активной зоне, отличается высокой концентрацией предприятий угледобывающей и горнорудной промышленности, стройиндустрии и электроэнергетики, объектов промышленно-гражданского строительства и ирригационных систем. Здесь на площади 200 км² расположены Ангренский угольный разрез глубиной до 300 м, Джигиристанский карьер, угольные карьеры Наугарзан и Апартак. Выше по долине над угольным разрезом расположено водохранилище объемом 200 млн м³. Кроме того, Ангренский горнопромышленный район пересекает скоростная автомобильная дорога Ташкент–Ош. На фоне такой высокой техногенной нагрузки за последние 50 лет здесь образовались более 20 крупных оползней объемом от 400 тыс. до 800 млн м³. Оползни представляют разную степень риска для социальных, хозяйственных объектов и инженерных сооружений [6].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение условий формирования, механизма развития и прогноза активизации оползней в результате сейсмического воздействия – важная проблема при оценке рисков, связанных с природными геологическими процессами. Оценка повторяемости сильных землетрясений орогенных территорий может служить косвенным показателем их средней долговременной оползневой активности.

Для основных сейсмоактивных зон территории Узбекистана период повторяемости сильных землетрясений ($M > 5.0$) варьирует от 2–3 лет до 25–30 лет. Помимо локальных сейсмических воздействий, на оползневую активность исследуемой территории влияют отдаленные сейсмические события, характеризующиеся низкочастотным составом и высокой продолжительностью сейсмических колебаний.

Для эффективного прогноза активизации оползней, наряду с сейсмотектоническими факторами, необходимо учитывать также морфологию склона, геолого-структурный фактор, литологический состав пород, степень их водонасыщенности и фильтрационные показатели, влияние источников техногенного воздействия.

Комплексная инженерно-геологическая оценка развития возможных вторичных процессов при сейсмическом районировании территории позволит более качественно прогнозировать место и интенсивность развития склоновых процессов, оценить устойчивость склона и выбрать необходимые меры защиты.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность М.А. Мирзаеву, старшему научному сотруднику лаборатории “Региональной сейсмичности и сейсмического районирования” Института сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз, за подготовку графических материалов к данной статье.

Статья подготовлена в рамках выполнения государственного задания и плана НИР ИГЭ РАН по теме № г.р. АААА-А19-119021190077-6 и государственного бюджетного финансирования грантов Академии наук Республики Узбекистан.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика, 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0314>
2. Зеркаль О.В., Калинин Э.В., Панасян Л.Л. Влияние обводнения массива лессовых пород на устойчивость склонов // Геоэкология. 1996. № 4. С. 87–94.
3. Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.О., Ибрагимов О.Р. Сейсмотектонический метод оценки сейсмической опасности и вопросы сейсмического районирования // Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. Ташкент: Гидроингео, 2002. С. 59–74.
4. Касымов С.М., Менглибаев М., Юнусов В. Влияние землетрясений на оползни в лессовых грунтах // Узбекский геологический журнал. 1982. № 5. С. 27–30.
5. Каталог землетрясений Узбекистана и прилегающих территорий. https://rcsm.fvv.uz/ru/catalog_col. (дата обращения 20.11.2020)
6. Ниязов Р.А. Оползни, вызванные Памиро-Гиндукушскими землетрясениями. Ташкент: ГП “Ин-т ГИДРОИНГЕО”, 2015. 224 с.
7. Мукамбаев А.С., Михайлова Н.Н. Решение проблемы неоднородности магнитуд в работах по сейсмическому зондированию территории республики Казахстан // Вестник НЯЦ РК. 2014. Вып. 4. С. 86–92.
8. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 75–114. (Тр. ИФЗ РАН, 9(176): 75–114).
9. Солоненко В.П. Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977. С. 83–131.
10. Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с.
11. Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 216 с.
12. Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 95–111.
13. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Models of the macroseismic field earthquakes and their influence on seismic hazard assessment values for Central Asia // Geodynamics & Tectonophysics. 2020. V. 11 (3). P. 606–623. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0494>
14. Artikov T.U., Ibragimov R. S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A., Artikov M.T. Revealing of seismic activation interrelationships in various seismoactive zones // Geodesy and Geodynamics. 2015. V. 5 (6). P. 351–360. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2015.03.007>
15. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Identification of expected seismic activity areas by forecasting complex seismic-mode parameters in Uzbekistan // Geodesy and Geodynamics, 2018. V. 9 (2). P. 121–130. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2017.11.005>
16. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Complex of general seismic zoning maps OSR-2017 of Uzbekistan // Geodesy and Geodynamics. 2020. V. 11 (4). P. 273–294. <https://doi.org/10.1016/j.jeog.2020.03.004>
17. Evans S.G., Roberts N.J., Ischuk A., Delaney K.B., Morozova G.S., Tutubalina O. Landslides triggered by the 1949 Khait earthquake, Tajikistan, and associated loss of life // Engineering Geology. 2009. V. 109. Is. 3–4. P. 195–212. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2009.08.007>
18. GeoNet, Geological hazard information for New Zealand. URL: <https://www.geonet.org.nz> (accessed 24.10.2020)
19. Havenith H.B., Bourdeau C. Earthquake-induced hazards in mountain regions: a review of case histories from Central Asia // Geologica Belgica. 2010. V. 13. P. 135–150.
20. Keefer D.K. Landslides Caused by Earthquakes // Geological Society of America Bulletin. 1984. № 95. P. 406–421.
21. Keefer D.K. Earthquake-induced Landslides and Their Effects on Alluvial Fans // Journal of Sedimentary Research. 1999. № 69. P. 84–104.
22. Korjenkov A.M., Mamyrov E., Omurlaev M., Kovalenko V.A., Usmanov S.F. Rock Avalanches and Landslides Formed in Result of Strong Suusamy (1992, $M = 7.4$) Earth-

- quake in the Northern Tien Shan. Test Structures for Mapping of Paleoseismic Deformations by Satellite Images // Proc. of the 7th Int. Symp. on High Mountain Remote Sensing Cartography. M.F. Buchroithner (ed.), Dresden, Kartographische Bausteine. 2004. V. 23. P. 117–135.
23. *Mikhailova N., Mukambayev A., Aristova I., Kulikova G., Ullah Sh., Pilz M., Bindi D.* Central Asia earthquake catalogue from ancient time to 2009 // *Annals of Geophysics, Special Iss.* 2015. V. 58. № 1. S0102. <https://doi.org/10.4401/ag-6681>
 24. *Nadim F., Kjestad O., Peduzzi P., Herold C., Jaedicke C.* Global landslide and avalanche hotspots // *Landslides.* 2006. № 3. P. 159–173.
 25. *Niyazov R.A., Nurtaev B.* Evaluation of Landslides in Uzbekistan Caused by the Joint Impact of Precipitation and Deep-focus Pamir-Hindu Earthquakes // *Landslides: Global Risk Preparedness.* Sassa K., Rouhban B., Briceño S., McSaveney M., He B. (eds.), Springer, Berlin, Heidelberg. 2013. https://doi.org/10.1007/978-3-642-22087-6_17
 26. *Papadopoulos G.* Magnitude-distance relations for earthquakes-induced landslides in Greece // *Engineering Geology.* 2000. V. 58. P. 377–386.
 27. *Petley D., Dunning S., Rosser N. & Kausar A.B.* Incipient landslides in the Jhelum Valley, Pakistan following the 8th October 2005 earthquake // *SAARC Workshop on Landslide Risk Management in South Asia.* 2006. <https://www.semanticscholar.org/paper/Incipient-Landslides-in-the-Jhelum-Valley-%2C-the-8-Petley-Dunning/187c3d94cb5f47e72e6286491a43dd6225833b0a>
 28. *Shebalin N.V.* Macro seismic data as information on source parameters of large earthquakes // *Phys. Earth Planet Inter.* 1972. V. 6 (4). P. 316–323. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(72\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(72)90016-7)
 29. *Strom A.* Usoi landslide and lake Sarez (Case studies) // *Encyclopedia of natural hazards,* T. Bobrowsky (ed.). Springer Science+Business Media Dordrecht, 2013.
 30. *Wen B., Wang S., Wang E., Zhang J.* Characteristics of rapid giant landslides in China // *Landslides.* 2004. V. 1. P. 247–261.
 31. *Yin Y., Wang F., Sun P.* Landslide hazards triggered by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China. *Landslides.* 2009. № 6. P. 139–151.
 32. *Zhang D., Wang G.* Study of the 1920 Haiyuan earthquake-induced landslides in loess (China) // *Engineering Geology.* 2007. V. 94. P. 76–88.

SPECIFIC FEATURES OF EARTHQUAKE-INDUCED GROUND FAILURE IN THE SEISMICALLY ACTIVE ZONES OF CENTRAL ASIA (BY THE EXAMPLE OF UZBEKISTAN)

N. G. Mavlyanova^{a, #}, R. S. Ibragimov^{b, ##}, T. L. Ibragimova^b, and Kh. Kh. Rakhmatullaev^{c, ###}

^a *Sergeev Institute of Environmental Geoscience, Russian Academy of Sciences, Ulanskii per., 13 bld. 2, Moscow, 101000 Russia*

^b *Mavlyanov Institute of Seismology, Uzbekistan Academy of Sciences, ul. Zul'fiyakhonim, 3, Tashkent, 100128 Uzbekistan*

^c *Institute of hydrogeology and engineering geology, University of Geological Sciences,
Uzbekistan State Committee on Geology and Mineral Resources, ul. Olimlar, 64, Tashkent, 100041 Uzbekistan*

[#] *E-mail: georisk2015@mail.ru*

^{##} *E-mail: ibrroma@yandex.com*

^{###} *E-mail: khikmat@mail.ru*

Central Asia is one of the most seismically active regions in the world, where historical earthquakes with a magnitude > 8 are known. Earthquake-induced ground failures cause numerous human casualties and significant economic damage to the Central Asian region (CAR). This process is considered to be secondary in respect to ground vibrations caused by earthquakes proper. However, the experience in earthquake study gained in many countries of the world proves that the destructive effect of seismically induced ground failure can exceed manifold the direct damage from seismic impacts. The paper analyzes the principal factors that control the earthquake-triggered ground failure in CAR by the example of Uzbekistan territory. They are the following: seismic-tectonic, morphological and geological-structural factors, as well as strength characteristics of soils, precipitation, groundwater, and anthropogenic impacts. Strong earthquakes in CAR countries (with a magnitude of $M > 5.0$) occur in rather narrow extended zones, stretching along the strike of large deep faults between tectonic blocks in the Earth's crust. The estimated recurrence rate of intense earthquakes in the seismically active zones of Uzbekistan (obtained from the Gutenberg-Richter formula) can serve as an indirect index of the average long-term landslide activity in these zones. The recurrence period of intense earthquakes (magnitude $M > 5.0$) ranges from 2–3 to 25–30 years in Uzbekistan. In addition to local seismic effects caused by the earthquakes that take place directly within these seismically active structures, the landslide activity can be triggered by the strongest (with a magnitude $M > 7.0$) regional distant earthquakes, occurring in CAR countries far away from these structures. Remote seismic events are characterized by low-frequency and long-lasting seismic vibrations; they occur mainly in the Hindu Kush focal zone, in the Pamir, Talas–Fergana, North Tien Shan, and South Tien Shan seismically active zones, as well as in the Kopetdag region. In Central Asia, the specific mechanisms of formation and development of major seismically induced landslides result from the fact that the zones of high seismic activity are often confined to the areas covered by loess soils. Loess is known to be a rather stable ground under natural conditions; however, its load-bearing

capacity falls abruptly on moistening, which favors landslide intensification upon the external impact. The study of formation conditions, development mechanisms and the prediction of landslide intensification by seismic impacts appears to be an important aspect in the assessment of natural geologic risks.

Keywords: seismic hazard, earthquake-induced ground failure, Central Asia, Uzbekistan

REFERENCES

1. Bachmanov, D.M., Kozhurin, A.I., Trifonov, V.G. *Baza dannykh aktivnykh razlomov Evrazii* [Database of active faults in Eurasia]. *Geodinamika i tektonofizika*, 2017, vol. 8, no. 4, pp. 711–736. (in Russian)
2. Zerkal, O.V., Kalinin, E.V., Panas'yan L.L. *Vliyanie obvodneniya massiva lessovykh porod na ustoychivost' sklonov* [Influence of moistening loess ground massif on the stability of slopes]. *Geokologiya*, 1996, no. 4, pp. 87–94. (in Russian)
3. Ibragimov, R.N., Nurmatov, U.O., Ibragimov, O.R. *Seismotektonicheskii metod otsenki seismicheskoi opasnosti i voprosy seismicheskogo raionirovaniya* [Seismotectonic method of seismic hazard assessment and seismic zoning issues]. *Seismicheskoe raionirovanie i prognoz zemletryasenii v Uzbekistane* [Seismic zoning and earthquake forecast in Uzbekistan]. Tashkent, Gidroingeo Publ., 2002, pp. 59–74. (in Russian)
4. Kasimov, S.M., Menglibaev, M., Yunusov, V. *Vliyanie zemletryasenii na opolzni v lessovykh gruntakh* [Influence of earthquakes on landslides in loess soils]. *Uzbekskii geologicheskii zhurnal*, 1982, no. 5, pp. 27–30. (in Russian)
5. *Katalog zemletryasenii Uzbekistana i prilgayushchikh territorii* [Catalogue of earthquakes in Uzbekistan and adjacent territories]. https://rcsm.fvv.uz/ru/catalog_col. (accessed 20.11.2020) (in Russian)
6. Niyazov, R.A. *Opolzni, vyzvannye Pamiro-Gindukushskimi zemletryaseniyami* [Landslides triggered by Pamir-Hindu Kush earthquakes]. Tashkent, Gidroingeo Publ., 2015, 224 p. (in Russian)
7. Mukambaev, A.S., Mikhailova, N.N. *Reshenie problemy neodnorodnosti magnitud v rabotakh po seismicheskomu zondirovaniyu territorii respubliki Kazakhstan* [Solving problem of magnitude heterogeneity in the publications on seismic sounding in the territory of the Republic of Kazakhstan]. *Vestnik NYaTs RK*, 2014, vol. 4, pp. 86–92. (in Russian)
8. Rautian, T.G. *Energiya zemletryasenii* [The Energy of earthquakes]. *Metody detal'nogo izucheniya seismichnosti. Trudy GeoFIAN* [Methods of detail study of seismicity. Proc. GeoFIAN]. Moscow, AN SSSR Publ., 1960, issue 9 (176), pp. 75–114. (in Russian)
9. Solonenko, V.P. *Seismogennyye deformatsii i paleoseismogeologicheskii metod* [Seismogenic deformations and paleoseismogeological method]. *Seismichnost' i seismogeologiya Vostochnoi Sibiri* [Seismicity and seismic geology of Eastern Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1977, pp. 83–131. (in Russian)
10. Suvorov, A.I. *Zakonomernosti stroeniya i formirovaniya glubinykh razlomov* [Regularities of the structure and formation of deep faults]. Moscow, Nauka Publ., 1968. 316 p. (in Russian)
11. Ulomov, V.I. *Dinamika zemnoi kory Srednei Azii i prognoz zemletryasenii* [Dynamics of the Earth's crust in Central Asia and earthquake forecast]. Tashkent, Fan Publ., 1974, 216 p. (in Russian)
12. Shebalin, N.V. *Metody ispol'zovaniya inzhenerno-seismologicheskikh dannykh pri seismicheskoy raionirovani* [Methods of using engineering seismological data in seismic zoning]. *Seismicheskoe raionirovanie SSSR*. Moscow, Nauka Publ., 1968, pp. 95–111. (in Russian)
13. Artikov, T.U., Ibragimov, R.S., Ibragimova, T.L., Mirzaev, M.A. Models of the macroseismic field earthquakes and their influence on seismic hazard assessment values for Central Asia. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020, no. 11(3), pp. 606–623. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0494>
14. Artikov, T.U., Ibragimov, R.S., Ibragimova, T.L., Mirzaev, M.A., Artikov, M.T. Revealing of seismic activation interrelationships in various seismoactive zones. *Geodesy and Geodynamics*, 2015, no. 5(6), pp. 351–360. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2015.03.007>
15. Artikov, T.U., Ibragimov, R.S., Ibragimova, T.L., Mirzaev, M.A. Identification of expected seismic activity areas by forecasting complex seismic-mode parameters in Uzbekistan. *Geodesy and Geodynamics*, 2018, no. 9(2), pp. 121–130. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2017.11.005>
16. Artikov, T.U., Ibragimov, R.S., Ibragimova, T.L., Mirzaev, M.A. Complex of general seismic zoning maps OSR-2017 of Uzbekistan. *Geodesy and Geodynamics*, 2020, no. 11(4), pp. 273–294. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2020.03.004>
17. Evans, S.G., Roberts, N.J., Ischuk, A., Delaney, K.B., Morozova, G.S., Tutubalina, O. Landslides triggered by the 1949 Khait earthquake, Tajikistan, and associated loss of life. *Engineering Geology*, 2009, vol. 109, is. 3–4, pp. 195–212. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2009.08.007>
18. GeoNet, Geological hazard information for New Zealand (Available at: <https://www.geonet.org.nz>) (accessed 24.10.2020)
19. Havenith, H.B.; Bourdeau, C. Earthquake-induced hazards in mountain regions: a review of case histories from Central Asia. *Geologica Belgica*. 2010, no. 13, pp. 135–150.
20. Keefer, D.K. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 1984, no. 95, pp. 406–421.
21. Keefer, D.K. Earthquake-induced landslides and their effects on alluvial fans. *Journal of Sedimentary Research*, 1999, no. 69, pp. 84–104.
22. Korjenkov, A.M., Mamyrov, E., Omurlaev, M., Kovalenko, V.A., Usmanov, S.F. Rock avalanches and landslides formed in result of strong Suusamy (1992, $M = 7.4$) earthquake in the Northern Tien Shan. Test structures for mapping of Paleoseismic deformations by sat-

- ellite images. *Proc. of the 7th Int. Symp. on High Mountain Remote Sensing Cartography*. M.F. Buchroithner, Ed., Dresden, Kartographische Bausteine, 2004, vol. 23, pp. 117–135.
23. Mikhailova, N., Mukambayev, A., Aristova, I., Kulikova, G., Ullah, Sh., Pilz, M., Bindi, D. Central Asia earthquake catalogue from ancient time to 2009. *Annals of Geophysics*, Special issue, 2015, vol. 58, no. 1, S0102. <https://doi.org/10.4401/ag-6681>
 24. Nadim, F., Kjestad, O., Peduzzi, P., Herold, C., Jaedicke, C. Global landslide and avalanche hotspots. *Landslides*, 2006, no. 3, pp. 159–173.
 25. Niyazov, R.A., Nurtaev, B. Evaluation of landslides in Uzbekistan caused by the joint impact of precipitation and deep-focus Pamir-Hindu Earthquakes. In: *Landslides: Global risk preparedness*. Sassa K., Rouhban B., Briceño S., McSaveney M., He B., Eds., Springer, Berlin, Heidelberg. 2013. https://doi.org/10.1007/978-3-642-22087-6_17
 26. Papadopoulos, G. Magnitude-distance relations for earthquakes-induced landslides in Greece. *Engineering Geology*, 2000, vol. 58, pp. 377–386.
 27. Petley, D., Dunning, S., Rosser, N., Kausar, A.B. Incipient landslides in the Jhelum Valley, Pakistan following the 8th October 2005 earthquake. SAARC Workshop on Landslide Risk Management in South Asia. 2006. <https://www.semanticscholar.org/paper/Incipient-Landslides-in-the-Jhelum-Valley-%2C-the-8-Petley-Dunning/187c3d94cb5f47e72e6286491a43dd6225833b0a>
 28. Shebalin, N.V. Macroseismic data as information on source parameters of large earthquakes. *Phys. Earth Planet Inter.*, 1972, 6 (4), pp. 316–323. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(72\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(72)90016-7)
 29. Strom, A. Usoi landslide and lake Sarez (Case studies). In: *Encyclopedia of natural hazards*, T. Bobrowsky, Ed. Springer Science + Business Media Dordrecht, 2013.
 30. Wen, B., Wang, S., Wang, E., Zhang J. Characteristics of rapid giant landslides in China. *Landslides*, 2004, vol. 1, pp. 247–261.
 31. Yin Y., Wang F., Sun P. Landslide hazards triggered by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China. *Landslides*, 2009, no. 6, pp. 139–151.
 32. Zhang, D., Wang, G. Study of the 1920 Haiyuan earthquake-induced landslides in loess (China). *Engineering Geology*, 2007, vol. 94, pp. 76–88.