

УДК 551.24 +550.372

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

А.К. Рыбин, Е.А. Баталева, М.Г. Леонов, Е.С. Пржицалговский,
К.Ч. Кожогулов, О.В. Никольская, Э.М. Мамыров

Представлены результаты детального структурно-геологического картирования на участках проявления опасных геологических процессов Северного Тянь-Шаня. Рассмотрены геодинамические характеристики геосреды, выявленные в вариациях параметров различных геофизических полей на исследуемой территории.

Ключевые слова: геолого-тектоническая структура; геофизические поля; оползневая и сейсмическая активность; геодинамические процессы; Северный Тянь-Шань.

MODERN GEODYNAMIC ACTIVITY OF THE NORTHERN TIEN SHAN EARTH CRUST AND DANGEROUS GEOLOGICAL PROCESSES

A.K. Rybin, E.A. Bataleva, M.G. Leonov, E.S. Przhiyalgovsky,
K.Ch. Kozhogulov, O.V. Nikolskaya, E.M. Mamyrov

The results of detailed structural-geological mapping in the areas of development of dangerous geological processes of the Northern Tien Shan are presented. Geodynamic characteristics of the geologic environment identified in the variations of different geophysical fields are considered.

Keywords: geological-tectonic structure; geophysical fields; landslide and seismic activity; geodynamic processes; Northern Tien-Shan.

Введение. Исследования, связанные с изучением рисков возникновения опасных геологических процессов, в том числе землетрясений, оползней, горных ударов в шахтах и др., ведутся в мире уже многие десятилетия. При этом в каждом конкретном случае для изучения механизмов возникновения тех или иных геологических процессов применяются свои техника и методики, которые у каждой группы исследователей являются, как правило, оригинальными, что не позволяет сопоставить полученные результаты и в ряде случаев достигнуть общего консенсуса. Такой подход к существующей проблеме обеспечивает получение неполной (эпизодической) информации о протекающих геологических процессах. Поэтому, до настоящего времени отсутствуют значимые результаты в изучении и понимании механизмов возникновения перечисленных процессов. Слабые знания в этой области не позволяют подойти к прогнозированию опасных геологических процессов, а соответственно к снижению последствий при возникновении катастрофических явлений. Не вызывает никаких сомнений,

что данная проблема является мультидисциплинарной. Можно утверждать, что все перечисленные процессы и явления являются следствием развития современного геодинамического процесса, который наиболее ярко проявляется в горных регионах, в том числе и в Северном Тянь-Шане.

Только комплексный подход позволит добиться положительных результатов в решении фундаментальной задачи изучения опасных геологических процессов и, соответственно, вплотную подойти к их прогнозированию и принятию решений по уменьшению их последствий. Такой подход подразумевает проведение исследований на основе комплекса геологических, геофизических, сейсмологических, геомеханических и геодезических методов.

Рассмотрим применение данного подхода на примере исследования активных геоструктур Северного Тянь-Шаня в зоне сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины на территории Бишкекского геодинамического полигона (БПП).

Геолого-тектоническое строение. Зона сочленения Киргизского хребта и Чуйской предгор-



Рисунок 1 – Структурно-геологическая схема зоны сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины (Южно-Чуйская зона): 1 – четвертичные отложения (включая шарпылдакскую серию N2-Q1); 2 – палеоген-неогеновые отложения; 3 – палеозойский фундамент; 4–6 – разломно-флексурные зоны: 4 – главные, 5 – по геофизическим данным, 6 – прочие; 7 – участки проявления оползневых процессов: Сукулукский (1) и Чункурчакский (2)

ной впадины является одним из важных тектонических элементов Северно-Тяньшанского орогена [1–4]. Чуйская впадина, выполненная отложениями кайнозоя (до 3,5–4 км), является асимметричной синклиналью с пологим северным крылом и резко вздыбленным южным. Фундамент, выходящий на поверхность в Киргизском хребте, представлен интенсивно дислоцированными породами докембрия – палеозоя, в том числе гранитами ордовикского и силурийского возраста. Современный тектонический облик региона в основном оформился в плиоцене–плейстоцене [4], когда тектонически обособились три морфоструктурных элемента: Чуйский предгорный прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями; предгорья, сложенные кайнозойскими толщами, вовлечёнными в поднятие в конце плиоцена; Киргизский хребет, представленный палеозойскими породами и являющийся областью устойчивых поднятий.

Градиент суммарных вертикальных движений в зоне предгорий Киргизского хребта в плиоцен–четвертичное время достигает 8000 м. Здесь расположена субширотная эшелонированная зона интенсивных пликативных и дизъюнктивных деформаций, проявляющихся как в палеозойском фундаменте, так и в осадочных комплексах Чуйской впадины [4–6], объединяемая в Южно-Чуйскую структурную зону (рисунок 1). Отложения киргизского (P₃-N₁), чуйского (N_{1,2}) и шарпылдакского (N₂-Q₁) комплексов вместе с подстилающими образованиями палеозойского фундамента смяты в пределах зоны в крутые, запрокинутые в северном направлении складки. Северной границей зоны деформаций служит Иссyk-

Атинский разлом, который составлен из нескольких кулис и по которому устанавливаются надвиговые смещения в неогене и квартере. Южное ограничение Южно-Чуйской зоны деформаций выражено ступенчатым уступом северного склона Киргизского хребта с разноуровневыми четвертичными террасами и локальными грабенами.

Вопрос о роли хрупких и пластичных деформаций в формировании структуры Южно-Чуйской зоны и о характере современных тектонических движений этого района чрезвычайно важен для оценки рисков опасных геологических процессов.

Граниты северного борта Киргизского хребта подвержены интенсивной структурной переработке. Они разбиты крутопадающими, веерными и пологими системами разломов и трещин с зеркалами скольжения, по которым фиксируются разноориентированные смещения. Разломы имеют значительную протяженность, ветвятся и переплетаются друг с другом. Межблоковое пространство заполнено рассланцеванной, милонитизированной, брекчированной и катаклазированной гранитной массой. Возникают огромные объемы гранитоидов с разномасштабной линзовидно-блоковой делимостью, формы и пространственный рисунок которой свидетельствуют о проявлении объемного сдвигового (в механическом смысле) хрупко-пластического течения. Но при этом в отдельных объемах (блоках, линзах) реконструированные поля напряжений неоднородны, что свидетельствует о дифференциальной подвижности фрагментов [7, 8].

Объемная подвижность гранитных масс имеет морфоструктурное выражение и проявляется не

только в локальных деформациях допалеоценовой поверхности выравнивания, маркируемой корой выветривания и отложениями коктурпакской серии (P_{2-3}), но и в смещениях и перекосах аллювиально-пролювиальных террас, сложенных валунниками шарпылдакской свиты (N_2-Q_1) [9]. Останцы шарпылдакской валунной террасы располагаются на разных гипсометрических уровнях и разобщены зонами резких вертикальных смещений СВ и СЗ простирания с амплитудами 20–80 м. Отмечены также перекосы поверхности кровли террасы. Смещения и перекосы плейстоценовых террас и купольные формы выходов гранитного фундамента вкуче с дезинтеграцией гранитов пространственно связаны с крутопадающими зонами интенсивной трещиноватости и разломов, которые обрисовывают линзовидно-овоидную делимость фундамента. По смещениям террас и морфологии дизъюнктивных зон устанавливаются сдвиговые смещения с ориентацией на СЗ и ЗСЗ и надвиговые перемещения в северных румбах. Та же тенденция перемещения в СЗ румбах стационарных пунктов Бишкекской локальной GPS-сети относительно Чуйской впадины и их сближения в широтном направлении отмечается по многолетним геодезическим наблюдениям, характеризующим современный этап тектонической активности [9]. При пересечении Южно-Чуйской зоны с юга на север от палеозойских пород (северный склон Киргизского хребта до Шамсинского надвига), через кайнозойский блок предгорий (до Иссык-Атинского взброса) к области распространения четвертичных образований Чуйской впадины в среднем наблюдается уменьшение трех компонент скорости (в мм/год): северной (от 2.23 до 0.67), западной (от 0.79 до 1.00) и вертикальной (от 1.01 до 0.05) [9].

Особенности инфраструктуры гранитов и морфоструктуры Южно-Чуйской зоны свидетельствуют об объемной подвижности фундамента и ее влиянии на формирование современного тектонического облика региона. Взаимоотношение Киргизского хребта и Чуйской впадины в районе междуречья Иссык-Ата – Аламедин – Ала-Арча – Аксу определяется постепенным ступенчатым погружением фундамента под осадочный чехол и не сопровождается сколько-нибудь значительным разломным нарушением. Область сочленения в морфологическом плане представляет собой зону крутого уступа, в тектоническом – зону концентрированной деформации со сгущением дизъюнктивных и пликтивных структур, в том числе и сложных изгибов поверхности фундамента.

Проявления оползневой и сейсмической активности. Северный Тянь-Шань принадлежит к региону с развитой оползневой активностью. Оползневые процессы здесь развиваются в основ-

ном на площади распространения мезо-кайнозойских отложений предгорной и среднегорной зоны. Интенсивность проявления оползней обусловлена сложным геологическим строением, крутосклонным рельефом местности, составом и свойствами грунтов покровных образований и пород коренной основы горных склонов, новейшими и современными тектоническими движениями, количеством атмосферных осадков и изменением уровня грунтовых вод [10]. В результате многолетних наблюдений за проявлением оползневых процессов в Кыргызстане установлено, что массовое проявление оползней отмечено в многоводные годы и при максимальном положении уровня подземных вод.

Северный Тянь-Шань также является одним из наиболее высокосейсмичных регионов мира. Здесь произошли такие разрушительные землетрясения (энергетического класса $K > 10$), как Меркенское 1865 г. ($K = 15,5$), Беловодское 1885 г. ($K = 16,5$), Верненское 1887 г. ($K = 16,9$), Чиликское 1889 г. ($K = 18,5$), Кеминское 1911 г. ($K = 17,8$), Кеминско-Чуйское 1938 г. ($K = 16$), Сарыкамышское 1970 г. ($K = 15,6$), Жаланаш – Тюпское 1978 г. ($K = 15,6$) и Суусамырское 1992 г. ($K = 17$) [11]. На территории Бишкекского геодинамического полигона самым сильным землетрясением 19-го века было Беловодское землетрясение 1885 г.

Период с 2013 г. по декабрь 2015 г. для территории Бишкекского геодинамического полигона характеризовался стабильным сейсмическим режимом. По сравнению с 2012 г., в 2013–2014 гг. наблюдалось некоторое снижение общего количества землетрясений, однако наметился рост числа событий с энергетическим классом $K > 10$ (если в 2013 г. их было зарегистрировано 13, то в 2014 г. и 2015 г. их количество составило соответственно 15 и 24). В 2015 г. на территории, ограниченной координатами: $40-44^\circ$ с.ш. и $70-81^\circ$ в.д., произошло 24 события выше 10-го класса, из них 16 событий с $K > 10$ имели место на значительном удалении от г. Бишкек (160–270 км). Анализ полученных данных, характеризующих текущий сейсмический режим Бишкекского геодинамического полигона, позволил выявить устойчивый рост слабой сейсмичности на этой территории в 2015 г.

Детальное структурно-геологическое картирование на участках проявления оползневых процессов. В непосредственной близости от Научной станции РАН в долине левого притока р. Аламедин – р. Чункурчак, на участке обильного проявления оползневых процессов проводились детальные структурно-геологические исследования, направленные на изучение тектонических и литологических факторов контроля оползней и нео-

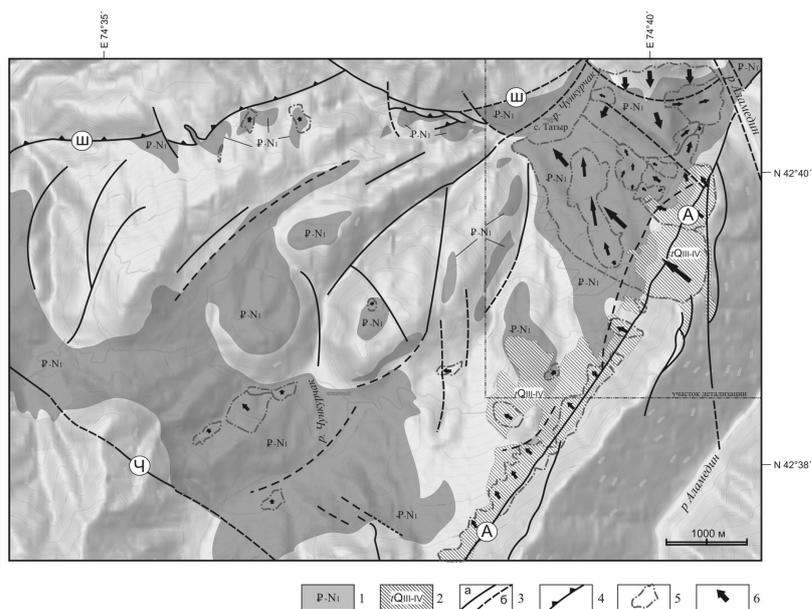


Рисунок 2 – Локализация и основные факторы геологического контроля оползневых процессов в долине Чункурчак (междуречье рек Аламедин и Ала-Арча): 1 – область распространения красноцветных песчано-глинистых отложений (четвертичный чехол снят); 2 – склоновые шлейфы тектонически дезинтегрированных ордовикских гранитов (тектоно-гравитационные микститы); 3 – крутопадающие разломы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 4 – надвиги; 5 – контуры оползней; 6 – направления и осредненные величины перемещения пород в оползнях. Главные разломы (буквы в кружках): А – Аламединский, Ч – Чункурчакский, Ш – Шекуленский

тектонической активности структур палеозойского фундамента (рисунок 2).

В целом долина оконтуривает локальный прогиб поверхности предолигоценного пенеблена, на котором сохранились останцы олигоцен-миоценовых отложений киргизской серии. В геоморфологическом плане этот участок отвечает изометричной котловине абразионного ледникового генезиса, осложненной врезами современных водотоков. Признаки масштабных разновременных оползневых процессов, которые приурочены к склонам котловины, отмечаются в окружении п. Татыр. Один из них – крупный оползень шириной до 500 м и длиной около 1,4 км, почти достигший западной окраины поселка, возник предположительно несколько десятков лет назад. Склон, на котором возник оползень, как и многие другие склоны в районе с. Татыр, обнаруживают геоморфологические признаки более ранних оползневых смещений со значительным объемом перемещенных масс.

Детальное картирование этого участка позволило установить, что в современном виде поверхность пенеблена деформирована в крупные складки амплитудой до 300 м и осложнена локальными складчатыми и разрывными структурами. В целом поверхность имеет форму широтного желоба, ограниченного с севера и юга флексурно-надвиговы-

ми зонами, и ступенчато поднимается с востока на запад от долины р. Аламедин (абсолютная высота 1500 м) до перевала (2250 м), спускаясь затем в восточном борту долины р. Ала-Арча ниже ур. Акташ (1800 м).

В наиболее приподнятых частях валов отложения коктурпакской серии и кора выветривания сохраняются в окружении и на вершинах почти изометричных в плане холмов, сложенных ордовикскими гранитами, что свидетельствует о сложности и высокой пластичности деформаций гранитов фундамента. Флексурный характер смещений террас ступеней подошвы чехла и поверхности пенеблена в редких случаях сменяется разломно-трещинными, где выявляются узкие крутопадающие зоны обожривания, милонитизации и брекчирования гранитов.

Пластичное нагнетание масс пород фундамента и деформация пластов вблизи границы палеозойской впадины, видимо, происходило в конце олигоцена и миоцене, в процессе и после накопления верхней толщи красноцветов, что объясняет увеличенную мощность красноцветов и присутствие верхней пачки только в пологом СВ крыле, «внутреннем» по отношению к прогибу.

Наличие стратиграфических и угловых несогласий, «примыканий» верхней пачки красноцветов к склонам локальных поднятий с эродирован-

ной поверхностью выравнивания, указывает на неравномерность седиментации верхнекиргизских отложений в пределах прогиба. Наибольших мощностей (100–130 м) эта пачка достигает на юге и северо-востоке Чункурчакского прогиба, а в центре, на западе и вдоль северной границы она либо не отлагалась, либо была маломощной.

Таким образом, геологические и морфоструктурные исследования в долине р. Чункурчак позволили выявить парагенез разнообразных пликтивных и разрывных структур, возникших в плиоцен-плейстоценовое время в породах кайнозойского чехла и в палеозойском фундаменте, обусловленных тектонической активизацией этого фундамента и деформациями в нем, которые преимущественно могут быть описаны механикой квазипластического течения. Этот процесс не исключает разрывных смещений на отдельных сегментах активизированных разломов фундамента и в пределах вновь возникших зон концентрации деформаций.

Анализ вариаций параметров геофизических полей. В настоящее время Научная станция РАН осуществляет комплексный геодинамический мониторинг Северного Тянь-Шаня с использованием сети пунктов режимных наблюдений, расположенных на территории БГП. Проводятся режимные исследования пространственно-временного распределения деформационных процессов в земной коре, проявляющихся в вариациях различных геофизических параметров геологической среды и, в частности, ее электрических характеристик, таких как кажущееся электрическое сопротивление, анизотропия и др.

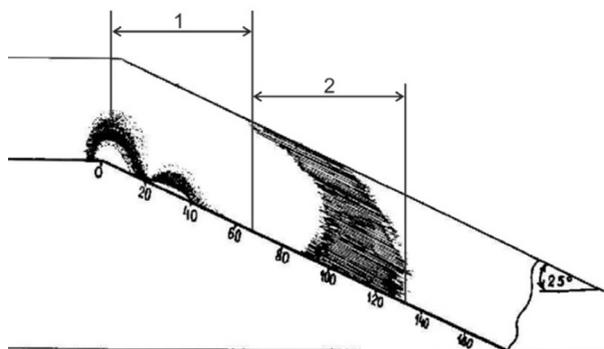
С 2003 г. Научная станция выполняет непрерывные магнитотеллурические (МТ) наблюдения в двух стационарных пунктах (Ак-Суу и Чункурчак) зоны с использованием канадской аппаратуры нового поколения Феникс MTU-5D. В этом уникальном эксперименте обеспечивается широкий частотный диапазон регистрируемых вариаций пяти компонент магнитотеллурического поля – от 400 Гц до периодов 3000 сек. Метод магнитотеллурического зондирования, применяемый в рамках комплексного геодинамического мониторинга Северного Тянь-Шаня, имеет хорошую чувствительность к изменению электрических свойств горных пород, слагающих разрез, при изменении их напряженно-деформированного состояния [12].

В качестве примера анализа электромагнитных параметров рассмотрим частотно-временные ряды данных МТ-мониторинга станции Ак-Суу (горное ущелье одноименной реки), за период наблюдения с 04 октября по 02 декабря 2015 г., построенные по методике азимутального мониторинга [13]. Этот интервал времени выбран в связи с наличием зна-

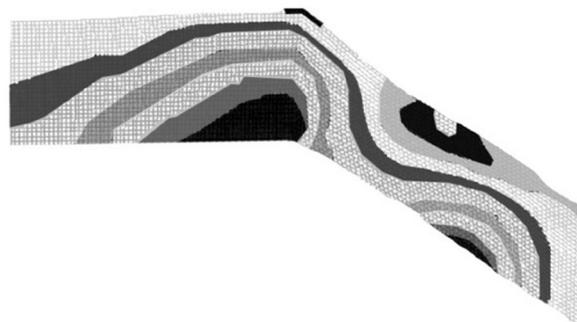
чительного количества близких к пунктам мониторинга сейсмических событий (удаленностью до 100 км). При обработке МТ-данных пункта Ак-Суу, выявлено, что вариации кажущегося сопротивления являются достаточно гладкими и устойчивыми в широком частотном диапазоне. Набор исходных данных состоит из 59 дней, каждый из которых представлен записями магнитотеллурического поля длительностью по 16 часов. При анализе частотно-временных рядов рассчитанного азимутального кажущегося сопротивления выявлен факт приуроченности сейсмических событий к участкам рядов с высокими градиентами сопротивления для частотного диапазона, отвечающего глубинам верхней части земной коры, т.е. когда согласно концепции перераспределения флюидов, происходит значительное изменение напряженно-деформированного состояния массивов горных пород. Однако и «низкоградиентные» деформации, сопутствующие накоплению упругой энергии землетрясений, отражаются в результатах азимутального МТ-мониторинга. В этом случае медленное перераспределение флюидов между системами трещин и пор, происходящее при подготовке сейсмических событий, также будет фиксироваться в вариациях электропроводности при условии достаточно длинных частотно-временных рядов и корректного выбора средних значений, относительно которых вычисляются исследуемые вариации.

Геологические предпосылки возникновения оползневых процессов.

Структурно-геологические исследования в долине р. Чункурчак позволили установить, что оползни в большинстве случаев проявлены на участках обнажения красноцветных отложений палеогенового возраста – киргизской и коктурпакской серий, сложенных глинисто-терригенными породами (рисунок 2). Часто плоскость detachment оползневых тел совпадает с подошвой палеогеновых отложений – контактом с палеозойским фундаментом. Этому способствует наличие глинисто-карбонатных пород коры выветривания, развитой в основании чехла и маркирующей поверхность регионального предолигоценового пенеплена. Кроме того, базальные горизонты чехла часто являются водоносными слоями. Крупные оползни приурочены к участкам, где наклон контакта «фундамент-чехол» составляет $8\text{--}15^\circ$ и примерно совпадает с направлениями склонов рельефа. Необходимым условием крупных оползней является достаточная мощность осадочных пород, включая четвертичные рыхлые отложения (лессовидные суглинки, делювий), перекрывающие красноцветный палеогеновый комплекс. Более мелкие современные оползни (предположительно проявившиеся за последние



1 – область концентрации напряжений;
2 – (изотропная область)



Распределение касательных напряжений в области концентрации напряжений

Рисунок 3 – Напряженное состояние покровных образований на склоне (по [10, 14]): а – изолинии максимальных касательных напряжений в покровных образованиях на склоне (по результатам физического моделирования); б – изолинии максимальных касательных напряжений в области концентрации напряжений (по результатам компьютерного моделирования)

50 лет) с незначительным объемом и амплитудами перемещений отмечаются вдоль обрывистых врезов ручьев также преимущественно в области распространения палеогеновых красноцветов.

Геомеханическая оценка оползневой опасности. Одним из определяющих факторов формирования и развития оползней в покровных образованиях на горных склонах является естественное напряженное состояние. В результате геомеханических исследований покровных образований на горных склонах Тянь-Шаня с использованием физического и компьютерного моделирования выявлено, что их напряженное состояние характеризуется наличием области концентрации напряжений в водораздельной части склона и изотропной области, являющейся его нижней границей. Линейные размеры области концентрации напряжений являются показателем степени оползневой опасности. При достижении размеров этой области до 1/3 длины склона, покровные образования на склоне – устойчивы. Если же линейные размеры этой области больше 1/2 длины склона, покровные образования находятся в состоянии предельного равновесия (рисунок 3).

Выводы. Как известно, значительные, иногда катастрофические обвально-оползневые явления провоцируются землетрясениями и проявляются в зонах тектонической активности [15]. Крупные обвально-оползневые тела, приуроченные к зоне активизированного разлома СВ простирания, расположены в предгорьях Киргизского хребта в верховьях бассейна р. Сокулук. Геометрия плоскостей отрыва здесь отчетливо контролируется линеamentом предположительно сейсмогенной природы. По морфо-

логическим признакам и генезису выявленные объекты сходны с известным сейсмогенным оползнем в районе п. Ананьево на северном берегу оз. Иссык-Куль. К этому же типу относятся древние крупно-объемные оползни на водоразделе рек Чункурчак и Аламедин, обусловленные срывами по трещинам и разрывам Аламединской разломной зоны. Подчеркнем, что необходимым условием возникновения оползневых процессов такого типа является наличие живых разломов, по которым могут реализоваться современные тектонические и гравитационные смещения блоков пород.

Структурно-морфологические исследования на территории БГП показали, что многие субширотные региональные линейные зоны градиентных смещений взбросового и надвигового типа представляют собой широкие зоны катакластического течения с размерностью блоков от 1 км и мельче [9], что отражает раздробленность и дискретную неотектоническую подвижность палеозойского (преимущественно гранитоидного) фундамента. Современная активность на подобных участках сосредоточенных смещений (например, в зоне Шамсинского взброса в междуречье Аламедин – Иссык-Ата) не сопровождалась проявлением масштабных обвально-оползневых процессов в историческое время. Небольшие по объему оползни контролируются ареалами распространения глинистых пород чехла и лишь в определенных погодных условиях могут быть спровоцированы землетрясениями.

На участках локализованных относительных смещений блоков – в зонах разломов – тектоническая дезинтеграция пород максимальна [15, 16].

Зоны милонитизации и фильтрации поверхностных и ювенильных флюидов по главным и второстепенным разломам играют роль смазки между относительно более прочными блоками пород, по ним реализуются современные тектонические напряжения и, при определенной ориентировке разломов относительно уклона рельефа – гравитационные. Обвално-оползневые процессы этого типа представляют реальную угрозу хозяйственной деятельности и населению ввиду их больших объемов и быстроты протекания. Степень потенциальной опасности участков с контрастным рельефом можно оценить при проведении целенаправленных комплексных исследований в зонах живых разломов.

Представленное в работе исследование поддержано грантом РФФИ № 14-05-90112.

Литература

1. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня / В.И. Макаров. М.: Наука, 1977. 172 с.
2. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня / О.К. Чедия. Фрунзе: Илим. 1986. 315 с.
3. Абдрахматов К.Е. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) / К.Е. Абдрахматов, Р. Вэлдон, С. Томпсон, Д. Бурбанк, Ч. Рубин, М. Миллер, П. Молнар // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1609.
4. Миколайчук А.В. Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена / А.В. Миколайчук, Э. Собел, М.В. Губренко, А.Н. Лобанченко // Известия НАН Кыргызстана. 2003(6). № 4. С. 50–58.
5. Брагин В.Д., Мухаммадеева В.А. Изучение пространственно-временного распределения деформаций в земной коре на территории Бишкекского геодинамического полигона электромагнитными методами / В.Д. Брагин, В.А. Мухаммадеева // Геодинамика континентальных орогенов и геоэкологические проблемы: сб. матер. 4-го междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 2009. С. 85–98.
6. Рыбин А.К. Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований / А.К. Рыбин. М.: Научный мир, 2011. 232 с.
7. Маринин А.В. Реконструкция палеонапряжений северного склона Киргизского хребта / А.В. Маринин, Л.А. Сим, Н.А. Сычева, В.Н. Сычев // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты: матер. XLVII Тектонического совещ. Т. I. М.: ГЕОС, 2015. С. 290–295.
8. Сим Л.А. Особенности палео- и современных напряжений Северного Тянь-Шаня / Л.А. Сим, Н.А. Сычева, В.Н. Сычев, А.В. Маринин // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: матер. 3-й тектонофизической конф. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 2. С. 236–240.
9. Пржиялговский Е.С. Детальные морфоструктурные исследования в районе Бишкекского геодинамического полигона / Е.С. Пржиялговский, С.И. Кузиков // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: матер. докл. 6 междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 2015. С. 11–17.
10. Айтматов И.Т. Геомеханика оползнеопасных склонов / И.Т. Айтматов, К.Ч. Кожоголов, О.В. Никольская. Бишкек: Илим, 1999. 209 с.
11. Мамыров Э. Землетрясения Тянь-Шаня: магнитуда, сейсмический момент и энергетический класс / Э. Мамыров. Бишкек: Инсанат, 2012. 234 с.
12. Рыбин А.К. Вариации электросопротивления земной коры по результатам магнитотеллурического мониторинга сейсмоактивных зон Тянь-Шаня / А.К. Рыбин, В.Ю. Баталев, Е.А. Баталева, В.Е. Матюков // Вестник КРСУ. 2011. Том 11. № 4. С. 29–40.
13. Баталева Е.А. К вопросу о взаимосвязи вариаций электропроводности земной коры и геодинамических процессов / Е.А. Баталева, В.Ю. Баталев, А.К. Рыбин // Физика Земли. 2013. № 3. С. 105–113.
14. Никольская О.В. Оценка напряженного деформированного состояния в теле гравитационного оползня на основе физической модели и компьютерного моделирования / О.В. Никольская, М.М. Немирович-Данченко // Развитие инженерных методов в геомеханике: оценка, прогноз, контроль (Авершинские чтения): матер. междунар. научно-практич. конф. Бишкек, 21–22 октября 2004. С. 128–130.
15. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры / М.Г. Леонов. М.: Наука, 2008. 454 с.
16. Пржиялговский Е.С. Структуры, механизмы и предпосылки постумных реидных деформаций в гранитах / Е.С. Пржиялговский, М.Г. Леонов // Тектоника и актуальные вопросы наук о земле: матер. III тектонофизической всерос. конф. Т. 2. М.: ИФЗ, 2012. С. 39–42.