

ОБЩЕСТВО С ОГРАНИЧЕННОЙ ОТВЕТСТВЕННОСТЬЮ
"ЦЕНТР ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ"

УДК 624.131

На правах рукописи



Стром Александр Леонидович

**Каменные лавины Центральной Азии:
особенности строения, закономерности формирования и
катастрофические последствия**

Специальность 1.6.7 – Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	6
1 Краткая история изучения крупномасштабных оползней в скальных массивах и каменных лавин.....	18
1.1 Основные направления изучения каменных лавин.....	18
1.2 Обзор исследований по изучению крупных оползней в скальных массивах и каменных лавин Центральной Азии.....	24
1.3 Выводы к главе 1.....	36
2 Основные особенности исследуемого региона.....	37
2.1 Рельеф и границы.....	37
2.2 Геология и тектоника.....	40
2.3 Новейшая тектоника и геоморфология.....	41
2.4 Сейсмичность.....	44
2.4.1 Инструментальные и исторические данные.....	44
2.4.2 Палеосейсмологические данные	47
2.5 Гидрометеорологические и гидрологические данные.....	48
2.6 Выводы к главе 2.....	51
3 Особенности структуры и внутреннего строения отложений каменных лавин.....	53
3.1 Сохранение взаимного положения обломков пород, вовлеченных в обрушение, в отложениях каменных лавин.....	57
3.2 Возможность "отбрасывания" оползня от материнского массива.....	69
3.3 Гранулометрический состав отложений каменных лавин.....	74
3.3.1 Панцирная и внутренняя фации.....	75
3.3.2 Факторы, влияющие на гранулометрический состав отложений панцирной фации.....	82
3.3.3 Гранулометрический состав отложений внутренней и базальной фаций....	84
3.3.4 Моларды как отражение процессов, развивающихся при движении каменных лавин.....	94
3.4 Взаимодействие каменных лавин с их основанием.....	98
3.5 Экспериментальное воспроизведение процессов, формирующих внутреннюю фацию отложений каменных лавин.....	109
3.6 Выводы к главе 3.....	113

4	Отличие каменных лавин от образований иного генезиса и принципы составления базы данных.....	114
4.1	Дополнительные признаки, позволяющие отличать каменные лавины от образований иного генезиса.....	114
4.1.1	Признаки, позволяющие различать каменные лавины и ледниковые отложения.....	116
4.1.2	Признаки, позволяющие различать каменные лавины и каменные глетчеры.....	128
4.1.3	Аномально большие конуса выноса и их генезис.....	129
4.1.4	Обрушения высоких горных склонов в областях современного оледенения.....	131
4.2	База данных и принципы ее составления.....	137
4.2.1	Общая информация.....	140
4.2.2	Параметры и геологическое строение области питания (оползневого цирка).....	142
4.2.3	Параметры, характеризующие оползень (каменную лавину) в целом.....	145
4.2.4	Параметры высококомобильных каменных лавин.....	155
4.2.5	Параметры завальных плотин и подпрудных озер.....	157
4.3	Выводы к главе 4.....	165
5	Типы каменных лавин и их классификация.....	167
5.1	Оползни в скальных массивах и каменные лавины – понятия и применяемая терминология.....	167
5.2	Основные типы оползней на высоких горных склонах и многостадийная классификация каменных лавин.....	171
5.3	Морфологические классификационные критерии.....	176
5.3.1	Классификация каменных лавин по условиям перемещения их материала.....	176
5.3.2	Классификация каменных лавин по характеру распределения материала по направлению его движения.....	179
5.3.3	Классификация каменных лавин по направленности их движения.....	189
5.4	Выводы к главе 5: комплексная многоуровневая классификация каменных лавин.....	189

6	Количественные соотношения между различными параметрами каменных лавин.....	193
6.1	Распределение оползней по частоте встречаемости в зависимости от их величины и представительность базы данных.....	194
6.2	Учет влияния ограничений на пути распространения каменных лавин.....	198
6.3	Оптимальная характеристика подвижности каменных лавин.....	199
6.3.1	Одномерный (L) и безразмерный (H/L) параметры и их соотношение с объемом.....	200
6.3.2	Двумерные параметры – общая площадь оползня и площадь отложений и их соотношение с объемом.....	204
6.3.3	Зависимость подвижности каменных лавин от располагаемой потенциальной энергии.....	206
6.3.4	Проверка применимости полученных соотношений.....	214
6.4	Подвижность вторичных каменных лавин.....	216
6.5	Выводы к главе 6.....	218
7	Сейсмогенные оползни и каменные лавины; критерии их выделения.....	220
7.1	Результаты обследования некоторых исторических сейсмогенных оползней Центральной Азии.....	220
7.1.1	"Новые" оползни в эпицентральных зонах известных землетрясений....	222
7.1.2	Неоднозначные и противоречивые данные.....	225
7.2	Обоснование сейсмического происхождения доисторических оползней в скальных массивах.....	234
7.2.1	Размеры обрушений и аномально высокая подвижность каменных лавин.....	235
7.2.2	Положение оползневого цирка на склоне.....	238
7.2.3	Оползни и сейсмогенное разжижение грунтов.....	244
7.2.4	Особенности морфологии оползневых цирков, как возможный признак сейсмогенных оползней.....	248
7.3	Одновозрастность крупных оползней в скальных массивах и их пространственно-временное совпадение с активными разломами.....	253
7.3.1	Признаки физической одновременности образования нескольких оползней.....	255
7.3.2	Примеры синхронного образования оползней и подвижек по активным разломам.....	271

7.4	Пример комплексного анализа геолого-геоморфологических данных для обоснования сейсмического происхождения крупного оползня.....	278
7.5	Выводы к главе 7.....	285
8	Катастрофические последствия каменных лавин и возможные способы их минимизации.....	286
8.1	Опасность, обусловленная непосредственным воздействием каменных лавин.....	286
8.2	Катастрофические последствия образования и прорыва завальных плотин...	288
8.2.1	Следы катастрофических доисторических прорывных паводков и оценка их параметров.....	289
8.2.2	Оценка параметров завальных плотин, возможных в будущем, и образуемых ими подпрудных озер.....	300
8.2.3	Возможные превентивные мероприятия.....	303
8.3	Сейсмогенные каменные лавины.....	304
8.4	Выводы к главе 8.....	304
	Заключение: направления дальнейших исследований.....	306
	Литература.....	308

ВВЕДЕНИЕ

АКТУАЛЬНОСТЬ ТЕМЫ И СТЕПЕНЬ ЕЕ РАЗРАБОТАННОСТИ

Катастрофические обрушения высоких склонов, сложенных скальными грунтами, когда одновременно смещаются миллионы и миллиарды кубометров горных пород, представляют собой одно из наиболее опасных природных явлений в горных районах. Такие оползни часто трансформируются в высокоомобильные каменные лавины и проходят расстояние до первых десятков километров от подножий, покрывая территорию в десятки квадратных километров. Они также создают высокие завальные плотины в горных долинах. Часто, хотя далеко не всегда, крупные и грандиозные оползни в скальных массивах происходят при сильных землетрясениях, существенно усугубляя тяжесть их последствий.

Число жертв многих известных катастрофических каменных лавин составляло сотни и даже тысячи человек. Еще более катастрофическими бывают последствия прорыва образованных ими завальных плотин, создающих крупные подпрудные озера. В 1786 г. при прорыве сейсмогенной завальной плотины на р. Даду в провинции Сычуань в Китае погибло около 100 000 человек. Гипотетически возможный прорыв Сарезского озера на Памире может в той или иной степени затронуть территорию Таджикистана, Афганистана, Узбекистана и Туркмении, на которой проживает около 2 миллионов человек.

Очевидно, что изучение подобных явлений имеет важнейшее значение для обеспечения безопасности людей, проживающих в горных и предгорных районах мира и является одной из актуальных проблем инженерной геодинамики. Однако, несмотря на более чем столетнюю историю этих исследований, многие вопросы, решение которых необходимо для обоснованной и объективной оценки опасностей, обусловленных обрушением высоких горных склонов, все еще далеки от окончательного разрешения. Подробный анализ каменных лавин Центрально-Азиатского региона является существенным вкладом в решение рассматриваемой проблемы, тем более, что большинство ранее опубликованных работ, посвященных анализу особенностей строения, механизмов формирования и причин аномально высокой подвижности каменных лавин, базируется на примерах из других горных регионов мира. Центральная же Азия, горные районы которой, благодаря сухому климату, имеют великолепную обнаженность, является одним из наиболее перспективных регионов для изучения каменных лавин и условий, способствующих их образованию и аномально высокой подвижности.

ОБЪЕКТ И ПРЕДМЕТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследований являются каменные лавины в горных районах Центральной Азии, а также процессы, протекающие при их формировании. Предметом исследований являлось изу-

чение факторов, определяющих опасность, которую каменные лавины и их последствия представляют для населения горных стран и прилегающих территорий, в том числе природы аномально высокой подвижности каменных лавин, и условий, определяющих размеры, форму и особенностей строения их отложений, что, в свою очередь влияет на образование и эволюцию завальных плотин, а также связь крупных оползней в скальных массивах и каменных лавин с сейсмичностью.

ЦЕЛЬ ИССЛЕДОВАНИЙ И ЗАДАЧИ, РЕШАВШИЕСЯ В ХОДЕ ИХ ВЫПОЛНЕНИЯ

Целью проведенных исследований являлось установление закономерностей формирования и движения каменных лавин, образующихся при крупномасштабном обрушении склонов, сложенных скальными грунтами, их связи с сейсмичностью, а также оценка особенностей морфологии и внутреннего строения отложений каменных лавин, влияющих на устойчивость образуемых ими завальных плотин. Для достижения этой цели были поставлены и решены следующие основные задачи:

1. Проведено планомерное выявление и описание крупномасштабных оползней в скальных массивах, в том числе тех, которые трансформировались в каменные лавины, на всей территории горных сооружений Центральной Азии (Джунгарский Алатау, Тянь-Шань и Памир), определены их количественные параметры, составлена и проанализирована представительная база данных, включающая более 1000 оползней и каменных лавин объемом свыше 1 миллиона кубометров.

2. Установлены характерные особенности морфологии и внутреннего строения отложений каменных лавин, позволяющие судить о механизмах их движения и о возможных причинах их аномально высокой подвижности. Следует подчеркнуть, что без учета этих особенностей численное моделирование таких явлений, широко применяемое в настоящее время, зачастую превращается в задачу по подбору коэффициентов в уравнениях движения, которые могут и не отражать реальную механику исследуемого процесса.

3. Разработана комплексная многоуровневая классификация каменных лавин, учитывающая условия обрушения высоких горных склонов, трансформации оползня в каменную лавину и последующего перемещения потока обломков в зависимости от геолого-геоморфологических особенностей областей транзита и аккумуляции. Такая классификация позволяет выделять типы и подтипы каменных лавин и используется при оценке формы и размеров зон их поражения в горных и предгорных районах, где каменные лавины могут воздействовать на население и на различные объекты.

4. На основании анализа статистически представительных выборок, учитывающих морфологию областей транзита и аккумуляции, установлены эмпирические количественные соотношения между параметрами, характеризующими массив горных пород, вовлеченный в обрушение

(объем, высота обрушения) и параметрами, характеризующими область поражения каменной лавины (пройденное расстояние, общая площадь и площадь отложений), что позволяет прогнозировать размеры области поражения при оценке оползневой опасности и обусловленных ей рисков.

5. Проведен критический анализ признаков, указывающих на возможную связь крупномасштабных обрушений высоких горных склонов с сильными землетрясениями, ранее описанных в литературе и выявлены дополнительные признаки такой связи. Решение этой задачи важно не только при изучении оползневой опасности, но и при проведении палеосейсмологических исследований, так как изучение достоверно выделяемых сейсмогравитационных дислокаций может дать существенную дополнительную информацию о проявлениях сильных землетрясений за время, сопоставимое с периодом повторяемости таких событий.

6. Выявлены и описаны следы катастрофических доисторических прорывных паводков, некоторые из которых превосходили прорывные паводки, произошедшие в Центрально-Азиатском регионе за исторический период, а также выявлены участки, где крупные завальные плотины могут образоваться в будущем и оценены их параметры. Эти данные позволяют оценивать риски, обусловленные формированием и прорывом подпрудных озер.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу диссертационной работы легли материалы, собранные автором в ходе многолетних полевых и камеральных исследований по изучению опасных природных явлений и сейсмогеологических условий участков строительства крупных гидротехнических сооружений в горных районах Центральной Азии – в Южном Казахстане, Киргизии, Таджикистане и Узбекистане, а также при проведении работ в рамках ряда международных научных проектов, выполнявшихся в этом регионе. Использовались также результаты полевых работ и в других горных районах мира – на Северном Кавказе, на Дальнем Востоке, в Альпах, в Гималаях, в Новой Зеландии, в горных сооружениях, обрамляющих с востока Тибетское плато, в которых автор принимал участие.

Помимо результатов собственных полевых работ и анализа многочисленных публикаций по теме исследований, значительная часть материалов, использованных для составления базы данных оползней в скальных массивах Центрально-Азиатского региона, получена в ходе планомерного дешифрирования космических снимков высокого разрешения, доступных на ресурсах Google Earth, SAS Planet, ArcGIS Earth, а также общедоступной цифровой модели рельефа SRTM (ЦМР SRTM) с пространственным разрешением около 90 метров всей территории горных и предгорных районов Центральной Азии. При дешифрировании, после многократного просмотра изображений, как плановых, так и перспективных (последнее возможно при работе с ресурсом

Google Earth), на космических снимках фиксировались границы оползневых цирков, отложений оползней и каменных лавин, а также существующих, прорванных и заиленных подпрудных озер. В некоторых случаях удалось опознать и отдешифровать следы крупных прорывных паводков. Выявлялись и оконтуривались участки развития глубоких гравитационных деформаций на склонах и водоразделах, которые еще не трансформировались в полноценные "скальные" оползни, но представляют собой места, где подобные обрушения с высокой вероятностью возможны в будущем. Все эти данные собирались в единой геоинформационной системе (ГИС) на базе программы Global Mapper.

Измерения геометрических параметров исследуемых оползней и каменных лавин (площадь, длина, разница высот и др.) производилось средствами программы Global Mapper по 3D ЦМР STRM, а также с учетом высот характерных точек, определяемых на изображениях Google Earth. Сведения о типах пород для территории бывшего СССР брались с государственных геологических карт масштаба 1:200 000, привязанных в ГИС. Для территории Китая и Афганистана использовались геологические карты более мелкого масштаба. Количественные параметры, а также некоторые качественные характеристики выявленных оползней и каменных лавин заносились в таблицу программы MS Excel, где и производился статистический анализ собранных данных.

При составлении базы данных учитывалось, что горы Центральной Азии расположены в 6 странах – Афганистане (в Афганском Бадахшане), Казахстане, Киргизии, Китае, Таджикистане и Узбекистане. В большинстве из этих стран, в том числе ранее входивших в состав СССР, формировались свои научные школы со своими традициями в изучении оползневых явлений и несколько различающимися подходами к выявлению крупных оползней в скальных массивах, их классификации и картированию. Одной из задач исследований, положенных в основу диссертационной работы, было описание таких оползней на всей территории Джунгарского Алатау, Тянь-Шаня и Памира с единых позиций, чтобы охарактеризовать их пространственное расположение вне зависимости от государственной принадлежности. В качестве примеров рассматривались монографии Альберта Гейма “Bergsturz und Menschenleben” (Горные обвалы и человеческая жизнь), вышедшая в 1932 г., и Джерарда Абеле “Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen” (Горные обвалы в Альпах, их распространение, морфология и последствия), опубликованная в 1974 г., в которых были планомерно описаны оползни в скальных массивах и каменные лавины в Европейских Альпах, также расположенных в 5 странах – Франции, Швейцарии, Германии, Австрии и Италии.

Большое число оползней в скальных массивах и каменных лавин, описанных с той или иной степенью детальности, позволило широко применять метод аналогий. Практически каждая особенность морфологии или внутреннего строения оползневых тел и цирков, выявленная у одного

оползня (каменной лавины), обнаруживалась затем на других объектах, что позволило рассматривать и отдельные особенности, и их совокупности, как важные классификационные критерии. Этот же принцип применялся при анализе возможных связей крупных доисторических оползней в скальных массивах с землетрясениями и при изучении условий формирования, развития и разрушения (постепенного размыва или катастрофического прорыва) завальных плотин.

При анализе количественных соотношений между различными параметрами, характеризующими исследуемые оползни, в отличие от большинства предыдущих исследований, в которых рассматривались регрессионные соотношения между теми или иными параметрами каменных лавин, базирующиеся на всей совокупности использованных объектов, в данной работе такие соотношения были получены для трех крупных выборок: отдельно рассматривались оползни и каменные лавины с фронтальным ограничением, канализированные и перемещавшиеся свободно, без видимых ограничений. Аналогичный подход применялся рядом исследователей и ранее, но они использовали существенно меньшие по числу событий базы данных.

В ходе проведения полевых работ изучалось внутреннее строение оползневых тел, гранулометрический состав их отложений, морфология мелких форм рельефа, развитых на поверхности оползневых отложений. Проводилось сопоставление взаимного положения обломков пород разного состава в оползневых телах с взаимным положением этих пород в коренном залегании, что дало важнейшую информацию о механизме перемещения каменных лавин.

Выполнялись, хотя и в ограниченном объеме, и лабораторные исследования. В частности, изучался гранулометрический и микроагрегатный состав мелких фракций оползневых отложений, было также проведено экспериментальное моделирование процессов дробления горных пород при движении каменных лавин.

Все собранные данные анализировались совместно, чтобы получить взаимно-увязанную и внутренне непротиворечивую модель процессов, протекающих при формировании и движении крупномасштабных оползней в скальных массивах и производных от них каменных лавин.

Результаты этих исследований обобщены в монографии "Rockslides and Rock Avalanches of Central Asia: Distribution, Morphology, and Internal Structure" (Скальные оползни и каменные лавины Центральной Азии: распространение, морфология и внутреннее строение) написанной в соавторстве с К.Е. Абдрахматовым и вышедшей в издательстве Э Elsevier (Elsevier) в 2018 году, которая и легла в основу предлагаемой диссертационной работы.

НАУЧНАЯ НОВИЗНА

1. Впервые на основе единых методических принципов создана база данных крупных ($\geq 10^6$ м³) оползней в скальных массивах (в т.ч. трансформировавшихся в каменные лавины) в горных

сооружениях Памира, Тянь-Шаня и Джунгарии, расположенных на территории Афганистана, Казахстана, Киргизии, Китая, Таджикистана и Узбекистана. База данных включает более 1000 таких объектов, примерно для 600 из которых определены количественные характеристики, такие как площадь, объем, высота обрушения, длина пробега и др.

2. Впервые разработана комплексная классификация каменных лавин, сформировавшихся в различных геолого-геоморфологических обстановках, позволяющая выделять типы и подтипы в зависимости от условий зарождения и последующего перемещения.

3. Установлены основные закономерности морфологии и внутреннего строения каменных лавин и показано, что при их движении весьма прочные горные породы дробятся вплоть до частиц микронной размерности при сохранении последовательности залегания пород, характерной для исходного массива, что позволяет рассматривать движение каменных лавин, как сухое ламинарное течение массы обломков.

4. На основе анализа статистически представительного материала получены новые регрессионные соотношения между различными параметрами, характеризующими условия первоначального обрушения массивов скальных грунтов и последующего перемещения каменных лавин. В частности, впервые удалось показать, что статистически наиболее надежными являются соотношения между площадью поражения каменной лавины и произведением объема обрушившегося материала на высоту обрушения.

5. Показана неоднозначность трактовки многих признаков, традиционно рассматриваемых, как доказательство сейсмического происхождения крупных оползней в скальных массивах, что ставит под сомнение возможность "автоматического" отнесения таких доисторических образований к категории сейсмогенных и требует тщательного анализа всей совокупности имеющихся данных в каждом конкретном случае.

6. Впервые выявлены и описаны следы крупных доисторических прорывных паводков на ряде рек Центральной Азии, происходивших при разрушении завальных плотин, образованных крупными каменными лавинами и оценены их пиковые расходы.

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ И ПРАКТИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ РАБОТЫ

Предлагаемая работа представляет собой первое обобщение данных о крупномасштабных оползнях на высоких склонах, сложенных коренными породами и производных от них каменных лавинах, произошедших в пределах горных сооружений всей Центральной Азии, вне зависимости от их государственной принадлежности. Такой подход позволил наиболее объективно охарактеризовать площадное распространение крупных оползней в скальных массивах, а также выявить и изучить характерные особенности и закономерности морфологии и внутреннего строения

оползневых тел, которые, в свою очередь, позволяют судить о механизме их перемещения и об устойчивости образуемых ими завальных плотин.

Статистически представительные эмпирические данные и выведенные на их основе соотношения между различными параметрами, характеризующими первоначальное состояние обрушивающегося склона (высоту, объем) и форму и размеры области поражения, позволяют оперативно прогнозировать расстояние, которой может быть пройдено каменной лавиной, площадь области поражения, а также высоту возможной завальной плотины, что имеет важнейшее значение для заблаговременной оперативной оценки оползневой опасности и риска для населенных пунктов и различных сооружений и, соответственно, для разработки мероприятий, позволяющих если и не предотвратить опасность, то хотя бы минимизировать возможный ущерб.

Полученные результаты использовались при оценке оползневой и сейсмической опасности Памирской ГЭС-1 и Рогунской ГЭС в Таджикистане, Камбаратинских ГЭС-1 и 2, Верхне-Нарынского каскада ГЭС, Куланакской ГЭС в Киргизии, Майнакской ГЭС в Казахстане, Пскемской и Муллалакской ГЭС в Узбекистане, Зарамагских ГЭС в Северной Осетии, ГЭС Тери в Индии, ряда других объектов. Они позволили выявить закономерности развития оползневых процессов на высоких горных склонах, которые могут использоваться при проведении аналогичных исследованиях и в других горных районах мира.

ОСНОВНЫЕ ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Для каменных лавин, вне зависимости от пройденного ими расстояния, характерно отчетливое двучленное строение с нижней (внутренней) сильно раздробленной частью (ядром) и верхним (внешним) покровом из намного более грубообломочного материала и/или гигантских, сравнительно слабо деформированных блоков. При этом обломки пород разного состава, вовлеченных в обрушение, не перемешиваются, что позволяет характеризовать движение каменных лавин как высокоскоростное "сухое течение" обломочных потоков, схожее с ламинарным течением жидкости. Эти особенности внутреннего строения влияют, в частности, на устойчивость завальных плотин, образованных каменными лавинами и на характер их прорыва.

2. Комплексный анализ морфологии областей питания и аккумуляции и особенностей внутреннего строения крупных масс обломочных отложений в горных и предгорных регионах позволяет уверенно отличать каменные лавины от образований иного генезиса – ледниковых и селевых отложений и каменных глетчеров, формирование которых, в отличие от каменных лавин, невозможно без участия воды в жидкой или твердой фазе. Благодаря этому решена важная задача инженерной геодинамики – установлено распределение каменных лавин в пределах горных сооружений всей Центральной Азии.

3. Каменные лавины зарождаются на высоких горных склонах как крупномасштабные катастрофические оползни скольжения того или иного типа (консеквентные, инсеквентные) или как оползни выдавливания и уже в процессе движения трансформируются в оползни (преимущественно) сухого течения. Это сопровождается кардинальным изменением гранулометрического состава и свойств материала вследствие его дробления при сохранении взаимного положения обломков горных пород разного состава, вовлеченных в обрушение.

4. Классификация каменных лавин, базирующаяся на морфологических особенностях их отложений, позволяет выделять типы и подтипы таких образований, различающиеся по механизму трансформации первоначального движения обломочной массы вниз по склону в движение по инерции и по характеру распространения обломочного материала, что должно учитываться при оценке опасности, которую каменные лавины представляют для объектов и субъектов риска, расположенных у подножий высоких горных склонов.

5. Подвижность каменных лавин наилучшим образом характеризуется отношением их площади поражения или длины пробега к произведению объема обрушившегося материала на высоту обрушения. Соотношения между этими, а также другими параметрами, характеризующими каменные лавины и полученные для выборок с учетом наличия или отсутствия преград на пути распространения материала, позволяют оперативно и с приемлемой точностью прогнозировать размеры областей поражения при обрушении высоких горных склонов.

6. Признаки, традиционно рассматриваемые как индикаторы сейсмического генезиса больших оползней в скальных массивах и каменных лавин, такие как значительный объем обрушения и большая длина пробега, а также положение области обрушения в верхней части склона, не являются однозначным доказательством их образования при сильных землетрясениях. Для обоснования сейсмического генезиса крупномасштабных склоновых смещений необходим комплексный анализ всей совокупности доступных геолого-геоморфологических данных.

СТЕПЕНЬ ДОСТОВЕРНОСТИ И АПРОБАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ.

Достоверность полученных результатов обеспечивается учетом данных о морфологии и внутреннем строении статистически представительного числа крупных оползней и каменных лавин Центрально-Азиатского региона и подтверждается тем, что такие же особенности выявлены при обследовании аналогичных образований в других районах мира и описаны в литературе. Это свидетельствует об универсальности особенностей строения каменных лавин и закономерностей их развития, установленных в ходе исследований, проведенных в горных районах Центральной Азии.

Полученные результаты докладывались на многочисленных Российских и международных конференциях, в т.ч. Шукинских чтениях (2015 г.), на конференции по Геориску (2018 г.), конференции "Новые идеи в инженерной геологии" (2021 г.) (все в Москве), на тематических семинарах по программе НАТО "Наука для мира" в Челано, Италия (2002 г.) и в Бишкеке, Киргизия (2004 г.), на семинаре по большим оползням в Курмарье, Италия (2006г.), на конференциях Европейского союза Геологических наук в Вене (2008, 2013 г.г.), на пяти международных оползневых форумах в Токио (2008 г.), Риме (2011 г.), Пекине (2014 г.), Любляне (2017 г.) и Киото (2021 г.), на конференциях и конгрессах Международного общества по инженерной геологии в Окленде, Новая Зеландия (2010 г.), Москве (2011 г.), Турине, Италия (2014 г.), на десятом, одиннадцатом и тринадцатом международных симпозиумах по оползням и откосам в Сиане, КНР (2008 г.), Банфе, Канада (2012 г.), Картахене, Колумбия (2021 г.), на международном симпозиуме по механике скальных пород в Гонконге, КНР (2009 г.), международном симпозиуме по сейсмогенным оползням в Кириу, Япония (2012 г.), первом региональном симпозиуме по оползням в Адриатическо-Балканском регионе в Загребе, Хорватия (2013 г.), первом и пятом международных симпозиумах по долговременным опасным природным процессам и их последствиям в Чэнду, КНР (2013, 2018 г.г.), на конференции, посвященной 50-летию Вайонтской катастрофы в Падуе, Италия (2013 г.), четвертом и девятом семинарах по палеосейсмологии, активной тектонике и археосейсмологии в Аахене, Германия (2013 г.) и в Салониках, Греция (2018 г.), на третьей конференции по тектонике склонов в Тронхейме, Норвегия (2014 г.), региональной конференции международного общества геоморфологов в Барнауле, Россия (2015 г.), водном форуме БРИКС в Москве (2016 г.), на двадцать шестом конгрессе Международной комиссии по большим плотинам в Вене (2018 г.), на семинарах объединенного технического комитета по оползням и склонам в Барселоне, Испания (2017 г.) и Гонконге, КНР (2018 г.), пятой международной конференции "Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита" в Тбилиси (2018 г.), двадцатом конгрессе ИНКВА в Дублине, Ирландия (2019 г.), на конференции, посвященной 70-летию Хаитского землетрясения в Душанбе, Таджикистан (2019 г.), на конференции по экологической геологии (Севастополь, 2021 г.).

Автор неоднократно выступал с лекциями по тематике диссертации в Юго-Западном Джигатонгском Университете и в Технологическом Университете в г. Чэнду, КНР, в Чаганском Университете в Сиане, КНР, в Геологическом институте Национальной сейсмологической администрации КНР в Пекине, в Университете Ниигаты, Япония, в Университете Боку в Вене, Австрия, в Японском оползневом обществе, в Центральном институте горных и топливных исследований в Нагпуре, Индия. Помимо этого автор принимал участие в школах, организованных Международным обществом по предотвращению стихийных бедствий в Шимане, Япония в 2018 г. и Международной Ассоциации по изучению больших оползней в Чэнду, КНР, в 2019, 2020 и 2021 гг.

ПУБЛИКАЦИИ И ЛИЧНЫЙ ВКЛАД АВТОРА

Автором лично и в соавторстве опубликовано более 130 работ, из них 71 работа по теме диссертации, включая одну монографию (Strom, Abdrakhmatov, 2018), в том числе 21 публикация (объемом 14,98 п.л.) в рецензируемых отечественных (Геориск, Геология и Геофизика, Доклады РАН, ФТРПИ), и в международных журналах (Landslides, Geomorphology, Earth Science Reviews, Canadian Geotechnical Journal, Natural Hazards and Earth System Sciences). Результаты этих исследований использовались также при разработке ряда нормативных документов, в которых автор принимал участие, в том числе: СП 14.13330.2018 "СНИП II-7-81* Строительство в сейсмических районах", СП 358.1325800.2017 "Сооружения гидротехнические. Правила проектирования и строительства в сейсмических районах", СП 420.1325800.2018 "Инженерные изыскания для строительства в районах развития оползневых процессов. Общие требования", ГОСТ Р 57546-2017 "Землетрясения. Шкала сейсмической интенсивности" и Межгосударственный стандарт ГОСТ 34511-2018 "Землетрясения. Макросейсмическая шкала интенсивности".

При работе над диссертацией использовались материалы, собранные автором в ходе изысканий для ряда гидроузлов в Среднеазиатском регионе – Рогунской и Памирской ГЭС-1 в Таджикистане, Камбаратинских 1-й и 2-й, Ташкумырской и Верхне-Нарынских ГЭС в Киргизии, Майнакской ГЭС в Казахстане, Пскемской и Муллалакской ГЭС в Узбекистане, а также для нескольких гидроузлов в других горных районах – на Кавказе и в Гималаях.

Начиная с конца 90-х годов прошлого века, автор принимал участие в ряде международных научных проектов: INCO-COPERNICUS CT97 0202 (Оползни, вызванные землетрясениями в Кыргызстане, Тянь-Шань), Проекте 983289 LADATSHA (Предотвращение катастроф, связанных с завальными плотинами в Тянь-Шане, Киргизская республика) в рамках программы НАТО «Наука для мира», проекте GEF/UNEP/UNU PALM (Устойчивое землепользование в высокогорных районах Памира и Памиро-Алая), проекте МНТЦ КР 1281 (Геодинамика Таласо-Ферганского разлома в Тянь-Шане и природные катастрофы на территории Средней Азии. Подробные данные о строении ряда оползней в Центральном Тянь-Шане были собраны при подготовке международного семинара «Природные и искусственные завальные плотины» (Бишкек, 2004 г.). Начиная с 2006 г., автор, совместно с директором Института сейсмологии Киргизской Академии Наук К.Е. Абдрахматовым, проводил ежегодную (за исключением 2010, 2020 и 2021 г.г.) двухнедельную полевую школу по изучению скальных оползней и сопутствующих явлений в бассейне р. Кокомерен в Киргизии. Школа проводилась в рамках проектов M111, M126 и IPL-106-2 Международной программы по изучению оползней и при поддержке Международного оползневого консорциума и ЮНЕСКО. За эти годы в школе прошло обучение 150 человек, преимущественно студентов, аспирантов и молодых исследователей из Австрии, Аргентины, Бельгии, Ве-

ликобритании, Германии, Индии, Испании, Италии, Казахстана, Киргизии, КНР и Гонконга, Кореи, Новой Зеландии, Норвегии, России, Словакии, Словении, США, Таджикистана, Тайваня, Узбекистана, Франции, Чехии, Швейцарии и Японии.. Материалы, собранных в ходе работы по подготовке и проведению школы, также использовались при работе по теме диссертации.

Автором составлена база данных крупных оползней в скальных массивах горных сооружений Центрально-Азиатского региона и проведен ее анализ, разработаны подходы к описанию и измерению количественных параметров оползней и каменных лавин, лично сформулированы цели и задачи диссертации, а также защищаемые положения.

СТРУКТУРА И ОБЪЕМ ДИССЕРТАЦИИ

Диссертация состоит из Введения, 8 глав и Заключения. Общий объем работы составляет 341 страницу, в том числе 271 рисунок, 17 таблиц; список литературы содержит 658 наименований.

В соответствующих главах диссертации последовательно рассмотрены:

- краткая история изучения крупномасштабных оползней в скальных массивах и каменных лавин (глава 1);
- основные геолого-геоморфологические, сейсмологические и климатические особенности исследуемого региона (глава 2);
- особенности морфологии и внутреннего строения каменных лавин (глава 3);
- отличие каменных лавин от образований иного генезиса и принципы составления базы данных (глава 4);
- типизация каменных лавин и их классификация (глава 5);
- количественные соотношения между параметрами, характеризующими оползни в скальных массивах и каменные лавины Центральной Азии (глава 6);
- особенности крупных сейсмогенных оползней в скальных массивах и принципы их выделения на примере Центрально-Азиатского региона (глава 7);
- катастрофические последствия образования каменных лавин и прорыва образованных ими подпружных озер и возможные способы снижения тяжести таких последствий (глава 8).

В Заключении кратко рассмотрены пока еще не решенные проблемы и сформулированы основные направления дальнейших исследований по изучению крупномасштабных оползней в скальных массивах и каменных лавин в Центральной Азии и в других горных районах мира.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает искреннюю благодарность коллегам, с которыми работал в поле, обсуждал различные вопросы, касающиеся генезиса крупных оползней в скальных массивах и каменных лавин, а также новейшей тектоники и сейсмотектоники Средней Азии, помогавшим в сборе материалов: К.Е. Абдрахматову, В.В. Адушкину, А. Джумабаевой, В.П. Благовещенскому, И.М. Васькову, С.М. Винниченко, Е.А. Вознесенскому, В.А. Гапичу, Е.И. Гаспировичу, А.А. Годзи-ковской, Т.С. Григорьевой, Т.С. Гуляевой, А.Р. и Н.Р. Ищукам, А.Н. Жиркевичу, О.В. Зеркалю, А.И. Кожурину, А.В. Количко, Королеву В.А., В.Ф. Корчевскому, А.М. Корженкову, О.Е. Максимовой, Н.Н. Леонову, Х. Назришоеву, А.А. Никонову, Н.Н. Михайловой, Р.К. Непопу, А.А. Никонову, Г.А. Носенко, Ч. Ормукову, Г.Б. Осиповой, Л.М. Пернику, В. Н. Родионову, В.Г. Трифонову, Е.И. Шемякину, С.Г. Миронюку, Б.Д. Молдобекову, Е.В. Романенко, Ю.М. Свойскому, О.Н. Соломиной, О.К. Чедия, В.И. Макарову, В.К. Маркову, А. Медеу, Л.Д. Суллержицкому, А.И. Савичу, И.А. Торгоеву, В.Г. Трифонову, И.К. Фоменко, Ю.В. Фроловой, М.Е. Харитонову, Kyoji Sassa, Masahiro Chigira, David Cruden, Tim Davies, Damien Delvaux, Stuart Dunning, Stephen Evans, Xuanmei Fan, Fausto Guzzetti, Filip Hartvich, Hans-Balder Havenith, Reginald Hermanns, Kenneth Hewitt, Wei Hu, Runqiu Huang, Oldrich Hungr, Michel Jaboyedoff, David Jarman, Nina Jones, Oliver Korup, Langping Li, Hengxing Lan, Xuanmei Fan, Runqui Huang, Andrea Manconi, James McCalpin, Mauri McSaveney, Marc-Andre Ostermann, Tomas Panek, David Pettley, Luciano Picarelli, Andreas von Poschinger, Natalia Reznichenko, Magali Rizza, Swenja Rosenwinkel, Gabriele Scarascia Mugnozza, Robert Schuster, Veronica Smolkova, Petra Stepanchikova, Fawu Wang, Gonghui Wang, Patrick Wassmer, Goldie Walker, Richard Walker, Andrea Wolter, Yin Yueping, Qingli Zeng.

Особую благодарность хочу выразить заведующему кафедрой инженерной и экологической геологии МГУ В.Т. Трофимову, убедившему автора представить результаты изучения оползней в скальных массивах и каменных лавин Центральной Азии в виде докторской диссертации, а также О.С. Барыкиной, С.К. Николаевой и В.В. Фуниковой за помощь в подготовке диссертации к защите.

1 КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ОПОЛЗНЕЙ В СКАЛЬНЫХ МАССИВАХ И КАМЕННЫХ ЛАВИН

Учитывая чрезвычайное разнообразие проблем, рассматриваемых в связи с изучением оползней в скальных массивах – оценки устойчивости склонов, сложенных коренными породами, мониторинга оползнеопасных склонов и прогнозирования обрушений, причин и последствий таких оползней, и т.д., в рамках данной главы просто невозможно даже кратко описать всю историю этих исследований. Здесь рассмотрены основные направления изучения именно каменных лавин, как одного из наиболее опасных природных явлений, связанных с обрушением высоких горных склонов. Основное внимание уделено исследованиям, направленным на объяснение аномально высокой подвижности каменных лавин, что, наряду с колоссальным объемом вовлекаемого в них материала, обуславливает их исключительную опасность. Сразу отмечу, что термин "каменная лавина" в отечественной литературе применяется не очень широко и стал использоваться лишь в последние десятилетия. Применяемая терминология будет подробно рассмотрена ниже, в пятой главе.

1.1 Основные направления изучения каменных лавин

Изучение крупномасштабных обрушений высоких горных склонов, сложенных коренными породами, началось в относительно густо населенных Альпах, где такие явления неоднократно происходили в историческое время и где известны многочисленные древние оползни в скальных массивах, многие из которых также трансформировались в высокоподвижные каменные лавины (Heim, 1932; Abele, 1974; Bonnard, 2011). Первое научное описание исторической каменной лавины было сделано швейцарским геологом Альбертом Геймом, описавшим Эльмский оползень 1881 г. (Heim, 1882, 1932). Он же был одним из первых исследователей, объяснившим своеобразный рельеф у слияния истоков Рейна – рек Вондеррейн и Хинтеррейн, как следствие грандиозного "скального" оползня Флимз – крупнейшего во всем Альпийском горном сооружении (Heim, 1883). Для описания таких явлений А. Геймом был предложен термин "sturzstrom" (в дословном переводе с немецкого – "обвал-поток"), который широко применяется и в англоязычной литературе. В его фундаментальном труде, вышедшем в 1932 г. "Bergsturz und Menschenleben" ("Горные обвалы и человеческая жизнь"), содержится первое региональное описание оползней в скальных массивах и каменных лавин всего Альпийского региона, вне зависимости от их государственной принадлежности. 42 года спустя, новое, дополненное описание крупных оползней Альпийского региона было сделано Герардом Абеле (Abele, 1974). Как отмечено во Введении, эти исследования были взяты за образец при составлении базы данных оползней в скальных массивах и каменных лавин Центрально-Азиатского региона и подготовки монографии "Rockslides and rock

avalanches of Central Asia: distribution, morphology, and internal structure" (Strom, Abdrakhmatov, 2018), положенной в основу предлагаемой диссертационной работы.

Широкую известность получили исследования Вайонтской катастрофы 1963 г. в Италии, когда оползень объемом около 250 миллионов м³ обрушился в водохранилище и практически полностью выплеснул его. Волна, прошедшая вниз по долине р. Вайонт, вышла в долину р. Пьяве и затопила городок Лонгароне и несколько деревень, погубив более 2000 человек. Эта трагедия потребовала пересмотра подходов к оценке устойчивости склонов при гидротехническом строительстве (Muller, 1964; Semenza, 2010). Следует отметить, что дискуссия о причинах столь грандиозного и, главное, столь быстрого обрушения (смещение оползня произошло в течение 40-45 секунд), продолжается до сих пор, спустя более 50 лет после катастрофы (Wolter et al., 2016; Dykes, Bromhead, 2018).

Многочисленные примеры крупных высококомобильных "скальных" оползней описаны в Северной и Южной Америке – это Франкский оползень 1903 г. в Канаде (McConnell and Brock, 1904; Krahn, Morgenstern, 1976), Мэдисонский оползень, произошедший в Монтане (США) в 1959 г. при землетрясении Озера Хебген (Witkind et al., 1962; Meyers, Hamilton, 1964; Hadley, 1964), Уаскаранские катастрофы 1962 и 1970 годов в Перу (Plafker, Eriksen, 1978; Evans et al., 2009a), гигантский оползень Маюнмарка 1974 г., также в Перу (Hutchinson, Kojan, 1975; Kojan, Hutchinson, 1978), сейсмогенные каменные лавины на ледниках, образовавшиеся при Аляскинском землетрясении 1964 г. (McSaveney, 1975, 1978) и при землетрясении на разломе Денали 2002 г., также на Аляске (Jibson et al., 2006). С. Эванс с коллегами подробно описали каменную лавину в ручье Пандемониум (Evans et al., 1989) и доисторическую каменную лавину Аваланч Лейк (Evans et al., 1994). В статье (Eisbacher, 1979) описаны доисторические каменные лавины в горах Маккензи в Канаде. Шрев и Джонсон описали древнюю каменную лавину Блэкоук в Калифорнии (Shreve, 1968; Johnson, 1978).

В Азии (за пределами рассматриваемого района) крупные обрушения высоких горных склонов также происходили неоднократно. Наиболее подробно были изучены Игонгский оползень 2000 г. в Тибете (КНР), сопровождавшийся катастрофическим прорывным паводком (Shang et al., 2003; Wang, 2008; Xu, 2008; Yin, Xing, 2011; Evans, Delaney, 2011; Delaney, Evans, 2015), оползень Хатиан Бала, произошедший при Кашмирском землетрясении 2005 г. (Dunning et al., 2007; Owen et al., 2008; Delaney, Evans, 2011; Schneider et al., 2013), Аттабадский оползень 2010 г., перекрывший долину р. Хунза в Пакистане (Delaney, Evans, 2011; Schneider et al., 2013), каменная лавина Лейте 2006 г. на Филиппинах (Catane et al., 2007, 2008; Evans et al., 2007), грандиозный доисторический оползень Сеймаре в Иране объемом около 30 км³ (Harrison, Falcon, 1938; Shoaiei, Ghayoumian, 2000; Shoaiei, 2014). Многочисленные крупные и грандиозные оползни произошли при Венчуанском землетрясении 2008 г. в Китае. Около 30 из них образовали завальные плотины

и лишь своевременно предпринятые меры позволили избежать катастрофических прорывных паводков (Yin et al., 2008; Wang et al., 2009; Cui et al., 2009, Huang and Li, 2009; Chigira et al., 2010; Dai et al., 2011).

Крупные оползни в скальных массивах и каменные лавины неоднократно происходили в Новой Зеландии (Adams, 1981a,б; Croizer, 1992; McSaveney et al., 1992; McSaveney, 1993, 2002; Beetham et al., 2002; Dufresne et al., 2009; Hancox, Perrin, 2009; Korup, 2002, 2004, 2005a,б; Korup et al., 2006, 2012; Barth, 2013; Cox et al., 2015). Новозеландскими исследователями Тимом Дэвисом и Маури Мак-Савенеем предложена модель динамического дробления, наиболее полно, на сегодняшний день, объясняющая механизм высокой подвижности каменных лавин (Davies et al. 2020), что будет подробно рассмотрено ниже. Многочисленные описания и видеосъемки современных оползней и каменных лавин в разных районах можно найти по адресу <http://blogs.agu.org/landslideblog/> в оползневом блоге профессора Д. Петтли (D. Pettly).

На территории нашей страны крупные оползни в скальных массивах произошли при Чуйском землетрясении 2003 г. на Алтае (Рогожин и др., 2007; Непоп, Агатова, 2008). В конце 2018 г. оползень перекрыл водохранилище Бурейской ГЭС (Зеркаль и др., 2020; Zerkal et al., 2021). Крупные сейсмогенные оползни известны на Кавказе (Рогожин и др., 1991, 1993; Белоусов, 2009; Nikonov, Sergeev, 1999). Исторические и древние оползни в скальных массивах описаны в Дагестане (Левкович, 1985; Петрусевич, 1962), в Северной Осетии (Strom, 2004; Васьков, 2017, 2019), в Крыму (Ерыш, Саломатин, 1999; Pánek et al., 2008; Strom, Zerkal, 2021), на Кубани (Pánek et al., 2012), на Черноморском побережье Кавказа (Островский, 1970, Хромовских и др. 1979; Ronomarev et al., 2020), на Северо-Востоке России (Смирнов, Важенин, 1990; Смирнов, 1994). Краткий обзор работ по изучению аналогичных явлений непосредственно в Центральной Азии будет приведен в следующем разделе этой главы.

Среди многочисленных публикаций, посвященных изучению крупномасштабных обрушений высоких горных склонов, можно выделить несколько основополагающих работ, положивших начало целым направлениям в изучении этих интересных и опасных природных явлений. Наряду с упомянутыми монографиями, посвященными Альпийским оползням (Heim, 1932, Abele, 1974), необходимо упомянуть, в частности, работу А. Шейдеггера (Sheidegger, 1973) в которой была подробно рассмотрена зависимость между объемом оползней в скальных массивах и отношением высоты обрушения к длине пробега (или тангенсу угла между линией, соединяющей бровку цирка и наиболее удаленную точку фронта оползня или каменной лавины). Впервые эта зависимость была отмечена еще А. Геймом (Heim, 1932). Это направление исследований получило дальнейшее развитие в работах (Hsü, 1975, 1978; Li, 1983; Shaller, 1991; Corominas, 1996; Kilburn, Sørensen, 1998; Legros, 2002; Hungr, 2006; Strom et al., 2019).

Для объяснения аномально высокой подвижности каменных лавин большого объема предлагались различные модели: движение на воздушной подушке (Kent, 1966), на паровой подушке (Habib, 1975), плавление пород на поверхности смещения (Erismann, 1979), само-смазывание (Campbell, 1989), механическое (Davies, 1982; Davies, McSaveney 1999, 2002, 2011; Davies et al., 2006, 2017, 2020; McSaveney, Davies, 2006, Davies; Davies et al., 2020) и акустическое (Melosh, 1979, 1983, 1986, 1990) ожигание, срезание более слабого материала (Григорян, 1979; Григорян и др., 1983; Григорян, Остроумов, 1980; Остроумов, 1986), "плавание" обломков в пыли (Hsü, 1975, 1978), движение под действием "направленной волны" в основании (Kobayashi, 1993, 1997), модель "колоды игральных карт" (Schneider et al., 1979, 1999; Wassmer et al., 2002; Pollet and Schneider, 2004; Pollet et al., 2005), передача импульса от тыловой к фронтальной части (Van Gassen, Cruden, 1989).

Важное значение имели работы Т. Эрисманна (Erismann, 1979, 1986), критически рассмотревшего различные физические гипотезы, предложенные для объяснения аномально высокой подвижности каменных лавин и показавшего несостоятельность некоторых из них. Позднее, в 1999 г., совместно с Г. Абеле им была написана монография "Dynamics of Rockfalls and Rockslides" ("Динамика обвалов и оползней в скальных массивах")

Важными этапами в изучении оползней в скальных массивах и каменных лавин стали международные семинары по этой тематике, прошедшие в 1978 и 2002 годах. Доклады, сделанные на этих семинарах, были опубликованы в сборниках под редакцией Б. Войта (Voight, 1978) и С. Эванса, Г. Скарашия Муньоца, А. Строма и Р. Херманнса (Evans et al., 2006).

Значительный вклад в изучение проблемы аномально высокой подвижности каменных лавин внесли и отечественные исследователи. Этой теме были посвящены работы С.С. Григоряна (1979), Федоренко с соавторами (1979), Григоряна с соавторами (1983), А.В. Остроумова (1986), В.В. Федоренко (1988), Е.И. Шемякина (1993), а также диссертация А.В. Потапова (1991). Каменные лавины, образовавшиеся при ядерных и крупных химических взрывах, описаны в работах В.В. Адушкина (Adushkin, 2000, 2006, 2011). Эти исследования, помимо решения фундаментальной научной проблемы, проводились в связи с разработкой технологии создания крупных взрывонабросных плотин (Корчевский, Петров, 1889; Корчевский, Муратова, 1991; Korchevskiy et al., 2011). Указанной проблеме посвящены вышедшая в 2019 г. монография И.М. Васькова "Крупномасштабные обвалы: геодинамика и прогноз" и в его докторская диссертация, защищенная в 2017 г. Должен, однако отметить, что модель движения, предложенная в этих работах для ряда крупных оползней в скальных массивах, представляется автору ошибочной, что будет подробнее рассмотрено в разделе 3.2.

Большое внимание уделялось изучению крупных оползней и каменных лавин, приводящих к формированию завальных плотин. Это направление исследований имеет особое значение, так

как последствия образования и, особенно, прорыва крупных завальных плотин, зачастую намного превосходят последствия самих обрушений (Costa, Schuster, 1988, 1991; Evans et al., 2011). Выше уже упоминался прорыв сейсмогенной завальной плотины на р. Даду в Сычуане (Китай) в 1786 г, когда из-за наводнения погибло около 100 000 человек (Dai et al., 2005; Lee, Dai, 2011). Эта катастрофа была, по-видимому, наиболее разрушительной из всех, связанных с оползневыми явлениями. Два катастрофических прорыва подпрудных озер произошло в бассейне Инда, на территории современного Пакистана в 1841 и 1858 годах. В первом случае завальная плотина располагалась непосредственно в долине Инда, а во втором – в долине его крупного притока р. Хунза (Drew, 1875; Mason, 1929; Burbank, 1983; Delaney, Evans, 2011; Ahmed et al., 2014). Подъем воды в реке при этих катастрофах примерно в 400 км ниже по течению достигал 25 метров. В 1914 г. прорвало древнюю завальную плотину на р. Барранкос в Аргентине и разрушительный паводок прошел по всей долине р. Колорадо, на протяжении около 900 км, до ее впадения в Атлантический океан (Groeber, 1916; González Díaz et al., 2001; Hermanns et al., 2004). Сравнительно недавно, в 2000 г. катастрофический прорывной паводок произошел в бассейне р. Брахмапутры. Прорыв завальной плотины в долине р. Йигон – левого притока Брахматурты в Тибете (КНР) образовал паводок с колоссальным пиковым расходом до 120 000 м³/с, зарегистрированным в нескольких километрах ниже плотины. Паводок дошел до Индии, более чем в 400 км ниже по течению, где расход составил 46 000 м³/с, и привел там к человеческим жертвам (Shang et al., 2003; Evans, Delaney, 2011). После образования завальной плотины китайские специалисты прорыли канал в ее теле, чтобы понизить уровень озера. Если бы таких мер предпринято не было и прорыв произошел бы вследствие естественного переполнения озера, пиковый расход мог бы превысить наблюдаемые значения примерно в 2 раза (проф. Yin Yuping, устное сообщение). Интересно, что аналогичная последовательность событий – крупномасштабное обрушение высокого горного склона в верховьях р. Жаму, образование каменной лавины длиной более 10 км, подпруживание р. Йигон, в долину которой вышла каменная лавина, и последующий катастрофический прорыв подпрудного озера, имела место ровно за 100 лет до этого, в 1900 г. (Evans, Delaney, 2011).

Проблемам формирования и прорыва завальных плотин был посвящен специальный тематический семинар, прошедший в Бишкеке в 2004 г., в организации которого автор принимал непосредственное участие (Evans et al., 2011). Наиболее свежий обзор работ по этой тематике содержится в работах (Fan, et al., 2020, 2021).

Еще одно направление исследований, которому традиционно уделяется большое внимание – устойчивость высоких горных склонов при землетрясениях и выделение сейсмогенных оползней среди всей совокупности склоновых процессов. Этим вопросам посвящены многочисленные

исследования, выполненные на стыке инженерной геологии и инженерной сейсмологии (Солоненко, 1976; Keefer, 1984, 1993, 1999, 2000, 2002; Geli et al., 1988; Федоренко, 1988; Pedersen et al., 1994; Rodriguez et al., 1999; Havenith, 2002; Havenith et al., 2003, 2013, 2015a, 2016; Assimaki, Gazetas, 2004; Meunier et al., 2008; Huang et al., 2009, 2012; Delgado et al., 2011; Garevski et al., 2013; Yuan et al., 2015; Roy et al., 2016; Tian et al., 2017). Следует, однако, отметить, что в большинстве этих работ анализируются оползни, сейсмический генезис которых не вызывает сомнений, поскольку они произошли при известных землетрясениях и основной задачей исследований являлся поиск качественных и количественных соотношений между параметрами землетрясений и размерами и распространением оползней с тем, чтобы оценить возможность или вероятность их образования при будущих сейсмических толчках.

Намного более сложной и неоднозначной задачей является надежное и обоснованное выделение доисторических сейсмогенных оползней среди всей совокупности крупномасштабных обрушений горных склонов. Такое разделение оползней по генезису – одна из наиболее сложных и во многом противоречивых задач палеосейсмологии (McCalpin, 2009; русский перевод 2011 г.). В то же время ее решение критически важно в горных районах с короткой исторической летописью природных явлений (Солоненко, 1970, 1976, 1977, 1979; Островский, 1970; Хромовских и др. 1979, Смирнов, Важенин, 1990; Смирнов, 1994; Penna et al., 2016). К таким районам относится и Центральная Азия, где представительные сведения о различных природных явлениях имеются за период, редко превышающий 150-200 лет, что намного меньше периода повторяемости крупных землетрясений в большинстве внутриконтинентальных сейсмогенерирующих зонах. Подавляющее большинство из примерно 1000 крупных оползней и каменных лавин, выявленных в этом регионе, являются доисторическими.

Следует отметить, что в большинстве публикаций, посвященных крупным древним оползням Альп, таким как Флимз, Таминс или Кёфельс (см., например, Abele, 1974; Brückl, Heuberger, 2001; Poschinger et al., 2006; Poschinger, 2011) или глубинным склоновым гравитационным деформациям Альп, Татр или Карпат (см. Agliardi et al., 2013; Chalupa et al. 2018), их образование прямо или косвенно связывают с голоценовым отступанием ледников. Связь таких образований в горных сооружениях Европы с сейсмичностью рассматривается намного реже (Pedrazzini et al., 2016; Lemaire et al., 2020, 2021). Напротив, в большинстве статей, описывающих идентичные явления в районах, характеризующихся более высокой современной сейсмической активностью, в частности, на Тянь-Шане, на Кавказе, в Прибайкалье, на Алтае, в Новой Зеландии, в качестве основной причины обрушения высоких горных склонов рассматриваются именно землетрясения (Солоненко, 1977; Хромовских и др. 1979; Корженков, 2006; Агатова, Непоп, 2011; Bull, 1996; Barth, 2013).

Критерии, позволяющие различать сейсмогенные и несейсмогенные оползни, рассмотрены в работах В.П. Солоненко (1970, 1976), В.С. Федоренко (1968, 1988), Дж. Адамса (Adams, 1981a, b), А.А. Никонова (Nikonov, 1988), М. Кройзера (Croizer, 1992), У. Булла (Bull, 1996), Р.К. Непопы и А.Р. Агатовой (2008), С. Сепульведы с соавторами (Sepúlveda et al., 2016). Подробный обзор можно найти в главе 8 второго издания Палеосейсмологии (McCalpin, 2009; русский перевод, 2011 г.).

Особую важность корректному решению этой задачи придает то, что от правильного определения генезиса древних оползней зависят оценки как оползневой, так и сейсмической опасности (Strom, 2015a). При этом важно не просто выделить древние сейсмогенные оползни и обосновать их связь с землетрясениями прошлого, но и оценить параметры этих землетрясений – их интенсивность и/или магнитуду, что существенно усложняет задачу.

1.2 Обзор исследований по изучению крупных оползней в скальных массивах и каменных лавин Центральной Азии

Как уже было отмечено во Введении, горные районы Центральной Азии являются одними из наиболее оползнеопасных районов мира, одной из мировых «оползневых горячих точек» (Nadim et al., 2006). Здесь неоднократно происходили многочисленные оползни, приводившие к значительному ущербу и, нередко, к человеческим жертвам. Эти явления подробно изучались в течение многих десятков лет, однако основное внимание уделялось изучению оползней в лессах и других рыхлых грунтах, представляющих наибольшую опасность для густонаселенных предгорных районов в Ферганской долине в Узбекистане и Киргизии, в центральном и южном Таджикистане, поскольку именно такие оползни происходят здесь наиболее часто, практически каждый год. Их описанию и анализу посвящены многочисленные работы, в т.ч. (Мавлянов, 1968; Преснухин, 1971; Ниязов, 1974, 1982, 2009, 2015; Золотарев, 1970, 1978, 1983; Оползни и сели, 1984; Торгоев, Алешин, 2005; Schlögel et al., 2011; Torgoev et al., 2013; Havenith et al., 2015a, b; Pettley, <http://blogs.agu.org/landslideblog/>).

Крупные оползни в скальных массивах и каменные лавины в Центрально-Азиатском регионе изучались чаще всего после сильных землетрясений, которые сопровождались такими склоновыми смещениями, а также в связи с образованием и прорывом завальных озер.

Первые описания крупных и грандиозных оползней в скальных грунтах в этом регионе были приведены в работах русских исследователей конца XIX – начала XX веков, изучавших последствия сильнейших землетрясений, произошедших в Центральной (Средней) Азии в этот период. Первой из таких работ была монография И.В. Мушкетова (1890), обследовавшего зону Верненского землетрясения 1887 г., произошедшего в окрестностях современной Алматы.

Именно грандиозные оползни были наиболее яркими геологическими эффектами этого землетрясения, и один из них – Акджарский в бассейне р. Аксай (43.103° с.ш., 76.802° в.д., рис. 1.1) произошел в коренных породах, преимущественно в палеозойских гранитах.



Рис. 1.1. Вид на Акджарский оползень (снимок 2019 г.) Крутые склоны, лишенные растительности – стенки отрыва этого сложно построенного оползня

Следует отметить, что двумя годами ранее, в 1885 году, примерно в 200 км западнее, вблизи современной столицы Киргизии города Бишкек (в то время крепость Пишпек) произошло еще одно крупное (магнитуда около 7.0) Беловодское землетрясение, которое также сопровождалось оползнями. К сожалению, в отличие от геолога И.В. Мушкетова, подробно описавшего геологические эффекты Верненского землетрясения, инженер И.В. Игнатъев, проводивший обследование последствий этого землетрясения, основное внимание уделял повреждениям построек, и лишь упомянул, что в горах были обрушения склонов (Игнатъев, 1886).

Крайне мало информации имеется и о природных эффектах гигантского ($M_s \sim 8.3$) Чиликского землетрясения, произошедшего в восточной части северного Тянь-Шаня в зоне сочленения новейших поднятий Заилийского хребта и хребта Кунгей-Алатау в 1889 г., всего через 2 года после Верненского. В отличие от предшествовавших Беловодского и Верненского землетрясений, эпицентральная зона Чиликского землетрясения вообще не была обследована специалистами; были лишь разосланы опросные листы, результаты обработки которых, выполненные А.В. Вознесенским, приведены в сборнике под редакцией И.В. Мушкетова (1891). В этих описаниях также содержатся лишь упоминания об "обвалах в горах". Исследования по изучению геологических эффектов этого землетрясения проводятся в последние годы, но основное внимание уделяется сейсмогенным разрывам (Tibaldi et al., 1997; Abdrakhmatov et al., 2016).

В 1907 году в предгорьях Гиссарского хребта к западу от современного Душанбе произошли два крупных Каратагских землетрясения с $M \sim 7.4 \pm 0.1$ и 7.3 ± 0.5 (Кондорская, Шебалин,

1977). Землетрясения сопровождались большими разрушениями и жертвами, но в опубликованных работах приведены только общие сведения об их геологических эффектах (Бронников, 1908; Корольков, 1912; Ниязов, 2009).

В январе 1911 года произошло Кеминское землетрясение, сопровождавшееся многочисленными, в том числе крупными оползнями (рис. 1.2). Очаговая зона этого землетрясения, одного из крупнейших в Средней Азии за весь период наблюдений, магнитуда которого (M_s) составила 8.2 (Кондорская, Шебалин, 1977), была приурочена к зоне разломов, проходящей между новейшими поднятиями Заилийского хребта и хребта Кунгей-Алатау, к западу от очаговой зоны Чиликского землетрясения, предположительно связанной с этой же зоной разломов. Кеминское землетрясение было подробнейшим образом изучено экспедицией под руководством К.И. Богдановича, результаты работы которой приведены в специальной монографии (Богданович и др., 1914). Этот труд и по сей день является, по-видимому, наиболее полным и детальным описанием макросейсмических и геологических эффектов большого землетрясения во всем Центрально-Азиатском регионе.

В 60-х годах прошлого века сейсмодислокации этого землетрясения были еще раз описаны В.К. Кучаев (1969). В последние годы также были проведены работы по изучению разрывов и крупных оползней, образовавшихся при Кеминском землетрясении, в которых автор принимал непосредственное участие (Дельво и др., 2001, Havenith et al. 2003).



Рис. 1.2. Ананьевский оползень 1911 г. в эпицентральной зоне Кеминского землетрясения (снимок 2019 г.)

Детальные целенаправленные исследования непосредственно крупного сейсмогенного оползня в скальных грунтах впервые были выполнены после образования знаменитого Усойского завала на Памире в феврале 1911 года. Землетрясение с магнитудой, по разным оценкам, от 7.4 до 7.7 (Кондорская, Шебалин, 1977; Ambraseis, Vilham, 2012; Kulikova et al., 2016) привело к образованию завальной плотины на р. Мургаб объемом свыше 2 км^3 и высотой около 600 м (38.274° с.ш., 72.6° в.д.) и Сарезского озера, максимальная глубина которого сегодня составляет 500 м (рис. 1.3). Завал получил свое название по имени небольшого кишлака, погребенного почти со всеми его жителями, за исключением двух человек, которые были в этот день в кишлаке Сарез

в 20 км выше по течению (Лукницкий, 1955; Агаханянц, 1989), а озеро и землетрясение – по имени этого кишлака, позднее затопленного водами подпрудного озера.



Рис. 1.3. Вид на Усойский завал и головную часть Сарезского озера (снимок 2010 г.). Слева на заднем плане колоссальный оползневой цирк, захвативший склон на высоту более 1 км

Завал был столь грандиозен, что первоначально выдвигалось предположение, позднее отвергнутое, что землетрясение, зарегистрированное сейсмостанциями по всему миру, не являлось тектоническим, а было вызвано ударом оползня о противоположный борт долины (Голицин, 1915). Изучение Усойского завала началось вскоре после его образования (Букинич, 1913; Шпилько, 1914; Преображенский, 1920; Ланге, 1926, 1929; Колесников, 1929) и продолжается вплоть до нашего времени (Селиванов, Андреев, 1959; Шеко, 1968; Деникаев, 1970; Шеко, Лехатинов, 1970; Федоренко и др., 1981; Федоренко, 1988; Gaziev 1984; Агаханянц, 1989; Мамаев и др., 1991; Alford, Schuster, 2000; A. Ischuk, 2011; Strom, 2014b; Н. Ищук, 2014). Основной задачей этих исследований является оценка устойчивости завальной плотины, возможности прорыва озера и разработка мероприятий, которые могли бы обеспечить безопасность населения, проживающего в расположенных ниже долинах рек Бартанг, Пяндж и Аму-Дарья. Надо отметить, что 7 декабря 2015 года вблизи Сарезского озера произошло еще одно крупное землетрясение (M7.2). Его эпицентр находился северо-восточнее Усойского завала, вблизи хвостовой части озера. Несмотря на большую магнитуду, землетрясение не вызвало сколько-нибудь значительных деформаций тела завала и не привело к масштабным обрушениям на берегах Сарезского озера (Ищук, Стром, 2016).

Крупные землетрясения с магнитудами около 8.0, также с большой вероятностью, приводившие к образованию крупных оползней, происходили в XIX и начале XX веков и в восточной, Китайской части Центрально-Азиатского региона. Среди них следует упомянуть Нилкинское землетрясение 1812 г. в верховьях р. Или (Yan et al., 1985; Guang-Hua et al., 2001; Wu, 2006), Кашгарское землетрясение 1902 г. (Omori, 1907) (другое название этого землетрясения, приведенное в работе (Huan, Shi, 1987) – Артушское землетрясение) и Манасское землетрясение 1906 г. Хотя в некоторых работах (Chongshao, Hongwei, 1997; Yang et al., 2005) прямо указывается, что многие сильные землетрясения в Синьцзяне сопровождались крупными оползнями, конкретных

сведений о них найти не удалось. Возможно, это связано с тем, что большинство публикаций с описанием последствий этих землетрясений вышло на китайском языке и поэтому труднодоступно, а также с тем, что основное внимание при изучении их геологических эффектов уделялось сеймотектоническим – разрывным, а не сейсмогравитационным деформациям.

Период повышенной сейсмической активности в конце XIX – начале XX веков, когда произошло много крупных землетрясений, сопровождавшихся крупными оползнями, сменился примерно 30-летним затишьем, в течение которого в Центральной Азии таких землетрясений не происходило. Не было отмечено здесь и крупных оползней в скальных массивах.

Проблема изучения сейсмогенных оползней остро проявилась в 40 годах XX века, в связи с резкой активизацией сейсмичности, так как некоторые сильные землетрясения, произошедшие в Средней Азии в этот период, привели к катастрофическим обрушениям высоких горных склонов. Серия землетрясений 40-х годов началась с Гармского землетрясения 1941 г. с М6.4 (Губин, 1943) и Файзабадского землетрясения 1943 г. с М6.0 (Губин, 1960, Никонов, 1974), которые, хотя и вызвали оползни, но ни один из них не может быть отнесен к грандиозным, рассматриваемым в данной работе. В 1946 г. произошло сильнейшее Чаткальское землетрясение с М7.5 с очагом в Северо-Западном Тянь-Шане в окрестностях озера Сарычелек в западной части Киргизии. Землетрясение сопровождалось многочисленными обвалами и оползнями, в том числе в скальных массивах (Леонов, 1965, 1970; Кучай, 1971). Один из них перекрыл долину р. Нарын выше нынешней Токтогульской ГЭС (41.73° с.ш., 72.71° в.д), что привело к образованию озера и чтобы избежать наиболее тяжелых последствий, плотина была взорвана. Сейчас этот участок затоплен водами Токтогульского водохранилища и тело оползня недоступно для изучения. К сожалению, планомерного картирования геологических последствий этого землетрясения по имеющимся данным проведено не было и основной источник информации о них – упомянутые выше работы, опубликованные спустя 15 и более лет после события.

Наиболее катастрофическим по своим последствиям во всем рассматриваемом регионе, причем не только в 40-х годах, но и вообще за весь период наблюдений, было Хаитское землетрясение 1949 г. с М7.4 в Таджикистане, сопровождавшееся многочисленными оползнями, в том числе грандиозной каменной лавиной длиной почти 7.5 км (39.19° с.ш., 70.9° в.д.). Ее отложения, мощностью от 12 до ~75 м, завалили значительную часть райцентра Хаит и кишлак Хисорак, погубив несколько тысяч человек (Панасенко, 1952; Семенов, Семенова, 1958; Губин, 1960; Леонов, 1960; Evans et al., 2009b). Помимо этого, многочисленные оползни в лессовидных суглинках в долине р. Ясман трансформировались в колоссальный оползень-поток, также заливший грязью несколько кишлаков. Общее число жертв землетрясения оценивалось в 19 000 человек (по некоторым данным до 30 000 человек), хотя точное их число до сих пор неизвестно (Evans et al.,

2009b). Хаитская каменная лавина (рис. 1.4) привлекает внимание исследователей вплоть до настоящего времени.



Рис. 1.4. Вид на Хаитскую каменную лавину (снимок 2019 г.). На заднем плане видна часть оползневого цирка; холмистый рельеф дна долины на переднем плане – тело каменной лавины

В 2009 г. Р.А. Ниязов опубликовал список крупных оползней, произошедших в Узбекской части западного Тянь-Шаня (Ниязов, 2009), включающий как исторические события, так и древние оползни. К сожалению, в его каталоге не приведены координаты оползней (указаны только названия рек, в долинах которых они произошли, и названия самих оползней). Также обращает на себя внимание, что в качестве причины всех доисторических (древних) оползней в этой работе указаны землетрясения, при том что причиной большинства исторических оползней, включенных в каталог, были атмосферные осадки или колебания уровня грунтовых вод.

Еще один "всплеск" интереса к изучению крупных оползней в скальных массивах Средней Азии в 60-х годах прошлого века был связан с произошедшими в этот период катастрофическими прорывами нескольких завальных озер, подпруженных оползневыми плотинами, а также с широко известным Айнинским оползнем в Таджикистане, произошедшим 24 апреля 1964 г.

Первым из этих событий был катастрофический прорыв завальной плотины озера Иссык к востоку от Алматы (43.257° с.ш., 77.487° в.д.), произошедший в воскресенье, 7 июля 1963 г. Живописное озеро (рис. 1.5) было популярным местом отдыха и эта катастрофа привела к большому числу жертв. Последовательность событий, приведших к этой катастрофе, описана в ряде статей (Герасимов, 1965; Литовченко, 1964). Она представляла собой классический пример "эффекта домино", когда один процесс порождает второй, затем следующий и так далее.

Прорыв почти 200-метровой доисторической завальной плотины, просуществовавшей сотни, возможно тысячи лет, произошел в результате прорыва ледникового озера Джарсай в верхней части бассейна р. Иссык (Есик), породившего мощный селевой поток, продолжавшийся в течение 3-4 часов и вынесший в чашу озера Иссык до 6-7 миллионов m^3 обломочного материала, что привело не только к быстрому подъему уровня озера, но и вызвало волны, разрушившие

верхнюю часть завальной плотины, сложенную крупноглыбовым материалом. Прорвавший плотину поток быстро размыл ее внутреннюю часть, сложенную сильно раздробленными обломками (эта особенность строения крупных оползневых тел будет рассмотрена в главе 4). В результате сформировался вторичный селевой поток, пиковый расход которого в 10 км ниже по течению, вблизи города Иссык, где река выходит из Заилийского хребта на предгорную равнину, составил $745 \text{ м}^3/\text{с}$, что в 150 раз превосходило ее средний многолетний расход ($4.96 \text{ м}^3/\text{с}$, согласно Государственному водному кадастру, 1988). Позднее в проране была построена искусственная насыпная плотина и сделан туннельный водосброс, чтобы защитить долину от возможных будущих селей и восстановить, хотя бы отчасти, это красивое место, популярное у туристов (см. рис. 1.5).



Рис. 1.5. Вверху – вид на озеро Иссык с плотины, построенной после прорыва (хорошо виден конус выноса селя, вытеснившего озеро). Внизу – вид на каньон, промытый в теле завальной плотины и следы прорыва ниже по течению (снимки 2019 г.)

В следующем, 1964 году, 24 апреля, около 22 миллионов м^3 горных пород без сколько-нибудь видимой причины обрушилось с левого борта долины р. Зеравшан в Таджикистане (39.385° с.ш., 68.545° в.д.), ниже впадения его крупнейшего притока р. Фан-Дарья и непосредственно выше по течению от г. Айни. Оползень образовал завальную плотину, минимальная высота гребня которой достигала 50-60 м, а ширина (вдоль реки) составила 1300 м (Федоренко, 1988). Образовалось завальное озеро, питаемое обоими реками с суммарным расходом около $90 \text{ м}^3/\text{с}$ (в апреле-мае 1964 г.; средний многолетний расход в этом створе составляет $147 \text{ м}^3/\text{с}$, согласно Государственному водному кадастру, 1990), которое могло аккумулировать до $126 \times 10^6 \text{ м}^3$ воды. Неуправляемый прорыв такого озера мог уничтожить населенные пункты в долине Зеравшана и

угрожал расположенному ниже по течению Самарканду. Для предотвращения таких последствий, с помощью направленных взрывов в теле завальной плотины был сделан канал длиной 865 м и глубиной до 23 м. 6 мая 1964 г., менее чем через 2 недели после оползня, вода пошла через канал и 2 дня спустя расход превысил приток. Пиковый расход через проран в $1200 \text{ м}^3/\text{с}$ был зафиксирован 31 мая. Озеро было практически полностью спущено к 20 июня, когда его уровень упал на 32.5 м. Три миллиона кубометров обломочного материала было вынесено из тела завальной плотины, что привело к существенному накоплению наносов в русле Зеравшана ниже по течению (Нежировский, 1988). В 2018 г. аналогичная технология прокладки канала через тело завальной плотины была применена на Дальнем Востоке при ликвидации последствий оползня, перекрывшего водохранилище Бурейской ГЭС.

Один из наиболее катастрофических прорывных паводков, связанных с разрушением завальной плотины, произошел 18 июня 1966 г. в бассейне р. Исфайрамсай в Киргизии (39.927° с.ш., 72.297° в.д.). Завальная плотина высотой около 100 м перегораживала долину р. Тегермач – правый приток р. Исфайрамсай и образовывала оз. Яшинкуль. Она была прорвана вследствие переполнения озера в результате продолжительных дождей. Прорывной паводок длился 7 часов с пиковым расходом $5000 \text{ м}^3/\text{с}$ и вызвал значительные разрушения как на территории Киргизии, так и ниже по течению, в Узбекистане (Круковский, 1969, Резвой и Резвой, 1969; Резвой и др., 1971; Рейзвих и др., 1971; Пушкаренко, Никитин, 1984). При прорыве значительная часть тела плотины была размыва.

Схожие разрушительные явления, связанные с прорывом горных озер в Киргизии, когда прорывные паводки доходили до равнинной территории Узбекистана в Ферганской долине, произошли в 1977 и 1998 годах в соседнем бассейне р. Шахимардан. Хотя некоторые исследователи предполагали, что эти события, приведшие к более чем 100 жертвам, произошли при частичном прорыве озера Курбанкуль (39.936° с.ш., 71.845° в.д.), более вероятно, что это было следствием прорыва небольших ледниковых озер, так как на космических снимках следов сколько-нибудь значительного размыва этой завальной плотины не видно (рис. 1.6).

Подобные явления отмечались и раньше, по крайней мере, начиная с конца XIX века (Малицкий 1929; Пушкаренко, Никитин, 1984). Скорее всего они имели место в историческое время и в восточной, Китайской части региона, и в Афганском Бадахшане, однако описаний таких событий найти не удалось.

В этот же период, в 50-е – 60-е годы XX века, К.В. Курдюковым (1950, 1964) были описаны уникальные древние каменные лавины в Заалайском хребте – Команская (Комансуйская, 39.54° с.ш., 72.69° в.д.) и Ачикташская (Ленинская, 39.54° с.ш., 72.9° в.д.). Крупнейшая из них – Комансуйская, прошла расстояние в 34 км и полностью пересекла 20-километровую Алайскую долину (рис. 1.7).

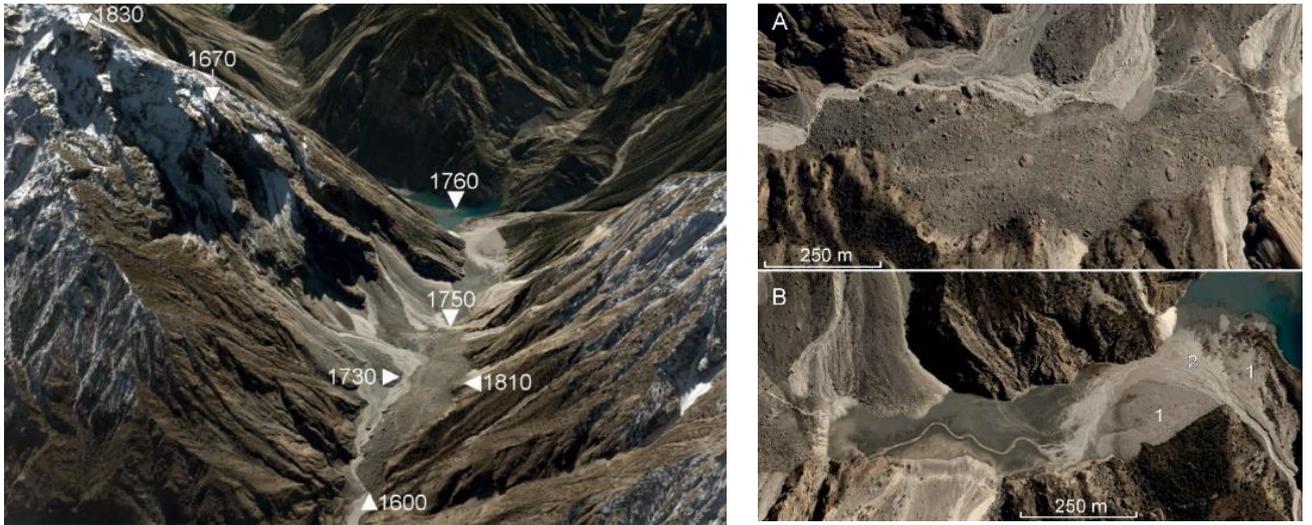


Рис. 1.6. Слева – Завальная плотина оз. Курбанкуль. Перспективное изображение Google Earth. Озеро вплоть до отметки 1750 м заполнено отложениями селевых потоков (см. также плановое изображение на врезке В, где видны отложения селей как минимум двух генераций (1, 2). На плановом изображении тела плотины на врезке А видно отсутствие следов катастрофического прорыва озера)

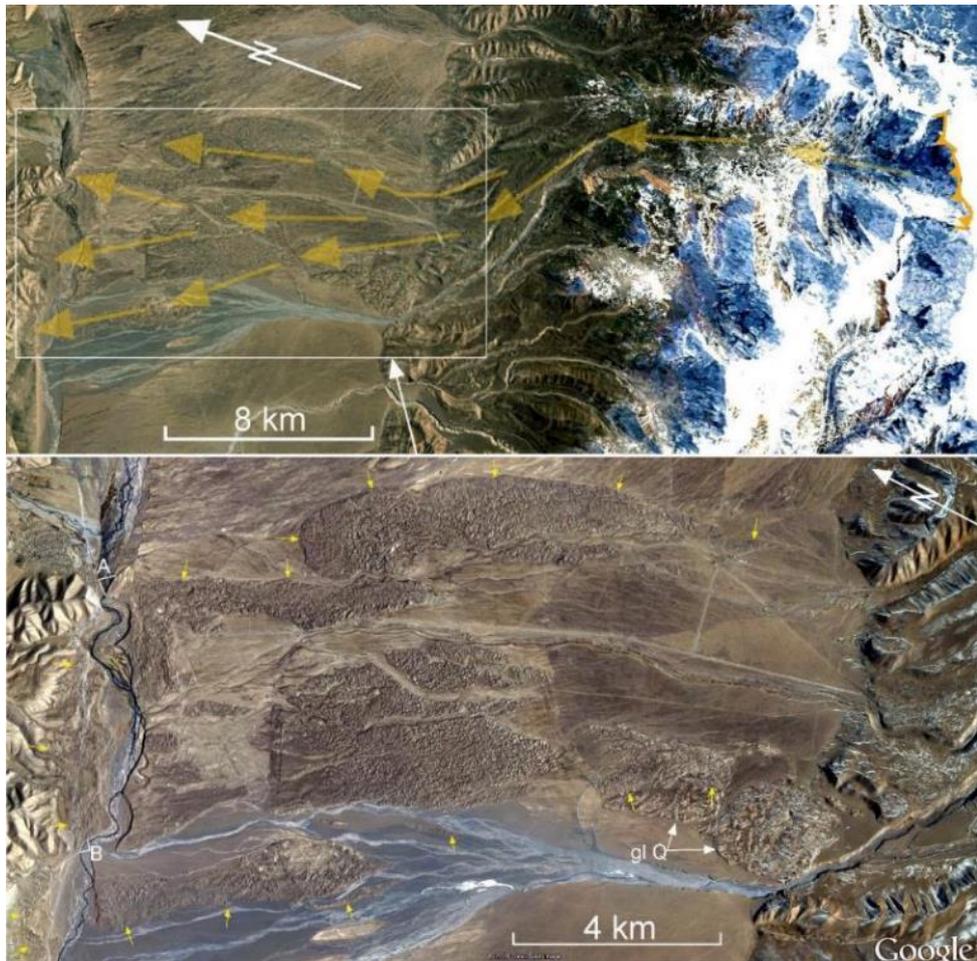


Рис. 1.7. Комансуйская каменная лавина. Изображения Google Earth. Вверху – общий вид. Оранжевая линия – предполагаемый цирк; стрелками обозначено направление движения обломочных масс. Внизу – увеличенное изображение отложений. Желтыми стрелочками обозначены первоначальные (до размыва) границы оползневого тела; gl Q – более древние ледниковые отложения; А и В – участки, где автором изучалось строение отложений в разрезе (см. рис. 3.67)

Первоначально эти холмистые образования (местное наименование – чукуры) трактовались, как ледниковые отложения (Корженевский, 1930, перепечатка 1979). Аналогичная точка зрения высказывалась и в работе А.А. Никонова с соавторами (1984). Однако позднейшие работы (Strom et al., 2014a; Robinson et al., 2015; Reznichenko, Davies, 2015; Reznichenko et al., 2017; Шатравин, 2020), основанные на анализе как морфологии, так и внутреннего строения и гранулометрического состава отложений, подтвердили правильность интерпретации, предложенной К.В. Курдюковым. Наиболее подробное описание этих уникальных образований приведено в работах (Reznichenko et al, 2017; Шатравин, 2020).

Работы по изучению крупных оползней в скальных массивах в бассейне р. Зеравшан, начавшиеся после Айнинского оползня 1964 г. были затем продолжены исследователями из МГУ под руководством Г.С. Золотарева. Их результаты были обобщены в монографии В.С. Федоренко "Горные оползни и обвалы, их прогноз", вышедшей в 1988 г.

В 70-80 годы прошлого века специальные исследования по изучению крупных оползней в скальных массивах проводились в связи с проектированием крупных гидроузлов в Средней Азии – Токтогульской, Нурекской, Чарвакской, Рогунской ГЭС, позднее, Камбаратинских, Памирской и ряда других ГЭС. В этих исследованиях активное участие принимали сотрудники геологического факультета МГУ (Федоренко, 1968, 1976; Калинин и др., 1974; Матвеев, 1968; Золотарев, 1978; Золотарев и др. 1969). Некоторые из результатов этих работ также приведены в упомянутой выше монографии В.С. Федоренко (1988 г.).

Помимо исследователей из МГУ, изучением крупных оползней в скальных массивах в Средней Азии занимались сотрудники Гидропроекта (Количко, 1975; Количко, Филь, 1980), а также территориальных подразделений министерства геологии СССР и научных институтов Академий наук союзных республик (Сапов, 1970; Пушкаренко, Никитин, 1984; Бочкарев, Медеу, 1990; Vochkariov, 2006; Винниченко, 1989; Винниченко и др. 1990; Vinnichenko, 2006). Ими было, в частности, выявлено и описано более 50 завальных плотин. По информации, полученной от А.Р. Ищука, в 2014 году при поддержке Программы ООН по управлению природными рисками была составлена карта оползневой опасности территории Таджикистана. К сожалению, лишь незначительная часть результатов этих исследований была опубликована. Большинство результатов изложено в отчетах, которые в настоящее время труднодоступны. Следует также отметить, что при составлении государственных геологических карт масштаба 1:200 000 многие каменные лавины были ошибочно показаны, как ледниковые отложения (Strom, 1998).

Как уже упоминалось, большой объем исследований в 70-80 годы был проведен по изучению Усойского завала и Сарезского озера – потенциально наиболее опасных объектов во всем Центрально-Азиатском регионе. Основное внимание при этом уделялось устойчивости правобе-

режного борта озера выше завала, где предполагалось наличие неустойчивого блока очень большого объема – по некоторым оценкам до 900 миллионов кубометров (т.н. Правобережного оползня), гипотетическое обрушение которого в озеро могло привести к переливу и размыву Усойского завала (Деникаев, 1970; Шеко, Лехатинов, 1970; Федоренко и др., 1981; Федоренко, 1988). Позднее, уже после распада Советского Союза, работы по изучению Усойского завала проводились в рамках ряда международных проектов, финансировавшихся, в частности, Всемирным Банком (Alford, Schuster, 2000). Одна из последних сводок была сделана А.Р. Ищуком (А. Ischuk, 2011). Некоторые противоречивые аспекты проблемы Сарезского озера обсуждались в работах Н.Р. Ищука (Н. Ишук, 2011, 2013б, 2014; N. Ischuk, 2008, 2013), который, в частности, оспаривает наличие Правобережного оползня.

Одна из последних природных катастроф, связанных с крупным оползнем в скальных грунтах, произошла в 1992-93 годах в Киргизии, в долине р. Бельалды – правого притока р. Нарын, впадающей сейчас в Токтогульское водохранилище. Крупный оползень в верховьях этой реки (42.06° с.ш., 73.279° в.д.) образовался при Суусамырском землетрясении с $M7.3$ (Богачкин и др., 1997; Ghose et al., 1997). Оползень завалил довольно широкую ледниковую долину, похоронив семью чабана и образовав небольшое озеро. 10 месяцев спустя, в июне 1993 г., вероятно вследствие интенсивного снеготаяния на высотах, превышающих 3000 м, озеро прорвалось, породив мощный селевой поток, прошедший по всей долине р. Бельалды и частично разрушивший селения Бельалды в 17 км. ниже завала и Торкент в 30 км ниже завала (Kogjenkov et al., 2004).

В апреле 2018 г. произошла достаточно резкая активизация оползня в неогеновых отложениях на правом борту долины р. Кольсай в южном Казахстане (43.042° с.ш., 78.351° в.д.) (устное сообщение В.П. Благовещенского). Время первоначального образования оползня неизвестно, можно только предполагать, что он мог сформироваться при Чиликском землетрясении 1889 г. в 2018 г. оползень площадью около 1 км^2 и объемом до $30 \times 10^6 \text{ м}^3$ продвинулся на несколько десятков метров, перекрыв автодорогу (рис. 1.8).

В августе и сентябре 2020 г. около 1.5 миллионов кубометров скальных грунтов обрушилось в долину р. Кара-Киче в Кыргызстане, образовав завальную плотину и перекрыв дорогу, ведущую к одноименному угольному месторождению. В настоящее время движение по дороге возобновлено.

Крупномасштабные оползни в скальных массивах в Центральной (Средней) Азии изучались также в ходе палеосейсмологических исследований. В Таджикской части региона такие работы проводила С.М. Винниченко (1977, 1989, 2006), Н.Н. Леонов и А.Л. Стром (1979), А.А. Никонов (Никонов и др. 1983; Nikonov, Shebalina 1979; Никонов, Шебалина, 1986). В Северо-Западном Тянь-Шане на территории Узбекистана и Киргизии исследования в этом направлении проводили В.К. Кучай (1971), А. Ходжаев (1974, 1985), О.И. Гущенко и Н.Н. Леонов (1972), О.К.

Чедия и И.Н. Лемзин (1980), Р. А. Ниязов (2009). В Центральном и северном Тянь-Шане также проводились такие работы (Стром, 1982; Tibaldi et al., 2015). Обзор работ по изучению палеосейсмодислокаций Киргизской части Тянь-Шаня и прилегающих районов сделал А.М. Корженков (2006). Замечу, что проблема корректного и обоснованного отнесения крупных доисторических оползней к сейсмогенным образованиям весьма сложна и пока еще далека от окончательного разрешения. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в главе 8 диссертации.



Рис. 1.8. Вид на Кольсайский оползень, активизировавшийся в 2018 г. (снимок 2019 г.)

Следует отметить, что в последние годы Н.Р. Ишук опубликовал ряд статей (2008, 2011, 2013a,b, 2016), в которых он трактует многие, если не большинство природных плотин на крупных реках Памира и Южного Тянь-Шаня, как полностью или частично ледниковые образования (конечные морены долинных ледников). К ним он относит плотины озер Яшилькуль (37.78° с.ш., 72.735° в.д.) и Шива (37.39° с.ш., 71.4° в.д.) на Памире, Искандеркуль (39.09° с.ш., 68.395° в.д.) на Тянь-Шане, прорванный Кударинско-Пасорский завал на Памире (38.39° с.ш., 72.58° в.д.), каскад озер на р. Шинг в Фанских горах Южного Тянь-Шаня и ряд других. Сразу отмечу, что не разделяю эту точку зрения. Обоснование именно оползневой природы всех этих образований приведено в работе (Strom, Abdrakhmatov, 2018); некоторые из них будут описаны в последующих разделах диссертации.

Несколько крупных оползней в скальных массивах в восточной части Центрально-Азиатского региона описано в работах китайских исследователей. К сожалению, автору были недоступны работы на китайском языке, поэтому использованы лишь сведения, опубликованные китайскими коллегами в международных англоязычных журналах (Fen, 1987; Yi et al., 2006; Yuan et al., 2012, 2013). Интересные сведения о некоторых крупных каменных лавинах в Китайской части Центральной Азии, которые он любезно сообщил автору, получены проф. Куинли Зенгом (Qingli Zeng) из Пекинского Университета.

Более 20 крупных древних оползней и каменных лавин было подробно описано в ходе подготовки к международному семинару по завальным плотинам в Бишкеке в 2004 г. (Strom,

Abdrakhmatov, 2004), к Международной летней школе по изучению оползней в скальных массивах и сопутствующих явлений в бассейне р. Кокомерен (Abdrakhmatov, Strom, 2006; Hartvich et al., 2008; Korup et al., 2006; Strom, 1994a,b, 1996, 1998, 2006, 2012; Strom, Abdrakhmatov, 2009, 2018), а также в ходе выполнения работ по нескольким международным научным проектам (Strom, Korup, 2006; Korup et al, 2006; Sanhueza-Pino et al., 2011).

В этот же период были проведены исследования по изучению оползней в рыхлых грунтах, преимущественно, в Ферганской долине, результаты которых обобщены в работах (Roessner et al., 2005; Havenith et al., 2006a, b, 2015a, b; Schlögel, 2009; Schlögel et al., 2011; Torgoev et al., 2013a; Golovko et al., 2014, 2017; Ниязов, 2015). Работы по мониторингу различных природных опасностей, в том числе оползней, проводятся МЧС Кыргызской Республики. Основное внимание при этом уделялось оползням в рыхлых грунтах и обвалам на дорогах.

Наиболее полная сводка данных о крупномасштабных оползнях в скальных массивах и каменных лавинах во всем Центрально-Азиатском регионе приведена в работе (Strom, Abdrakhmatov, 2018).

1.3 Выводы к главе 1

Несмотря на многолетние исследования, многие вопросы, касающиеся выделения каменных лавин, определения условий их образования, понимания механизма (механизмов), обеспечивающих аномально высокую подвижность, оценки опасности, которую такие склоновые процессы представляют для населения горных и предгорных районов, все еще далеки от окончательного разрешения. В многочисленных публикациях, краткий обзор которых приведен в этой главе, изложены различные, зачастую диаметрально противоположные представления исследователей, занимающихся изучением этих проблем. Это в полной мере относится и к Центрально-Азиатскому региону.

Взгляды автора на эти проблемы, основанные на изучении многочисленных примеров как в Центральной Азии, так и в других горных районах мира, изложены в последующих главах диссертации.

2 ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА

2.1 Рельеф и границы

Горные сооружения в пределах исследованной части Центральной Азии включают Джунгарский Алатау, Тянь-Шань и Памир (рис. 2.1). Горная система Джунгарского Алатау протягивается на 350 км с запада на восток, располагаясь, преимущественно, на территории Казахстана, а ее южная часть находится в Синьцзян-Уйгурском автономном районе Китая. Ее максимальная ширина достигает 110 км. Горы поднимаются на высоту до 4622 м над уровнем моря – пик Семенова-Тянь-Шаньского. В западном и северном направлениях, по мере приближения к Балхашской впадине, высота горного сооружения постепенно снижается, а с востока оно резко оборвано уступом, приуроченным к Джунгарскому разлому, отделяющему горное сооружение от новейшей впадины с несколькими озерами, крупнейшим из которых является оз. Алаколь. С юга хребет Джунгарский Алатау ограничен Илийской межгорной впадиной. В пределах Синьцзян-Уйгурского автономного района Китая южная ветвь Джунгарского горного сооружения – хр. Боро-Хоро – протягивается в юго-восточном направлении, смыкаясь с хребтом Ирен-Хабурга, который можно рассматривать, как северную ветвь горного сооружения Тянь-Шаня.

Тянь-Шань является крупнейшим (по площади) горным сооружением в пределах всего изученного региона. Он протягивается на 2500 км с запада на восток при ширине до 300 км в меридиональном направлении и имеет очень четкие орографические границы. С запада и северо-запада Тянь-Шань ограничен равнинами, занятыми пустынями Каракум, Кызылкум и Муонкум. Далее к востоку горное сооружение ограничено с севера Илийской межгорной впадиной, расположенной между северными цепями Тянь-Шаня и Джунгарским Алатау. Восточный (Китайский) Тянь-Шань ограничен с севера равниной, занятой пустыней Гурбантунгут, протягивающейся вплоть до Алтайских гор. С юга, в западной части, Тянь-Шань ограничен Таджикской депрессией, представляющей собой мезо-кайнозойскую впадину между Тянь-Шанем на севере, Гиндукушем на юге и Памиром на востоке, отложения которой смяты в сложно построенную виргацию складок, образующих горные хребты высотой до 2300 м над уровнем моря. Далее на восток южная граница Тянь-Шаня проходит по долинам рек Кызылсу – Сурхоб – Верхний Вахш, которые отделяют Каратегинский и Алайский хребты Южного Тянь-Шаня от северных "цепей" Памира – Вахшского, Петра Первого и Заалайского хребтов. Вдоль подножий последних прослеживаются ярко выраженные молодые разрывы. Наиболее выразительным геоморфологическим элементом этой части территории является Алайская долина – межгорная впадина длиной 130 и шириной до 25 км, разделяющая Алайский и Заалайский хребты. Далее на восток Тянь-Шань ограничен с юга Таримской впадиной, занятой пустыней Такла-Макан. Большинство горных хребтов Тянь-

Шаня имеют высоту до 4.0-4.5 км, но в его центральной части, вблизи Китайско-Киргизской границы, их высота достигает 7 км (пик Хан-Тенгри – 6995 м, пик Победы – 7439 м).

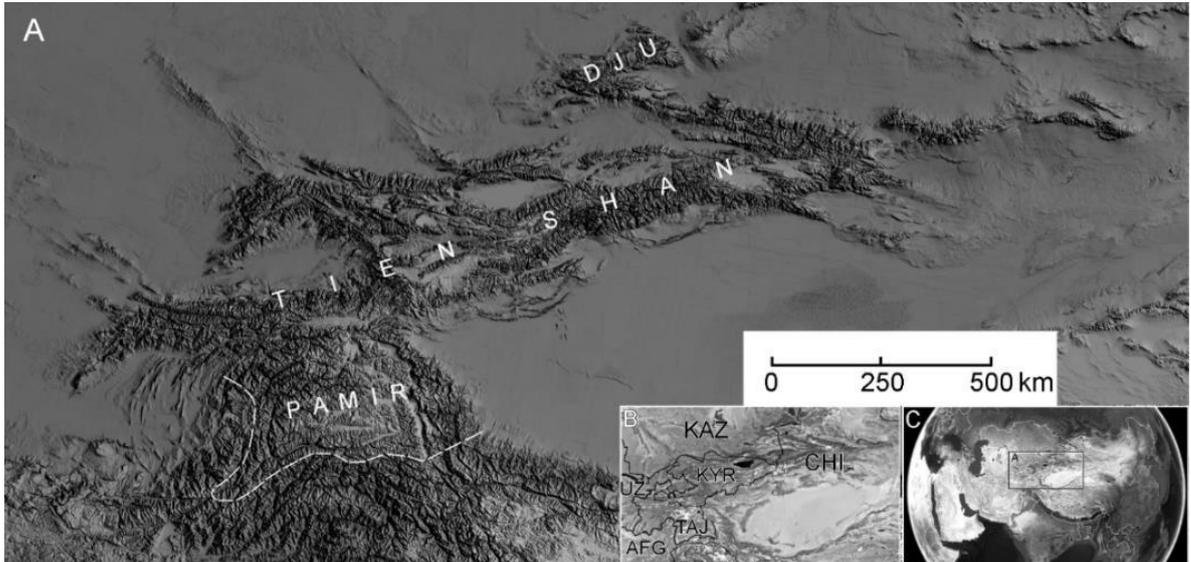


Рис. 2.1. Карта исследуемого района. (А) 30'' ЦМР SRTM Центрально-Азиатского региона. Пунктирной линией обозначена южная и западная границы изученной части Памира. DJU – Джунгарский Алатау; (В) Страны региона: AFG – Афганистан, KAZ – Казахстан, KYR – Киргизия, CHI – Китай, TAJ – Таджикистан, UZ - Узбекистан; (С) Положение территории, показанной на рисунке А на Азиатском континенте

Тянь-Шань можно, достаточно условно, разделить на несколько крупных частей, что удобно при региональном описании оползней и анализе их распространения. Так, в работе (Strom, Abdrakhmatov, 2018) выделено 6 таких частей – Восточный, Высокий, Северный, Центральный, Северо-Западный и Южный Тянь-Шань, и региональное описание оползней и каменных лавин, приведенное в этой монографии, производилось последовательно для каждой из этих частей.

Расположенная южнее горная система Памира находится на стыке Каракорума, Кунь-Луня и Гиндукуша. Это наиболее высоко поднятое горное сооружение всей Центральной Азии. Высота, как минимум, пяти горных массивов превышает 7 км. Их венчают пики Конгур (7719 м) и Мустагата (7546 м) на востоке Памира на территории Китая, пики Исмаила Сомони (бывший пик Коммунизма) (7495 м) и Корженевской (7105 м) в Центральном Памире в Таджикистане и пик Ленина в Заалайском хребте на Таджикско-Киргизской границе (7134 м) (в Таджикистане он назван пиком Ибн Сины). Граница горного сооружения Памира четко выражена на севере, западе и востоке. На севере она приурочена к вышеупомянутым активным разломам, проходящим по долине рек Кызылсу-Сурхоб-Верхний Вахш. На западе Памир, сложенный в основном палеозойскими и более древними отложениями, ограничен Таджикской депрессией, сложенной мезо-кай-

нозойскими отложениями, а на востоке – Таримским массивом. Намного хуже определяется южная граница, так как здесь отсутствуют столь контрастные геоморфологические элементы. Условная граница проведена по водоразделу между бассейнами рек Пяндж на севере и рек Кабул и Хунза на юге. В исследованный район включена также верхняя часть бассейна р. Кокча в Афганистане, где широко развиты крупные оползни в скальных массивах. На востоке (в Китае) условная южная граница исследованного региона граница проведена по 37 градусу северной широты, где субмеридиональные хребты Восточного Памира смыкаются с горными цепями Западного Кунь-Луны юго-восточного простираения (см. рис. 1.1).

Геоморфологически Памир можно разделить на три основные части – Западный, Центральный и Восточный. Западный Памир включает высокие хребты, разделенные глубокими долинами р. Пяндж и его притоков – Ванча, Язгулема, Бартанга, Гунта, Шахдары, и хребты в бассейнах рек Оби-Хингоу и Муксу. К Западному Памиру отнесены также горные сооружения, расположенные в пределах Афганского Бадахшана. Эти долины сформированы ледниковой и водной эрозией и врезаны на глубину до 2.0-2.5 км. Они часто имеют очень крутые склоны, что благоприятствует формированию крупных оползней.

Центральный Памир, к которому, с известной степенью условности, можно отнести часть этого горного сооружения, расположенную между 73 и 74.5 градусами восточной долготы, с геоморфологической точки зрения представляет собой высоко поднятое плато, напоминающее Тибет, с долинами на высоте 3500-4500 м над уровнем моря и разделяющими их хребтами с вершинами, редко превышающими 5000 м. Большинство речных долин в этой части Памира намного более широкие и плоские, чем в западной части. Некоторые из них наследуют относительно изометричные неотектонические впадины, наиболее глубокие части которых заполнены бессточными озерами Рангкуль и Каракуль.

Восточный (Китайский) Памир в геоморфологическом отношении отличается и от Центрального, и от Западного Памира. Его краевые (внешние) хребты воздымаются над прилегающим Таримским блоком более чем на 5 км, а высота отдельных вершин (пиков Конгур и Мустаг-Ата) превышает 7.5 км. Эти внешние хребты отделены от Центрального Памира глубокими и узкими Сарыкольской и Ташкурганской неотектоническими впадинами длиной 40-80 км и шириной 7-17 км, ограниченными молодыми разломами с явными проявлениями молодых сейсмических подвижек, особенно ярко выраженными вдоль восточных границ этих впадин (Robinson et al., 2004, 2007). Такой характер новейшей структуры и рельефа сближает эту часть Памира с некоторыми районами Тянь-Шаня с ярко выраженной неотектонической дифференциацией на локальные поднятия и впадины, разделенные активными разломами. Морфологически с Восточным Памиром схож и Заалайский хребет на севере центральной части этого горного сооружения, резко обрывающийся к расположенной севернее Алайской межгорной впадине.

2.2 Геология и тектоника

Геология Центральной Азии изучена достаточно подробно, в значительной степени благодаря исключительно хорошей обнаженности. Западная часть региона, входившая в состав Советского Союза, была полностью покрыта государственной геологической съемкой масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000, а местами и более крупных масштабов. Доступны также обзорные геологические карты отдельных частей региона (Геологическая карта ..., 1978, 1978, 1979, 1984; Geological map, 1985). На значительную территорию в пределах восточной, китайской части Центрально-Азиатского региона имеются геологические карты масштаба 1:250 000, доступные на сайте Геологической службы КНР (Geological map of China <http://www.ngac.org.cn>), однако их использование затруднено, так как легенды к картам приведены на китайском языке.

Горные сооружения Джунгарии, Тянь-Шаня и Памира сложены породами различного генезиса, состава и возраста – изверженными, осадочными и метаморфическими, от докембрийских до неогеновых. Большая часть хребтов сложена докембрийскими и палеозойскими осадочными и вулканическими породами, частично метаморфизованными и прорванными многочисленными каледонскими и герцинскими интрузиями, преимущественно гранитного состава. Мезозойские осадочные отложения широко развиты в Таджикской депрессии, в Ферганском хребте, в пределах Центрального и Восточного Памира и вдоль южных подножий Восточного Тянь-Шаня. Кайнозойские осадочные породы слагают внутренние части межгорных впадин и предгорные равнины (рис. 2.2).

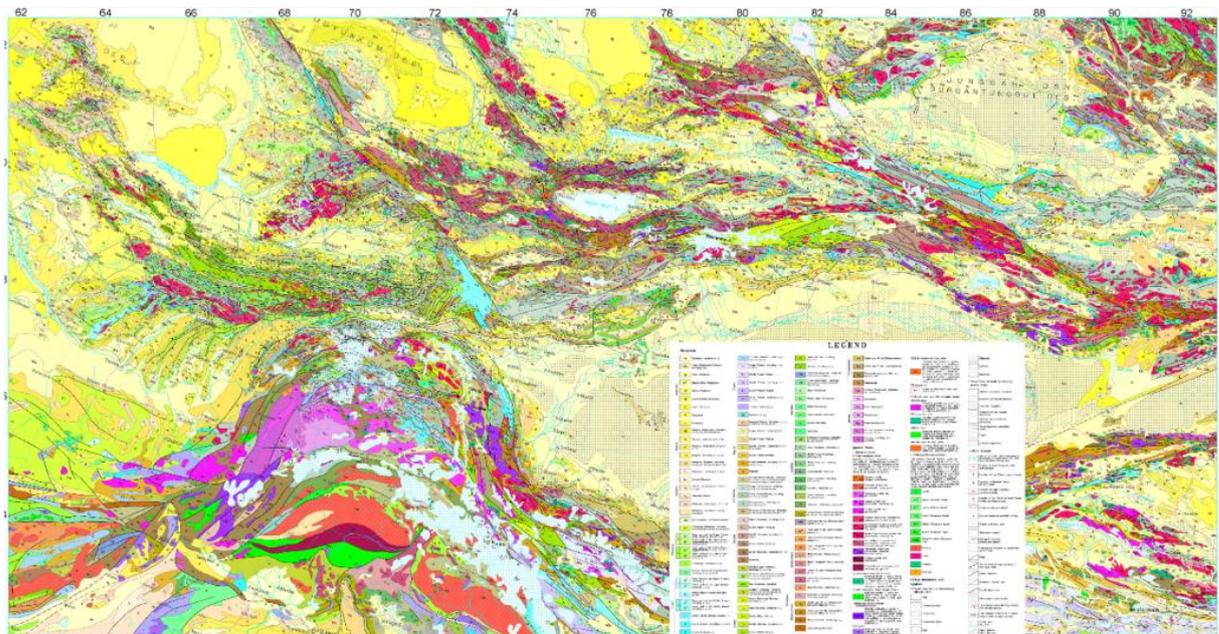


Рис. 2.2. Обзорная геологическая карта Центрально-Азиатского региона (Atlas, 2012)

Состав пород, вовлеченных в оползнеобразование, отличается чрезвычайно широким разнообразием. Склоны, нарушенные крупными оползнями, сложены породами практически всех

известных типов – терригенными и карбонатными осадочными, изверженными (преимущественно, гранитами), метаморфическими (гнейсами, сланцами и т.п.). Возраст пород, затронутых оползневыми процессами, также меняется от докембрия до неогена. Информация о составе и возрасте пород (там, где она имеется) приведена при описании конкретных оползней и включена в базу данных о крупных оползнях Центральной Азии, опубликованную в виде электронного приложения к монографии (Strom, Abdrakhmatov, 2018).

Северная часть рассматриваемого региона (Джунгария и Северный Тянь-Шань) сформировалась в каледонскую, а большая часть Тянь-Шаня (к югу от так называемой "Линии Николаева" – в герцинскую эпоху тектогенеза (Хаин, 1979). Памир часто относят к области Альпийского тектогенеза (Хаин, 1984), хотя большая его часть сложена достаточно древними, палеозойскими и даже докембрийскими отложениями и прорывающими их интрузивами. С севера горный пояс Центральной Азии ограничен эпипалеозойской Казахской платформой, а с юго-востока – древним платформенным блоком Таримского массива. Непосредственно к югу от Памира располагаются горные сооружения Гиндукуша и Каракорума, окончательно оформившиеся в альпийскую эпоху тектогенеза. В регионе широко развиты складки и разрывные нарушения различного типа.

Следует отметить, что возраст складчатости сам по себе (как, впрочем, и возраст пород) не имеют большого значения при оценке устойчивости высоких горных склонов, в отличие от состава слагающих их пород и локальной структуры скальных массивов. В большинстве районов палеозойские и более древние толщи интенсивно дислоцированы – смяты в складки, нарушены разрывами, прорваны интрузиями и метаморфизованы вследствие регионального, контактного и динамо-метаморфизма. Палеозойские надвиги и шарьяжи особенно широко развиты в Южном и Центральном Тянь-Шане и в центральных частях Памира (Руженцев, 1968; Burtman, 1975; Буртман, 2012). Складко- и надвигообразование широко проявлено и в областях, сложенных мезокайнозойскими отложениями. Во многих районах имеются явные признаки сдвиговой тектоники (Буртман, 1964, 2012; Burtman et al., 1996; Миколайчук и др., 2008).

2.3 Новейшая тектоника и геоморфология

Поскольку расчлененный рельеф является важнейшим фактором, предопределяющим саму возможность формирования крупных оползней, именно новейшие тектонические движения, сформировавшие современный рельеф гор Центральной Азии, в значительной мере определяют пространственное распределение склоновых смещений и масштабы их проявления. Новейшие и современные тектонические процессы, наряду с их ролью в формировании рельефа гор, влияют и на сейсмичность, которая является одним из основных, если не основным (но не единственным)

триггером крупномасштабных катастрофических оползней в этом регионе с сухим аридным климатом.

Новейший этап тектонического развития особенно ярко проявился на Тянь-Шане, где, собственно, и зародилась сама концепция «неотектоники» (Шульц, 1948). Подробное описание новейшей тектонической структуры бывшей Советской части Тянь-Шаня было сделано в работах В.И. Макарова (1977) и О.К. Чедия (1984). Различные аспекты новейшей тектоники Тянь-Шаня рассмотрены в работах (Садабакасов, 1970, 1990; Avonac et al., 1993; Абдрахматов, 1995; Омуралиев, Омуралиева, 2004; Макаров и др., 2005; Abdрахmatov, et al., 1996; Абдрахматов и др., 2007; Zubovich et al., 2010; Буртман, 2012). Новейшая тектоника Памира описана в работах О.К. Чедия (1971, 1972).

Наиболее характерной особенностью новейшей тектонической структуры Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня является наличие крупных складок основания. Практически каждый горный хребет представляет собой новейшую антиклиналь шириной от ~1 до 10, реже до 15-20 км и длиной до нескольких десятков километров. Разделяющие их вытянутые или изометричные внутригорные впадины – это новейшие синклинали, наследуемые речными долинами. Часто складки основания асимметричны, а их более крутые смыкающие крылья нарушены системами взбросов и надвигов, и иногда осложнены более мелкими складками. Складки основания нередко группируются в моно- или дивергентные системы (Садыбакасов, 1972, 1990), при этом некоторые новейшие впадины, в частности в Центральном Тянь-Шане, представляют собой узкие рамповые грабены, зажатые между двумя поднятиями, и отделенные от них взбросами и надвигами (Садыбакасов, 1972; Чедия, 1984). Аналогичное сочетание новейших поднятий (хребтов-антиклиналей) и впадин (долин-синклиналей) характерно для Восточного (Китайского) Памира, в то время как остальная часть этого горного сооружения представляет собой, скорее, относительно единый крупный высоко поднятый блок, западная часть которого прорезана глубокими эрозионными долинами.

Весь регион Центральной Азии нарушен многочисленными новейшими и современными разломами. Значительная часть из них унаследована от предыдущих этапов тектонического развития, но известны и тектонические нарушения, заложившиеся в новейшее время. Значительная часть этих разломов может рассматриваться, как активные (Allen, 1975; Trifonov, Machette, 1993; Никонов, 1995; Strom, 2017). Следует подчеркнуть, что активные разломы оказывают "двойное" влияние на дестабилизацию высоких горных склонов. Во-первых, они являются структурами, с которыми связаны очаги крупных землетрясений – важнейшего фактора, приводящего к обрушению склонов. Однако, помимо этого, крупные зоны разломов характеризуются повышенной трещиноватостью, более мощной зоной выветривания, гидрогеологическими аномалиями и т.д., что само по себе снижает устойчивость склонов, по которым (или в основании которых) проходят

такие нарушения. Карты активных разломов для всего рассматриваемого региона и их базы данных приведены в работах (Трифонов и др., 2002; Бачманов и др., 2017, рис. 2.3).

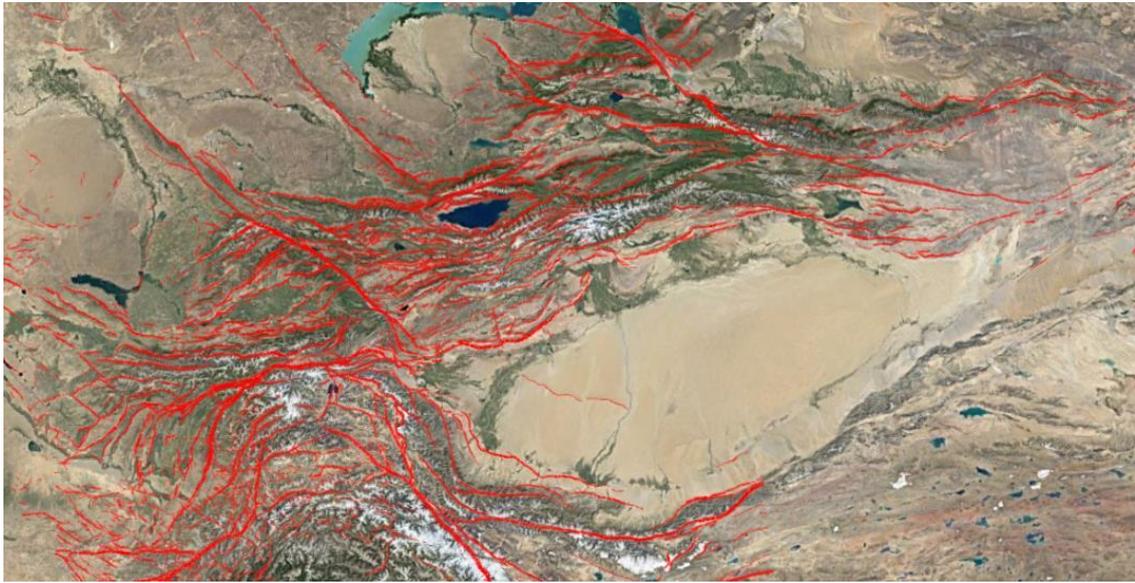


Рис. 2.3. Активные разломы западной части Центрально-Азиатского региона (из работы Бачманов и др., 2017). Толщина линий соответствует достоверности выделения активного разлома

По некоторым из активных разломов зафиксированы подвижки при крупных исторических землетрясениях – Нилкинском 1812 г. с $M \sim 8.0$ в Синьцзяне (Yan et al., 1985; Feng, 1990; Guang-Hua et al., 2001; Yin et al., 2001, 2002; Wu, 2006), Кеминском 1911 г. с $M 8.2$ в Северном Тянь-Шане (Bogdanovich et al., 1914; Кучай, 1969; Дельво и др., 2001; Arrowsmith et al., 2005), Суусамырском 1992 г. с $M 7.3$ в Центральном Тянь-Шане (Богачкин и др., 1997; Ghose et al., 1997), Сарезском 2015 г. с $M 7.2$ на Памире (Ищук, Стром, 2016). Предполагается, что такие подвижки происходили и при ряде других, менее подробно изученных землетрясениях – Беловодском 1885 г., Чиликском 1889 г. и Чаткальском 1946 г. Эти нарушения, а также многочисленные палеосейсмодислокаций более древних доисторических землетрясений описаны в работах (Никонов, 1974; Стром, 1982; Абдрахматов, 1995; Абдрахматов и др., 1994, 2007; Abdrakhmatov, et al., 1994, 2016; Arrowsmith and Strecker, 1999; Корженков, Чедия, 1986; Корженков, 2006; Korjenkov et al., 2012; Trifonov et al., 1992; Tibaldi et al., 1997, 2015; Strecker et al., 2003; Макаров и др., 2005; Джумабаева, 2012; Campbell et al., 2013, 2015; Landgraf et al., 2016; Grützner et al., 2017).

Большинство молодых разрывов, описанных в Центрально-Азиатском регионе, это взбросы и надвиги. В то же время достаточно часто встречаются и сдвиги, особенно по разрывам северо-западного простирания, таким, как Джунгарский и Таласо-Ферганский разломы (Буртман, 1964, 2012; Войтович, 1969; Burtman et al., 1996; Tibaldi et al., 2015). Иногда, хотя и намного реже, встречаются и разрывы с признаками сбросовой кинематики смещений.

2.4 Сейсмичность

2.4.1 Инструментальные и исторические данные

Центральная Азия – один из наиболее сейсмоактивных районов мира. Несмотря на короткий период, за который имеются представительные исторические и инструментальные данные – обычно не более 150-200 лет, здесь зарегистрированы сотни сильных землетрясений, некоторые из которых – в 1812, 1889, 1902, 1906, 1911 годах имели магнитуды (M_s) порядка 8.0 и более. Еще большее число землетрясений имело магнитуды свыше 7.0 (Мушкетов, Орлов, 1893; Кондорская, Шебалин, 1982; Pasheko, Sykes, 1992; Min et al., 1995; Engdahl, Villaseñor, 2002). Крупнейшие исторические землетрясения региона, многие из которых привели к образованию крупных оползней и каменных лавин, были упомянуты выше в главе 2.

Очаги подавляющего большинства землетрясений Джунгарии и Тянь-Шаня располагаются в земной коре, преимущественно на глубинах от 5 до 25 км. Напротив, большинство землетрясений Памира произошло в верхней мантии, в диапазоне глубин от 70 до 250-280 км. Этот пояс мантийных землетрясений протягивается в северо-восточном направлении от Гиндукуша на территории Афганистана до озера Кара-Куль в северной части Памира, образуя так называемую Памиро-Гиндукушскую зону с чрезвычайно высокой повторяемостью высокомагнитудных землетрясений (рис. 2.4).

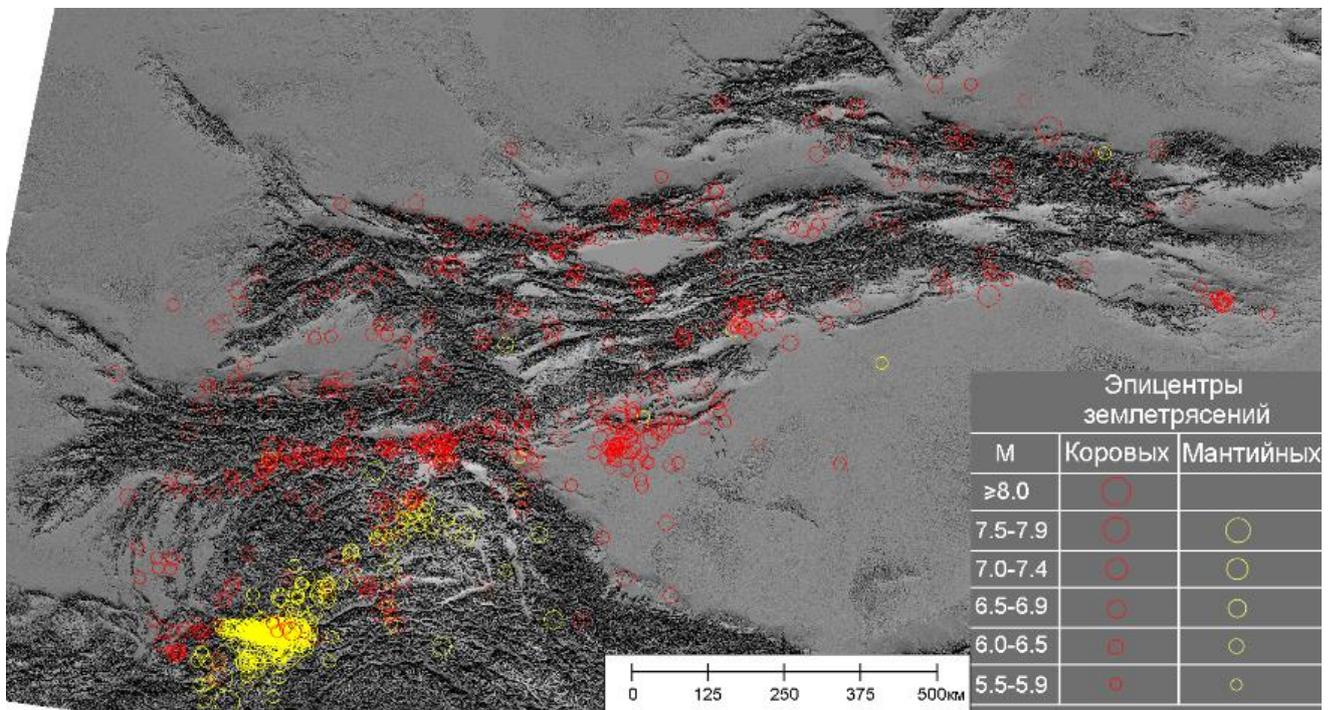


Рис. 2.4. Сейсмичность Центрально-Азиатского региона. Красными кружками показаны эпицентры коровых землетрясений, желтыми - мантийных

Крупнейшие из них ощущались на огромной территории, вплоть до северного Узбекистана. Как показал Р.А. Ниязов (2015), Гиндукушские землетрясения, особенно в сочетании с атмосферными осадками, вызывают активизацию оползневых процессов при существенно меньшей интенсивности сотрясений, чем коровые землетрясения аналогичных магнитуд, что связано с большой продолжительностью колебаний (иногда до нескольких минут) и их низкочастотным спектром. Это явление, однако, характерно в основном для оползней в лессах и лессовидных суглинках, а не для оползней в скальных массивах.

Пространственное распределение землетрясений в исследуемом районе крайне неравномерно (см. рис. 2.4). В Джунгарии за период исторических наблюдений достоверно зарегистрированы единичные землетрясения с $M > 5.5$. На Тянь-Шане можно выделить несколько отчетливых сейсмоактивных зон, особенно в его центральной и западной частях, западнее 80-го градуса в.д., где ширина этой горной системы максимальна. Наибольшее число землетрясений, в том числе такие крупные землетрясения, как Кашгарское 1902 г. с $M \sim 8.0$, Каратагские 1907 г. с $M > 7.0$, Гармское 1942 г. с $M = 6.4$, Файзабадское 1943 г. с $M = 6.0$, Хаитское 1949 г. с $M = 7.4$, Маркансуйское 1973 г. с $M = 7.3$, произошли в пределах южных подножий Гиссарского, Каратегинского, Алайского и Кокшаальского хребтов (т.н. Гиссаро-Кокшаальская зона). Еще один сейсмический пояс совпадает с северными цепями Тянь-Шаня. Хотя общее число зарегистрированных землетрясений в Северной сейсмоактивной зоне меньше, чем в Гиссаро-Кокшаальской, доля крупнейших среди зарегистрированных землетрясений здесь выше, чем на юге. Именно здесь произошли такие землетрясения, как Нилкинское 1812 г. с $M \sim 8.0$, Беловодское 1885 г. с $M \sim 7.0$, Верненское 1887 г. с $M \sim 7.3$, Чиликское 1889 г. с $M \sim 8.3$, Кеминское 1911 г. с $M = 8.2$, Кемино-Чуйское 1938 г. с $M = 6.9$, Сарыкамышское 1970 г. с $M = 6.8$, Жаланаш-Тюпское 1978 г. с $M = 6.6$. Более ранние сильные землетрясения на севере Тянь-Шаня, описания которых, впрочем, крайне скудны, происходили в этой зоне примерно в 1475 г. в районе современного Бишкека, в 1770 г. вблизи эпицентральной зоны Беловодского землетрясения и в 1807 г. поблизости от Алматы (Мушкетов, Орлов, 1893; Кондорская, Шебалин, 1977). Сведений о землетрясениях, происходивших до XIX века мало, однако известно, к примеру, что в 1716 г. (± 1 год) сильным землетрясением был разрушен г. Аксу (41.2° с.ш., 80.3° в.д.) (Кондорская, Шебалин, 1977). Единственное крупное землетрясение в Центральном Тянь-Шане – Суусамырское с $M = 7.3$, произошло в 1992 г. (Богачкин и др., 1997; Ghose et al., 1997).

Крупнейшее землетрясение в Западной части Тянь-Шаня – Чаткальское 1946 г. с $M = 7.5$, произошло западнее Таласо-Ферганского разлома, в зоне сочленения Чаткальского и Атайнонского хребтов (Леонов, 1970; Кучай, 1971). В последнее время, впрочем, высказываются предположения, что очаг этого землетрясения мог быть приурочен непосредственно к Таласо-Ферганскому разлому (M. Rizza, устное сообщение).

Большое число землетрясений зарегистрировано в густо населенной Ферганской долине. При этом эпицентры находились преимущественно в предгорьях окружающих ее хребтов. Наиболее разрушительным из известных было Андижанское землетрясение 1902 г. с $M \sim 6.4$. Несколько сильных землетрясений с магнитудами большими или равными 6.5 произошло в 1868, 1886 и 1896 годах в горах к северо-востоку от Ташкента (Мушкетов, Орлов, 1893; Кондорская, Шебалин, 1977).

Крупнейшее землетрясение в Восточном Тянь-Шане – Манасское с $M \sim 8.0$, произошло в 1906 г. в южных предгорьях хребта Ирен-Хабурга. Еще несколько крупных (магнитуды около 7.0) землетрясений зарегистрировано вдоль южных и северных границ Восточного Тянь-Шаня (см. Рис. 3.10)

В южной части рассматриваемого региона, на Памире, известно лишь несколько крупных коровых землетрясений. Крупнейшие из них – первое Сарезское 1911 г., магнитуда которого по разным оценкам составляла от 7.4 до 7.7 (Ambraseys, Vilham, 2012; Kulikova et al., 2016) и второе Сарезское землетрясение 2015 г. с $M 7.2$. С первым из этих землетрясений связано образование Усойского завала и Сарезского озера. Второе землетрясение, в 2015 г., вызвало лишь незначительное изменение уровня озера вблизи завала, скорее всего связанное с общей косейсмической деформацией земной коры (Ищук, Стром, 2016). Из сильных землетрясений на Восточном Памире можно упомянуть недавнее землетрясение 25.11. 2016 г. к северу от Сарыкольской межгорной впадины с $M=6.6$.

Следует отметить, что анализ пространственного распределения сильных исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений и крупных оползней в скальных массивах не выявил устойчивой связи между этими природными явлениями, так как многие крупные оползни обнаружены там, где за весь период наблюдений не происходило сколько-нибудь крупных землетрясений. Это будет подробнее рассмотрено в главе 8, посвященной сейсмогенным оползням.

Особенностью сейсмического режима Центральной Азии является не только весьма неравномерное пространственное распределение землетрясений, но и их отчетливое временное группирование. Большинство вышеперечисленных землетрясений с большими магнитудами произошло в течение нескольких десятилетий на рубеже XIX и XX веков – в 1885, 1868, 1886, 1887, 1889, 1896, 1902, 1906, 1907, 1911 годах. Следующая активизация сейсмичности произошла в 40-х годах прошлого века – в 1938, 1941, 1943, 1946, 1949 годах. Хотя многие из этих землетрясений сопровождалось образованием крупных оползней, период наблюдений слишком короток, а количество датированных палеоземлетрясений и древних оползней слишком мало, чтобы можно было сделать обоснованный вывод об устойчивости совпадения периодов оползнеобразования и повышенной сейсмической активности.

2.4.2 Палеосейсмологические данные

Учитывая короткий (всего 150-200 лет) период, за который имеются представительные данные даже о сильных землетрясениях Центральной Азии, что намного меньше периода повторяемости крупных коровых землетрясений в конкретных очаговых зонах (зонах активных разломов), очевидно, что важнейшим источником информации при оценке долговременной сейсмической опасности в этом регионе являются палеосейсмологические данные. Это направление исследований начало развиваться в Таджикистане (Никонов, 1974; Винниченко, 1977; Леонов, Стром 1979; Никонов, Шебалина, 1979, 1986), Киргизии (Кучай, 1971; Утиров, 1975, 1991; Стром, 1982; Корженков, Чедия, 1986) и Узбекистане (Ходжаев, 1974, 1985) с 70-х годов прошлого века. Особенно активно палеосейсмологические исследования проводятся в течение последних примерно 25 лет (Abdrakhmatov, 1995; Tibaldi et al., 1997; Arrowsmith, Strecker, 1999; Delvaux et al., 2001). Результаты таких исследований конца XX и начала нынешнего века в Киргизии были обобщены в монографии А.М. Корженкова (2006). В последние годы они проводятся, преимущественно, в Киргизии и южном Казахстане в рамках международных научных проектов (Abdrakhmatov et al., 2007, 2016; Джумабаева, 2012; Campbell et al., 2013, 2015; Landgraf et al., 2016; Grützner et al., 2017).

Многие "первичные" (сеймотектонические – разрывные) дислокации (McCalpin, 2009; русский перевод 2011) выявлены в окрестностях крупных оползней и в зонах их концентрации. В Джунгарии явные признаки позднечетвертичного разрывообразования, преимущественно с право-сдвиговой, но, местами, и взбросовой кинематикой обнаружены в зоне Джунгарского разлома (Суворов, 1963; Войтович, 1969; Campbell et al., 2013). Не менее выразительны поверхностные разрывы вдоль Лепсинского разлома (Курдюков, 1956; Campbell et al., 2016), протягивающегося в субширотном направлении примерно на 100 км и пересекающего как горные сооружения высотой примерно до 1.5 км, так и равнину к западу от них.

Наиболее многочисленные проявления молодого разрывообразования выявлены на Тянь-Шане. Некоторые из этих разрывов вскрылись при упомянутых выше исторических землетрясениях, таких как Беловодское 1885 г. (Абдрахматов и др. 2007; Landgraf et al., 2016), Чиликское 1889 г. (Tibaldi et al., 1997; Crosby et al., 2007; Abdrakhmatov et al., 2016), Кеминское 1911 г. (Богданович и др., 1914; Дельво и др., 2001; Arrowsmith et al., 2015; Abdrakhmatov et al., 2016), Нилкинское 1812 г. (Yan et al, 1985; Feng, 1990; Guang-hua et al., 2001; Yin et al., 2002; Wu, 2006). Но еще большее число молодых, с большой вероятностью сейсмогенных разрывов не связано с известными землетрясениями (Стром, 1982; Belousov et al., 1994; Абдрахматов, 1995; Корженков, 2006; Джумабаева, 2012; Tibaldi et al., 2015). Многие из этих разрывов изучены в траншеях, и по

ним выявлены следы многократных повторяющихся подвижек, связанных с высокомагнитудными землетрясениями.

Помимо поверхностного разрывообразования, в регионе выявлены и следы сейсмогенного разжижения грунтов, преимущественно в илистых отложениях на берегах Иссык-Куля (Korjenkov, 2000; Корженков 2006). Ниже, в главе 8, будет описано применение этого метода палеосейсмологических исследований при изучении отложений, накопившихся в подпрудных озерах (Strom, 2015a). Описаны также уникальные провалы на сводах новейших антиклиналей, связанные с новейшим складкообразованием и также образовавшиеся, скорее всего при сильных доисторических землетрясениях (Strom, Groshev, 2009).

К сожалению, приходится констатировать, что на Памире, по крайней мере в его Таджикской и Афганской частях, специального палеосейсмологического изучения молодых разрывов не проводилось. В пределах Китайского Памира такие исследования проводились, но публикации были, в основном, на китайском языке. Тем не менее, разрывы со следами молодых подвижек на Памире известны и к некоторым из них приурочены крупные оползни в скальных массивах.

Магнитуды выявленных доисторических землетрясений оценивались на основании соотношений между магнитудой и такими параметрами сеймотектонических дислокаций, как протяженность разрывов и величина единовременной подвижки (Wells, Coppersmith, 1994; Стром, 1998; Стром, Никонов, 1997, 1999; Чипизубов, 1998; Лунина и др. 2012). На основании палеосейсмологических данных установлено, что практически на всей территории Центральной Азии в прошлом происходили крупные землетрясения, в том числе и в тех районах, где за исторический период такие события неизвестны. Это подчеркивает важность анализа сейсмичности, как возможной непосредственной причины образования многих крупных оползней в скальных массивах, и изучения доисторических оползней, как возможных палеосейсмодислокаций, что будет подробно рассмотрено в главе 8.

2.5 Гидрометеорологические и гидрологические данные

Климат Центрально-Азиатского региона может быть охарактеризован, как резко-континентальный. Высоко поднятые горные сооружения окружены равнинами, большая часть из которых занята пустынями (Каракум, Кызылкум, Муюнкум, Такла-Макан и др.), оказывающими влияние не только на предгорья, но и на всю горную область. В то же время, сложно построенный рельеф региона определяет значительную контрастность и количества осадков (рис. 2.5) и температур (рис. 2.6). Годовые колебания температур достигают 40°C-50°C (местами до 70°C-80°C), что способствует интенсивному физическому выветриванию. Среднегодовое количество осадков варь-

ирует от менее чем 100 мм/год (90 мм/год в некоторых районах центрального Памира и восточного Тянь-Шаня) до 1600 мм/год на западном Памире и в некоторых районах на западе Тянь-Шаня (Оледенение, 2006).

Водонасыщенные воздушные массы из Атлантики и Средиземноморья, переносимые над пустынями на западе региона, сталкиваясь с высокими горными сооружениями, вызывают значительные осадки на их западных склонах. Напротив, восточные части горных систем и некоторые внутренние впадины на Тянь-Шане и Памире характеризуются намного более засушливым климатом (см. рис. 2.5, 2.6). Большая часть осадков выпадает в летнее время. Снежный покров в некоторых долинах, открывающихся на запад, достигает 2-3 м, в то время как аналогичные долины восточной ориентировки практически бесснежные и иногда используются, как зимние пастбища.

Высокие летние температуры способствуют высокому положению снеговой линии, находящейся на высотах от 3600-3800 м в Северо-Западном Тянь-Шане и в Джунгарии, до 4200-4450 м в наиболее высокоподнятых частях Тянь-Шаня и до 5000 м на Памире. Многие перевалы даже выше 4000 м в летнее время свободны от снега.

Климатические условия существенно зависят от высоты. Если среднемесячные июльские температуры в низкогорных долинах составляют 12-25° С, то в приводораздельных частях хребтов они опускаются ниже нуля. Среднемесячные январские температуры отрицательные в пределах большей части горных районов (см. рис. 2.6), что благоприятствует формированию высокогорной вечной мерзлоты в наиболее высокогорных районах Центральной Азии. Учитывая повсеместно наблюдающиеся климатические изменения (глобальное потепление), таяние вечной мерзлоты может способствовать снижению устойчивости высоких горных склонов (Huggel, 2008; Huggel et al., 2010; McColl, 2012).

Наиболее высокогорные участки покрыты снегом круглогодично и там формируются ледники. Самое мощное оледенение наблюдается на границе Центрального и Западного Памира, где находится крупнейший в мире (вне полярных областей) ледник Федченко длиной 80 км, в Заалайском хребте на севере Памира и в наиболее высокоподнятой части Тянь-Шаня в приграничной области Китая и Киргизии с ледником Южный Иньльчек длиной 60.5 км и меньшим по протяженности ледником Северный Иньльчек в его западной части и несколькими большими ледниками в восточной. Еще одна крупная область оледенения в Тянь-Шане – плато Акшийряк на границе между бассейнами рек Нарын на западе и Сарыджаз на востоке. В отличие от остальных районов, где преобладают горно-долинные ледники, здесь развиты т.н. "ледники плоских вершин", покрывающие платообразные участки водоразделов. Общая площадь Памирских ледников оценивается в 12000 км² (Aizen, 2011). Для Тянь-Шаня и Джунгарии эти оценки варьируют от 6000 до 8000 км² (Aizen et al., 1997; Cao, 1998; Соломина, 1999; Solomina et al., 2004). В настоящее

время большинство ледников отступает (Сао, 1998; Оледенение, 2006), и в прошлом они охватывали намного большие площади, особенно на Памире, где ледники покрывали большую часть современных глубоко врезанных речных долин на Западном и Восточном Памире (Чедия, 1971, 1972). Плейстоценовое оледенение на Тянь-Шане и в Джунгарии было также намного мощнее современного. В то же время некоторые внутригорные впадины Тянь-Шаня, за исключением наиболее высокоподнятых, не были покрыты ледниками.

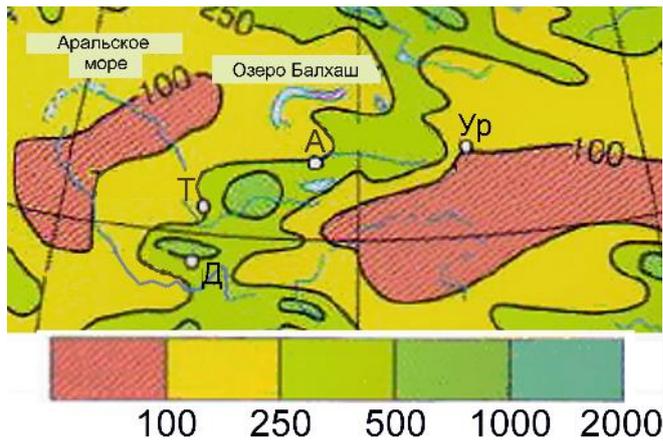


Рис. 2.5. Среднегодовые суммарные значения осадков (мм/год) в пределах Центрально-Азиатского региона по данным с сайта http://www.200stran.ru/maps_group28.html. А – Алматы, D – Душанбе, Т – Ташкент, Ur – Урумчи

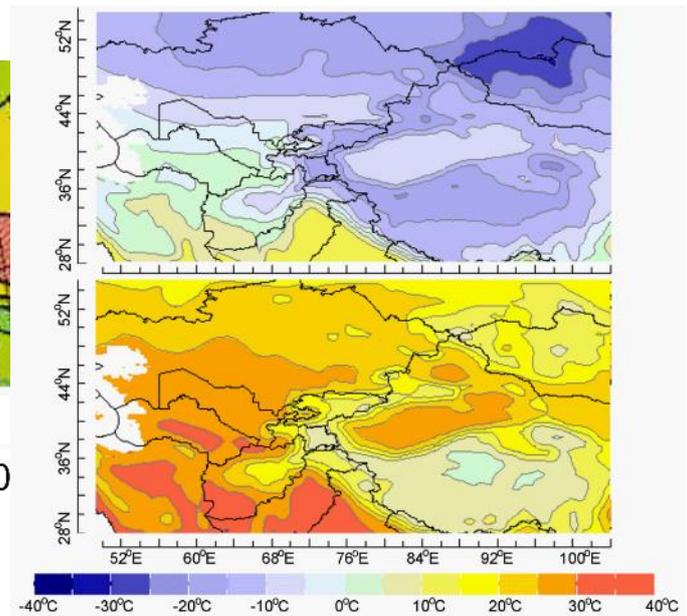


Рис. 2.6. Средние многолетние температуры января (вверху) и июля (внизу) в пределах Центрально-Азиатского региона по данным с сайта http://www.200stran.ru/maps_group28.html. Показаны также государственные границы

В регионе было несколько фаз оледенения, разделенных периодами потепления (Korpes et al., 2008). Эти процессы, когда ледники сперва наступали, а потом таяли, порождая водные потоки, по-видимому намного более мощные, чем современные реки, протекающие в этих долинах, необходимо учитывать, так как они могли существенно переработать, если не уничтожить полностью следы оползней, произошедших до или во время последних стадий оледенения. Это может объяснять дефицит оползневых форм рельефа в приводораздельных частях высоких горных хребтов с очень крутыми склонами и проявлениями современного оледенения, а также крайнюю редкость древних (допозднеплейстоценовых) оползней, несмотря на значительную продолжительность этого этапа развития горных сооружений, когда уже существовал интенсивно расчлененный горный рельеф.

Все реки, дренирующие горные сооружения Центральной Азии, принадлежат к бессточным бассейнам, крупнейшими из которых являются бассейн Аральского моря на западе (Аму-Дарья

и Сыр-Дарья), бассейны озер Балхаш и Алаколь на севере (реки Джунгарии), Таримский бассейн (Сарыджаз-Аксу, Яркенд, другие реки восточного Тянь-Шаня и восточного Памира). Некоторые водотоки даже не достигают каких-либо водоемов, пропадая в пустынях и полупустынях, окружающих горы Центральной Азии, как, например, река Чу, текущая в направлении Сыр-Дарьи, но не достигающая ее и в настоящее время теряющаяся в песках Муюнкум.

Все крупнейшие реки региона берут начало в ледниках высокогорных областей, питаются талыми водами ледников и снежников и, вследствие этого, имеют ярко выраженные сезонные колебания стока (Государственный водный кадастр 1987а,б,в, 1988, 1990; Реки и озера, 2012). Так, к примеру, среднеегодульный расход р. Вахш, дренирующего Северный Памир и Южный Тянь-Шань, составляет $580 \text{ м}^3/\text{сек}$; при этом максимальный расход, зарегистрированный в июле, составил $3120 \text{ м}^3/\text{сек}$, а минимальный – в феврале, всего $130 \text{ м}^3/\text{сек}$. Среднеегодульный расход р. Пяндж, дренирующей большую часть Памира, составляет $845 \text{ м}^3/\text{сек}$. У крупнейшего водотока Центрального Тянь-Шаня – р. Нарын этот показатель составляет $418 \text{ м}^3/\text{сек}$ при колебаниях среднегодового расхода в разные годы от 270 до $709 \text{ м}^3/\text{сек}$. При этом максимальный расход, зарегистрированный 24 мая 1969 года, составил $2660 \text{ м}^3/\text{сек}$. Весьма своеобразен гидрологический режим реки Сарыджаз (в Китае она носит название Аксу; в дальнейшем, чтобы не путать ее с другими многочисленными реками, носящими такое же название, что на тюркских языках обозначает "белая вода", эта река обозначается, как Сарыджаз-Аксу). Ее среднеегодульный расход составляет лишь $208 \text{ м}^3/\text{сек}$, но включает регулярные кратковременные паводки, связанные с периодическими прорывами ледникового озера Мерцбахера (Глазырин, 2010; Jansky et al., 2010). Крупнейшая река Северного Тянь-Шаня – Или, имеет среднеегодульный расход $479 \text{ м}^3/\text{сек}$ (т.е. больше, чем р. Нарын), при том, что максимальный зарегистрированный расход составил около $1500 \text{ м}^3/\text{сек}$, т.е. примерно в 2 раза меньше, чем у Нарына. Очень большие колебания расхода наблюдаются у р. Яркенд – крупнейшей реки Восточного Памира, среднегодовой расход которой составляет всего около $170 \text{ м}^3/\text{сек}$, а максимальный зарегистрированный – до $2710 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Практически все реки региона, как большие, так и малые, характеризуются значительными средними уклонами и высокой эродирующей способностью, особенно в паводковый период. Поэтому, даже при незначительных среднеегодульных расходах, они способны достаточно быстро разрушить преграду, возникающую при запруживании русла оползневыми телами. Это следует учитывать, оценивая условия формирования и эволюции подпрудных озер региона.

2.6 Выводы к главе 2

Сочетание глубоко расчлененного рельефа, сложного геологического строения, высокой новейшей и современной тектонической активности и сейсмичности, характерные для горных и предгорных районов Центральной Азии, создает условия, благоприятные для формирования

крупных оползней на высоких горных склонах, а преимущественно сухой, аридный климат и слабое развитие лесной растительности обеспечивает хорошую обнаженность территории.

Однако такой важнейший фактор, как современная сейсмичность, отличается существенной неравномерностью и, как будет показано ниже, наиболее сейсмоактивные зоны далеко не всегда совпадают с областями массового развития оползней в скальных массивах и каменных лавин. Поэтому установление генезиса таких дислокаций, образовавшихся за первые десятки тысяч лет – период времени, превосходящий период повторяемости крупнейших землетрясений, приобретает первостепенное значение для изучения и корректной оценки не только оползневой, но и долговременной сейсмической опасности.

3 ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КАМЕННЫХ ЛАВИН

Каменные лавины, представляющие собой своеобразный тип оползневых явлений – сухие (в подавляющем большинстве случаев) обломочные потоки (Strom, 2021), характеризуются определенным сочетанием геоморфологических (формы рельефа) и седиментологических (состав и строение отложений) признаков. Это позволяет опознавать их как на материалах дистанционных съемок, так и в поле, и отличать их тела от отложений иного генезиса – морен, каменных глетчеров, аномально крупных селевых конусов выноса, которые не могут формироваться без существенной роли "промежуточного" агента – воды в жидком или твердом (лед) состоянии. Как будет показано ниже, каменные лавины формируются в процессе быстрого перемещения крупномасштабных оползней в скальных массивах, образующихся на высоких горных склонах.

Гигантские размеры многих оползневых тел в горных и предгорных районах затрудняют их опознавание как на местности, так и на аэрофотоснимках, которые зачастую не покрывают оползень целиком. Некоторые из таких образований были выявлены только с появлением космических снимков достаточно высокого разрешения (не хуже 5-8 м), позволявших охватить достаточно большую территорию и, в то же время, различать сравнительно мелкие характерные формы рельефа. В качестве примера можно привести Бешкельский оползень в долине р. Нарын объемом $\sim 10\text{-}12 \text{ км}^3$ (41.41° с.ш., 74.48° в.д.) – крупнейший во всем Центрально-Азиатском регионе, площадь тела которого превышает 40 км^2 , а с учетом оползневого цирка составляет 55.6 км^2 (рис. 3.1) (Strom, 1998). Еще один гигантский оползень, стенку отрыва которого можно легко принять за молодой тектонический разрыв – Терский в бассейне р. Чаткал (41.5° с.ш., 72.53° в.д.) площадью 25 км^2 (рис. 3.2) (Strom, Abdrakhmatov, 2018). Аналогично, только с появлением космических снимков и общедоступных ЦМР, был обнаружен оползень Богдо у подножия Гобийского Алтая (45° с.ш., 101.65° в.д.), крупнейший из известных на суше, объемом $\sim 50 \text{ км}^3$ и площадью около 300 км^2 (Philip and Ritz, 1999), хотя ранее эта территория была подробно обследована экспедицией под руководством В.П. Солоненко и Н.А. Флоренсова, изучавшей последствия Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963).

Выделение оползней на основе только геоморфологических данных становится более проблематичным для древних – раннеголоценовых и, тем более, плейстоценовых образований, существенно переработанных эрозионными процессами. Морфологическое сходство отложений крупных каменных лавин с некоторыми типами ледниковых отложений, с каменными глетчерами, которые иногда, как и оползни, перекрывают речные долины (см., например, Hewitt, 2001; Iturrizaga, 2012), вносит дополнительную неопределенность. Выше, в главе 2, уже было отмечено, что на государственных геологических картах СССР масштаба 1:200 000 тела многих крупных

оползней и, особенно, каменных лавин, ошибочно показаны, как ледниковые отложения (Strom, 1998).

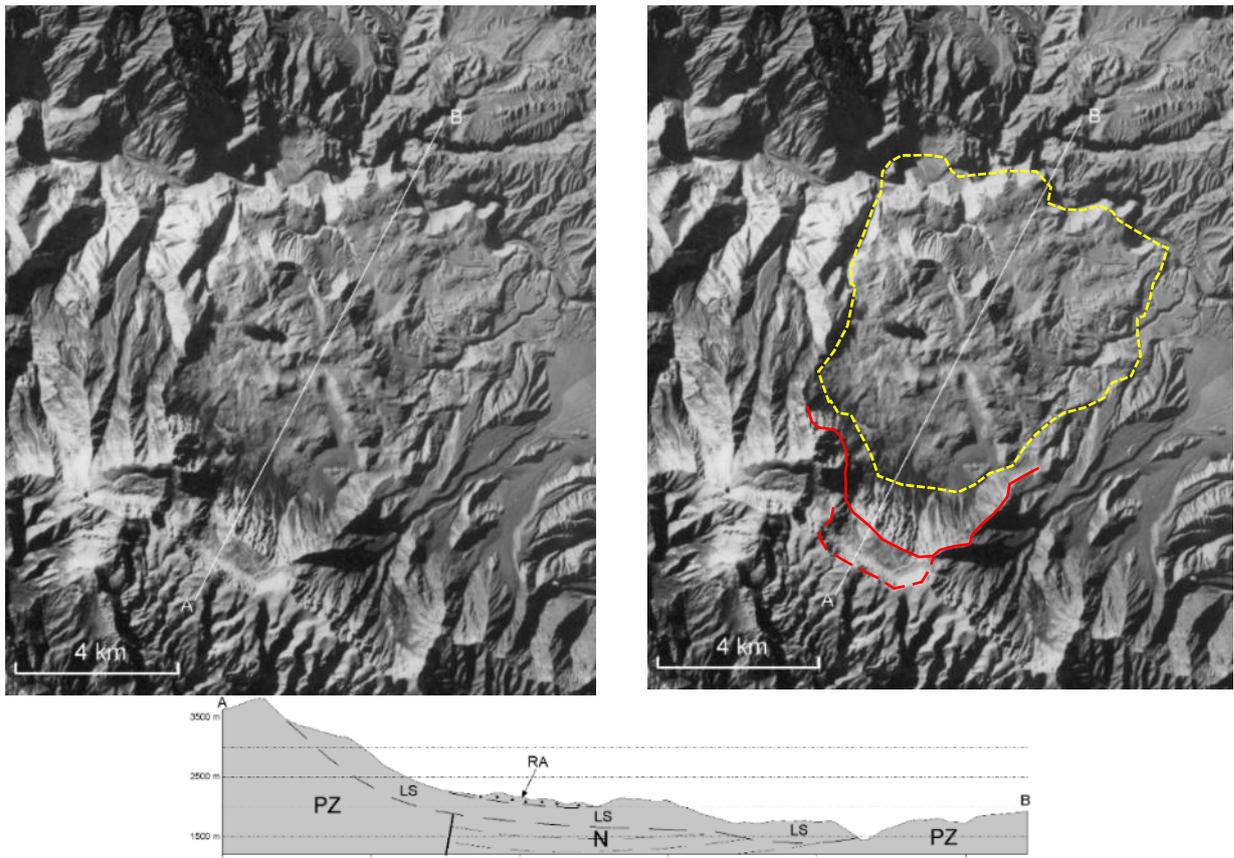


Рис. 3.1. Исходный (слева) и отдешифрированный (справа) космический снимок КФА-1000 Бешкельского оползня (разрешение 5-8 м) и его схематический разрез по линии А-В. Красными линиями обозначены достоверная (сплошная линия) и предполагаемая (пунктирная линия) стенки отрыва, желтым точечным пунктиром – граница оползневого тела. На профиле – LS – тело оползня, RA – отложения каменной лавины в тыловой части оползня

В данной главе рассмотрены особенности морфологии, внутреннего строения и гранулометрического состава, характерные для отложений каменных лавин и позволяющие уверенно отличать их от образований иного генезиса, а также делать определенные выводы о механизме процессов, протекающих при перемещении оползней такого типа. Примеры, когда отнесение тех или иных тел к категории каменных лавин потребовало специального анализа, а также принципы составления базы данных крупных оползней в скальных массивах и каменных лавин Центрально-Азиатского региона (Strom, Abdrakhmatov, 2018) будут описаны в главе 4.

Следует подчеркнуть, что проблема корректного и обоснованного выделения оползней, особенно тех из них, которые образуют завальные плотины в долинах, первоначально созданных ледниковыми процессами, критически важна для горных территорий. Если допустить, что многочисленные древние природные плотины на Памире и Тянь-Шане, как сохранившиеся поныне, так и прорванные, были созданы конечными моренами долинных ледников, как это предпола-

гает, например, Н.Р. Ищук (Н. Ищук, 2011, 2011; N. Ischuk, 2013a), они, во-первых, должны отражать чередующиеся фазы наступания и отступления ледников, соответствующие разнонаправленным климатическим изменениям в позднечетвертичное время. Во-вторых, учитывая современную деградацию оледенения в исследуемом регионе (Соломина, 1999; Котляков, 2007), вероятность формирования аналогичных новых плотин в настоящее время должна быть крайне мала и, соответственно малы риски, обусловленные новым подпруживанием долин и последующими прорывными паводками (если исключить кардинальную смену тренда современных климатических изменений в обозримом будущем). Единственно исключение – формирование и прорыв моренных озер, образующихся при отступании ледников, но их размеры, в целом, намного уступают размерам подпружных озер, формирующихся в долинах магистральных рек при их перекрытии крупными оползнями.



Рис. 3.2. Плановое изображение головной части оползня Терс в северо-западной части Киргизии с отчетливо выраженной стенкой отрыва протяженностью более 5 км и уступами и трещинами в теле оползня. Красными стрелочками обозначена основная стенка отрыва

Если же, напротив, верны представления об оползневом генезисе этих плотин, то какие-либо "климатические" ограничения на формирование аналогичных завальных плотин и в настоящее время, и в обозримом будущем отсутствуют. Это также говорит об отсутствии существенных продвижений ледников за время, прошедшее после формирования таких оползневых тел; в противном случае они должны были бы быть уничтожены или, по крайней мере, существенно преобразованы, в то время как большинство из этих завалов сохраняют свою первоначальную форму и характерный для них микрорельеф.

Корректное решение вопроса о природе крупных древних (позднечетвертичных) завальных плотин в горных районах крайне важно для обоснованной оценки не только оползневой, но и сейсмической опасности. Если формирование и развитие ледников, каменных глетчеров и селей, также образующих естественные запруды – климатически обусловленные процессы, не связанные с сейсмичностью или имеющие к ней очень опосредованное отношение (Larsen et al., 2005), то оползни, особенно затрагивающие скальные массивы, напротив, часто происходят именно при сильных землетрясениях. Такие оползни, особенно если их сейсмической генезис обоснован (что будет подробнее рассмотрено в главе 8) и определен их возраст, дают важную дополнительную информацию о сильных землетрясениях в прошлом и, соответственно, о возможности их возникновения в исследуемом районе в будущем, и о всей цепочке сопутствующих явлений, таких как образование подпрудных озер и их последующий прорыв (Strom, 2015a).

Несмотря на существенные различия в размерах каменных лавин, в пройденных ими расстояниях, механизмах образования, условиях распространения обломочного материала и морфологии оползневых тел, подавляющее большинство из них во всех регионах мира характеризуется двумя основными особенностями, позволяющими уверенно выделять их среди четвертичных образований разного генезиса и классифицировать большинство их них, именно как каменные лавины: (1) сохранением последовательности пород разного состава, вовлеченных в обрушение и (2) двучленным строением с крупноглыбовой внешней зоной (панцирной фацией, как ее удачно назвал О.В. Зеркаль) и интенсивно раздробленной внутренней зоной (фацией). В ряде случаев удается выделить и третью – базальную фацию (Dufresne, 2014; Dufresne et al., 2016) с еще более интенсивным дроблением (истиранием) материала вдоль поверхности скольжения (рис. 3.3). Эти особенности отложений каменных лавин рассмотрены ниже на многочисленных примерах из различных районов Центральной Азии и ряда других горных сооружений мира.

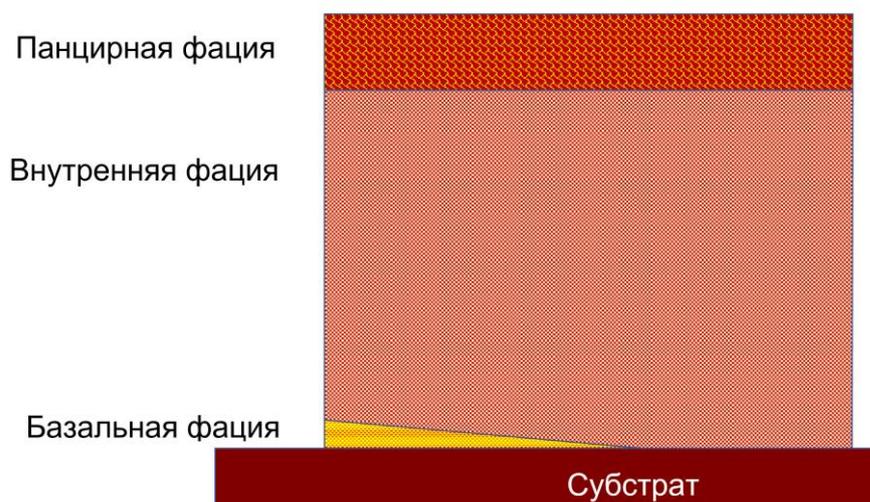


Рис. 3.3. Принципиальная схема внутреннего строения отложений подавляющего большинства каменных лавин

3.1 Сохранение взаимного положения обломков пород, вовлеченных в обрушение, в отложениях каменных лавин

Сохранность взаимоотношений между горными породами, слагающими скальный массив (его исходной макроструктуры) в оползневых телах отмечалась многими исследователями, изучавшими крупные "скальные" оползни в разных районах мира, в том числе в Центральной Азии (Heim, 1932; Johnson, 1978; Erismann, 1979; Yarnold and Lombard, 1989; Capra et al., 2002; Geertsema et al., 2006; Hewitt, 1988, 1999, 2006; Hewitt et al., 2008; Strom, 1994, 2004, 2006; 2020; Стром, 1994, 1999; Davies, McSaveney, 1999; Wassmer et al., 2002; Towhata, 2003; Abdrakhmatov, Strom, 2006, 2013d; Scarascia Mugnozza et al., 2006; Hartvich et al., 2008; Weidinger et al., 2014; Roverato et al., 2015; McSaveney, Davies, 2006; Dufresne et al., 2009, 2016; Dufresne, Dunning, 2017; Strom, Abdrakhmatov, 2018). При этом можно выделить два основных типа оползневых тел с разным относительным положением пород разного состава, изначально залегавших в верхней и в нижней части склона – "последовательным" (рис. 3.4-А) и "псевдо-слоистым" (рис. 3.4-В) (Strom, 1994, 2006; Стром, 1994, 1999).

Примерами каменных лавин первого типа могут служить Имомская (37.692° с.ш., 72.327° в.д.) и Шорипдаринская (37.536° с.ш., 71.78° в.д.) каменные лавины объемом в несколько миллионов кубометров каждая, произошедшие на склонах, сложенных метаморфическими и изверженными породами, в основании которых залегали ледниковые отложения, представленные валунами с супесчано-дресвяным заполнителем. Моренный материал был вытолкнут этими оползнями, как бульдозером и образовал внешние пояса оползневых тел, за которыми находятся основные их части, сложенные раздробленными обломками коренных пород (рис. 3.5). Аналогичное строение имеют Лянгарский (37.814° с.ш., 72.71° в.д.) и Андравский (37.795° с.ш., 72.604° в.д.) оползни, также на Памире. Еще более ярко этот эффект проявился у оползней, у которых коренные породы, вовлеченные в смещение, имеют различный состав и, что немаловажно, цвет, что позволяет легко распознавать их и в коренном залегании и в оползневых телах. Так, тело гигантской Кударинской каменной лавины на Памире (38.39° с.ш., 72.58° в.д.) сложено "поясами", состоящими как из рыхлых ледниковых и, возможно, аллювиальных отложений, так и из обломков раздробленных коренных пород разного состава (рис. 3.6, 3.7).

Аналогичное сохранение последовательности отдельных слоев в оползневом теле, сложенном сильно раздробленными коренными породами, хорошо видно у веерообразной каменной лавины объемом около 18 миллионов м³ на южном склоне Тянь-Шаня в Синьцзяне (42.28° с.ш., 87.31° в.д.). Обрушившийся склон сложен разноцветными слоями метаморфизованных пород, каждый из которых отчетливо прослеживается в оползневом теле толщиной около 20 м (рис. 3.8).

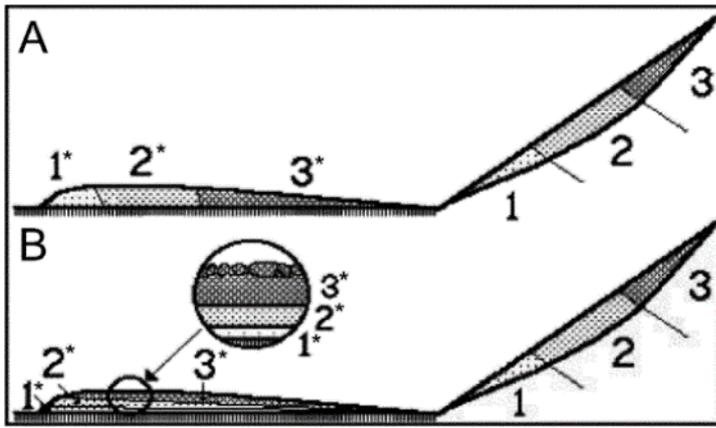


Рис. 3.4. Основные типы строения отложений оползней в скальных массивах и каменных лавин, произошедших на склонах, сложенных породами разного состава. 1, 2, 3 – первоначальное положение пород на склоне; 1*, 2*, 3* – положение обломочных масс аналогичного состава в отложениях: А – с сохранением исходной последовательности; В – преобразование в псевдо-слоистую структуру



Имомский оползень (каменная лавина). Моренный материал (glQ) слагает внешнюю зону оползневого тела с более сглаженным рельефом, а его внутренняя зона (dpQ) сложена обломками коренных пород. pQ – отложения крупного конуса выноса.



Шорипдаринский оползень (каменная лавина). Индексом 'gr' обозначены части его тела, сложенные обломками гранитов, а индексом 'gr-glQ' – вытолкнутый вперед моренный материал, отложенный древним ледником, вероятно в устье боковой долины.

Рис. 3.5. "Скальные" оползни Памира, вытолкнувшие ледниковые отложения, залегавшие у подножий высоких склонов перед собой, как бульдозером

Еще один яркий пример такого "бульдозерного" эффекта – гигантский Карачаулинский оползень в долине р. Кокомерен (41.725° с.ш., 74.06° в.д.), объемом около 650 миллионов м³, произошедший на склоне, сложенном метаморфизованными палеозойскими породами, надвину-

тыми на неогеновые грубослоистые конгломераты, залегающие в основании склона. Колоссальная масса смещающихся вниз по склону палеозойских пород вытолкнула неогеновые конгломераты перед собой, превратив их в однородную массу гальки и валунов в супесчано-дресвяном заполнителе, причем среди этой однородной массы резко выделяются блоки четвертичных галечников размером до первых десятков метров, представляющие собой, скорее всего, захваченные оползнем террасы и русло пра-Кокомерена (рис. 3.9, 3.10) перемещенные вместе с массой неогеновых конгломератов. Эта толща, двигавшаяся во фронте оползня, была буквально "вбита" в устье левого притока Кокомерена р. Кенсу и позднее была частично размита, когда р. Кенсу вырабатывала новую долину. Схожий "бульдозерный" эффект наблюдается и в отложениях Нижне-Кокомеренского оползня (41.736° с.ш., 74.0° с.ш.), перекрывавшего долину р. Кокомерен в нескольких километрах ниже по течению от Карачаулинского. Оползневое тело на правом борту долины было прорезано при строительстве автодороги и в этом разрезе (рис. 3.11) последовательно обнажаются раздробленные разноцветные коренные породы палеозоя, слагающие коренной левобережный борт долины, темно-лиловые породы зоны разлома (катаклазиты и милониты), отделявшего в коренном залегании палеозойские породы от неогеновых конгломератов и проходившего в основании склона, раздробленные неогеновые конгломераты и материал осыпей, залегающий в основании склонов. Т.е. эта последовательность аналогична той, в которой эти же породы залежали в обрушившемся склоне. Ближе к правому борту долины вся эта последовательность перекрыта обвальным осыпным материалом (опять же из конгломератов неогена). Обращает на себя внимание абсолютное отсутствие перемешивания пород разного состава – пачки, сложенные обломками разного состава, имеют очень четкие границы (см. врезку на Рис. 3.11).

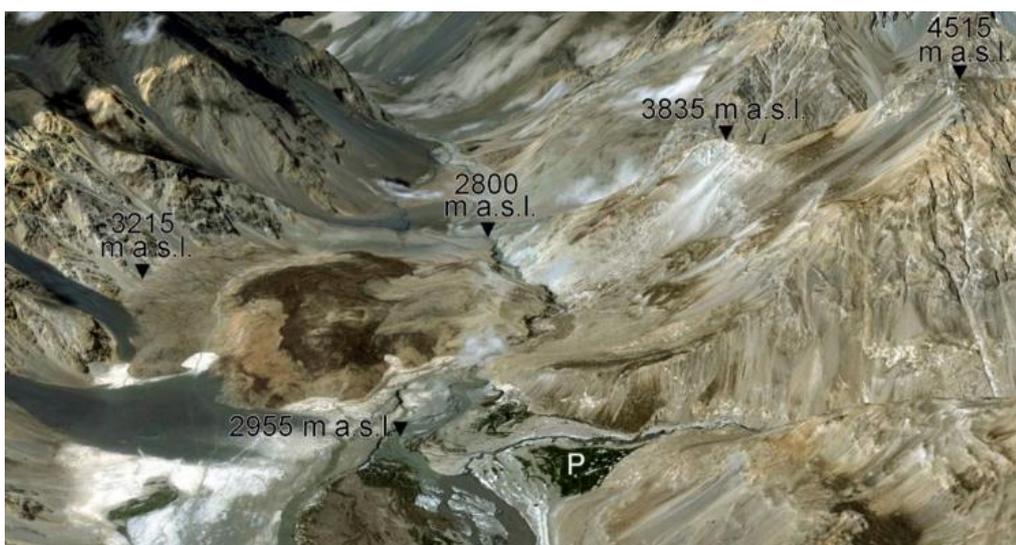


Рис. 3.6. Перспективное изображение Google Earth прорванной завальной плотины в долине р. Кудара ниже по течению от кишлака Пасор (P). Отчетливо видны пояса отложений, сложенные породами разного состава. Вогнутый склон между отметками 3835 и 4515 м над уровнем моря – фрагмент древней ледниковой долины

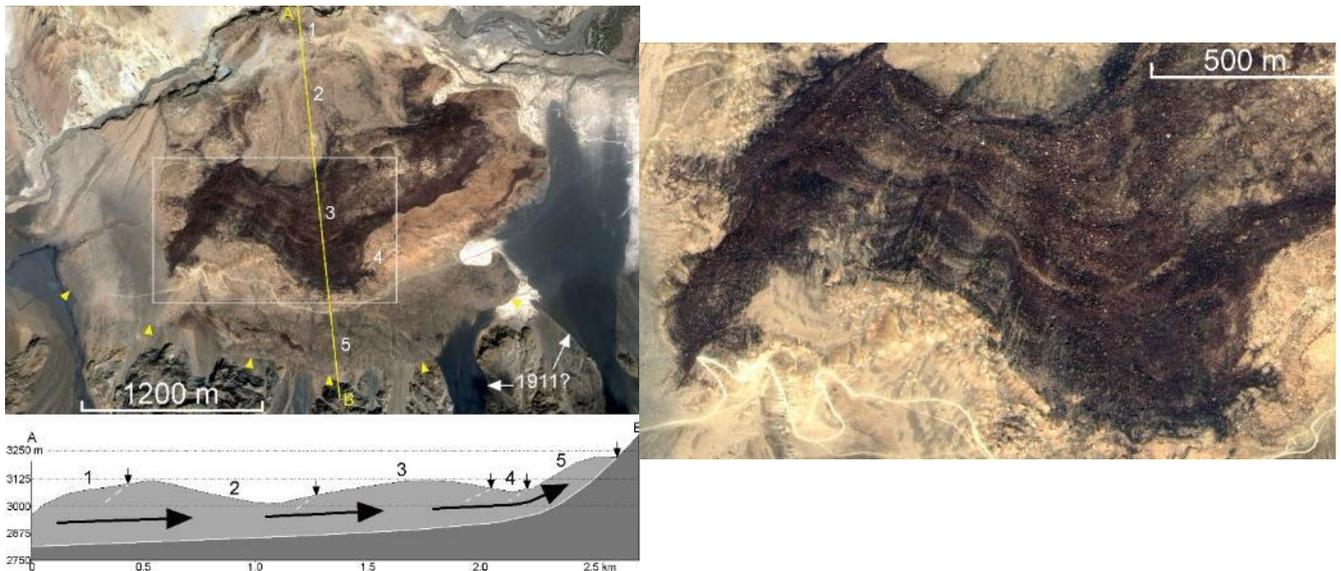


Рис. 3.7. Слева – плановое изображение тела Кударинского завала и его схематический разрез по линии А-В. Цифрами от 1 до 5 обозначены породы разного состава, слагающие тело завала. Отмечены также отложения ледово-каменной лавины, предположительно произошедшей при Сarezском землетрясении 1911 г. Справа – увеличенное изображение оконтуренного фрагмента, на котором очень четко видны даже отдельные слои, прослеживаемые в раздробленной обломочной массе, слагающей тело каменной лавины

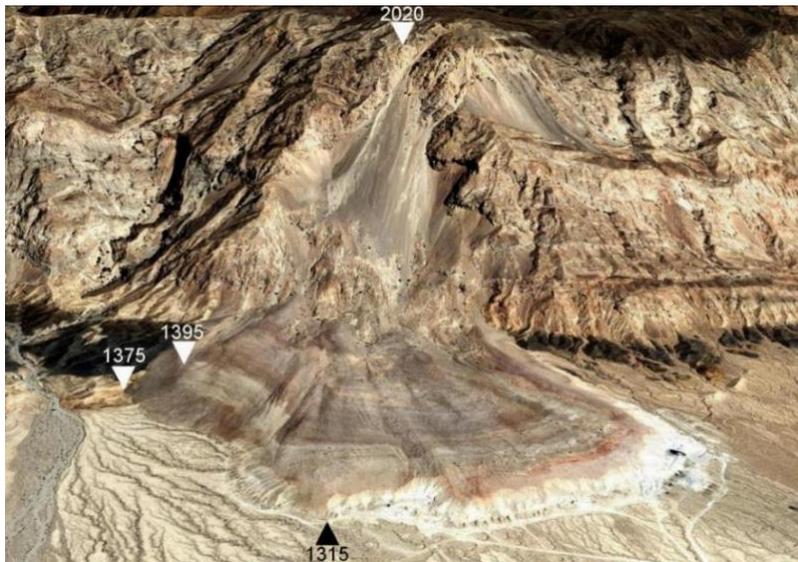


Рис. 3.8. Перспективное изображение Google Earth каменной лавины, в теле которой, сложенной раздробленным материалом, отчетливо прослеживаются отдельные слои, выделяемые в скальном массиве

В большинстве случаев, описанных выше, можно наблюдать некоторое надвигание "активных" верхних (толкающих) частей оползневых тел на их "пассивные" нижние (толкаемые) части. Такая структура отражена на схематическом разрезе через Кударинский завал, показанном на рис. 3.7.

При дальнейшем развитии этого явления происходит формирование псевдо-слоистой структуры оползневых тел, когда обломки пород, залегавших в основании склона, точнее, в основании оползневого цирка, образуют нижний "слой" оползневого тела, последовательно перекрываемый "слоями" обломков пород, изначально залегавших выше по склону (см. рис. 3.4-В).

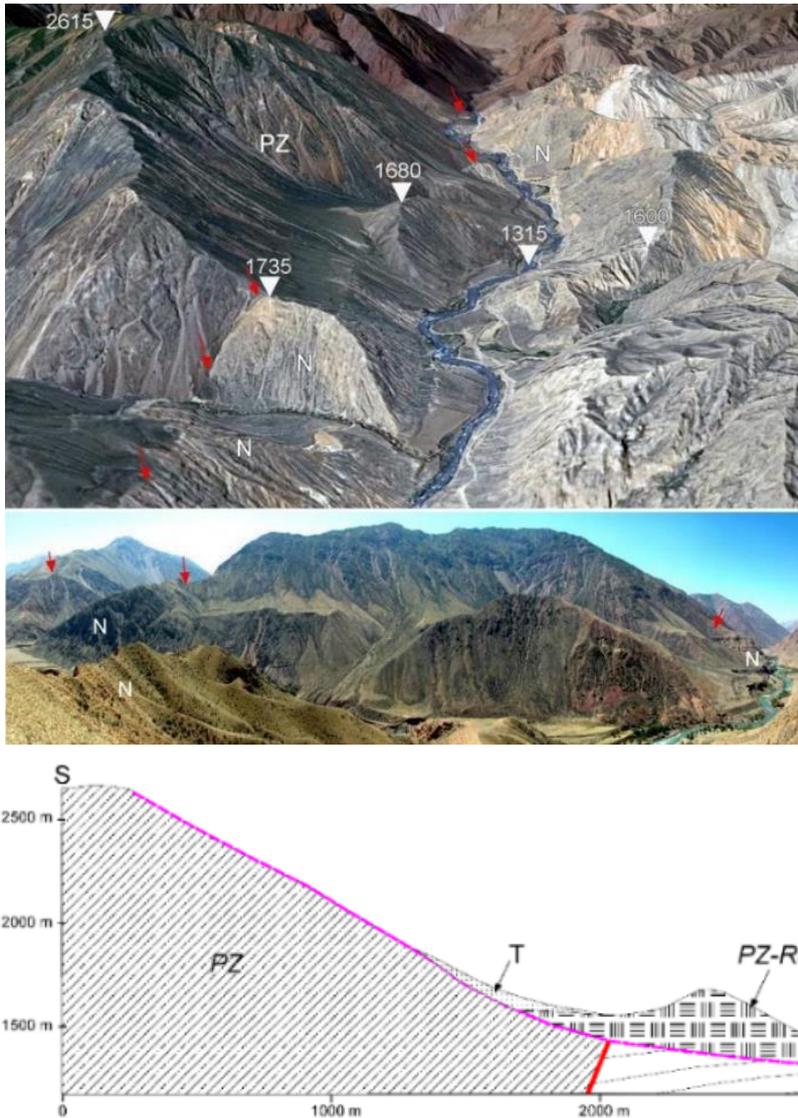


Рис. 3.9. Перспективное изображение Google Earth и панорама Карачаулинского оползня с противоположного борта долины р. Кокомерен. Красными стрелочками обозначен разрыв, отделяющий верхнюю часть склона, сложенную палеозойскими отложениями от его нижней части, сложенной неогеновыми конгломератами. Внизу – схематический разрез оползня. PZ и N – палеозойские и неогеновые отложения в коренном залегании; PZ-RS и N-RS – они же в оползневом теле; Q-RS – четвертичные галечники смещенные вместе с подстилающими их неогеновыми отложениями; T – Осыпные отложения в оползневом цирке

Такое строение имеет тело колоссального позднеплейстоценового Кокомеренского оползня в Центральном Тянь-Шане объемом примерно 1.5 км^3 (41.93° с.ш., 74.23° в.д.), сошедшего с левого борта долины р. Кокомерен высотой более 1600 м и трансформировавшегося в каменную лавину (рис. 3.12). Следует отметить, что каменная лавина двигалась по достаточно сложной траектории – сперва по поверхности широкой надпойменной террасы высотой в несколько десятков метров над уровнем реки (на момент образования оползня; в настоящее время река врезана еще примерно на 40 метров глубже), затем обрушилась в русло, пересекла его и поднялась не менее чем на 250-300 м на противоположный правый борт долины (сейчас там сохранился лишь незначительный фрагмент верховой части завала). При этом в теле лавины сохранилась исходная последовательность "слоев", сложенных обломками пород разного состава (рис. 3.13, 3.14).

Другими яркими примерами такого "многослойного" строения оползневых тел являются Иныльчекская каменная лавина (42.16° с.ш., 79.457° в.д.) в восточной Киргизии (рис. 3.15, 3.16) и сложно-построенный Орнокский оползень (41.716° с.ш., 74.223° в.д.) в долине р. Кокомерен в центральной Киргизии (рис. 3.17).

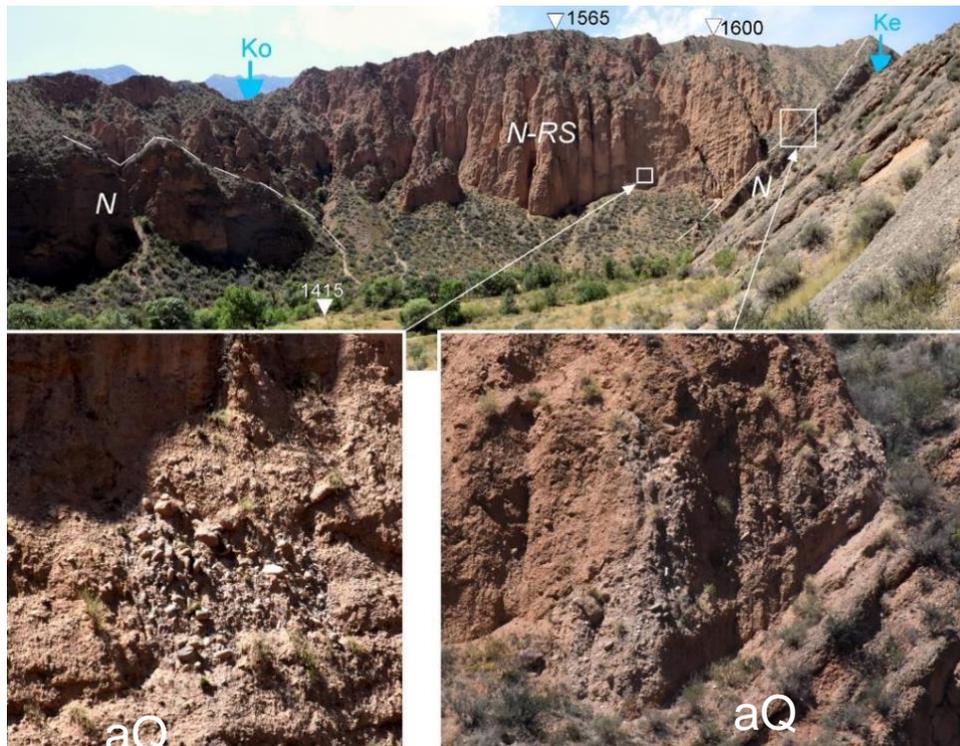


Рис. 3.10. Вид на фронтальную часть Карачаулинского оползня из долины р. Кенсу (Ke), прежнее устье которой, выработанное в отложениях неогена (N) было заполнено отложениями оползня (раздробленными неогеновыми конгломератами – N-RS) с включением блоков валунно-галечных отложений четвертичного возраста (aQ), показанных на врезках. Ko – долина р. Кокомерен



Рис. 3.11. Вверху – вид на Нижне-Кокомеренский оползень (каменную лавину) из долины правого притока Кокомерена, подпертой оползнем. Красными стрелочками обозначена стенка отрыва; вал, перекрывающий долину – оползневое тело.



Внизу – неперемешанные обломки пород в прорези строящейся дороги. Ms - обломки метаморфизованных осадочных пород палеозоя; FZ - тектонически нарушенные породы зоны разлома; N – разрушенные неогеновые конгломераты; S – материал осыпи, перемещенный из подножия левого борта долины Кокомерена; N-T – отложения осыпей с правобережного борта долины, сложенного неогеновыми конгломератами; RF – обвалившиеся глыбы неогеновых конгломератов

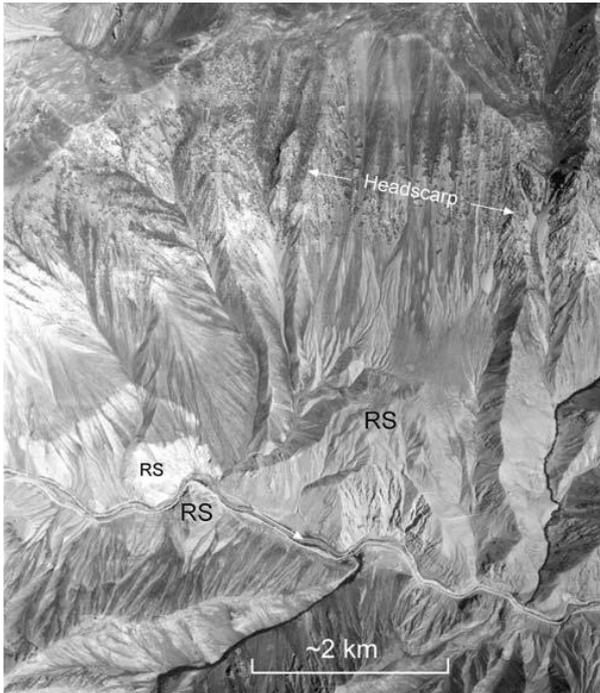


Рис. 3.12. Аэрофотоснимок Кокомеренского оползня. RS – сохранившиеся части оползневого тела; Headscarp – стенка отрыва, белые стрелочки указывают на края оползневого цирка

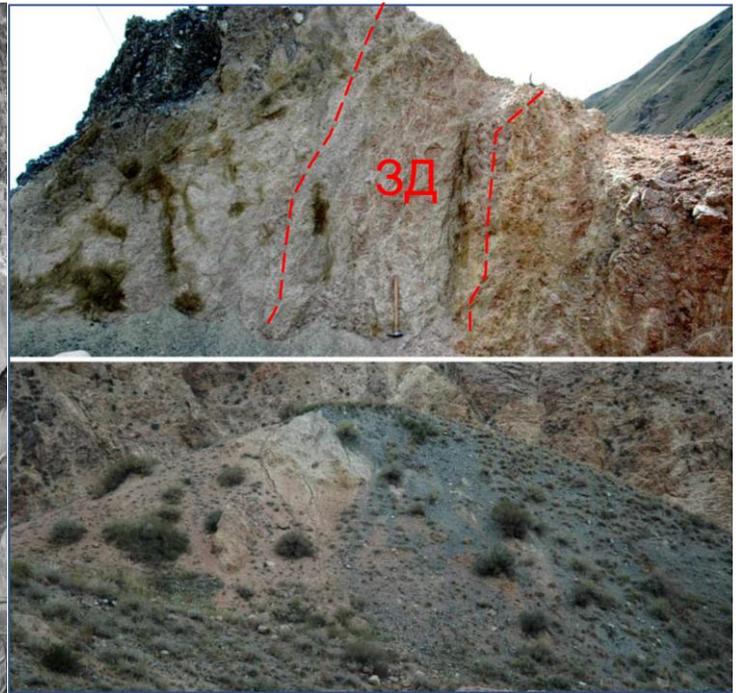


Рис. 3.13. Обнажения на правом борту долины р. Кокомерен примерно в 120 м над современным уровнем реки и в 2 км от места залегания этих пород в стенке отрыва. Вверху – зона дробления (ЗД), смещенная в оползневом теле. Внизу – чередование сильно раздробленных гранитов (белесая и розовая пачки) и столь же сильно раздробленных метаморфизованных песчаников (серая пачка)

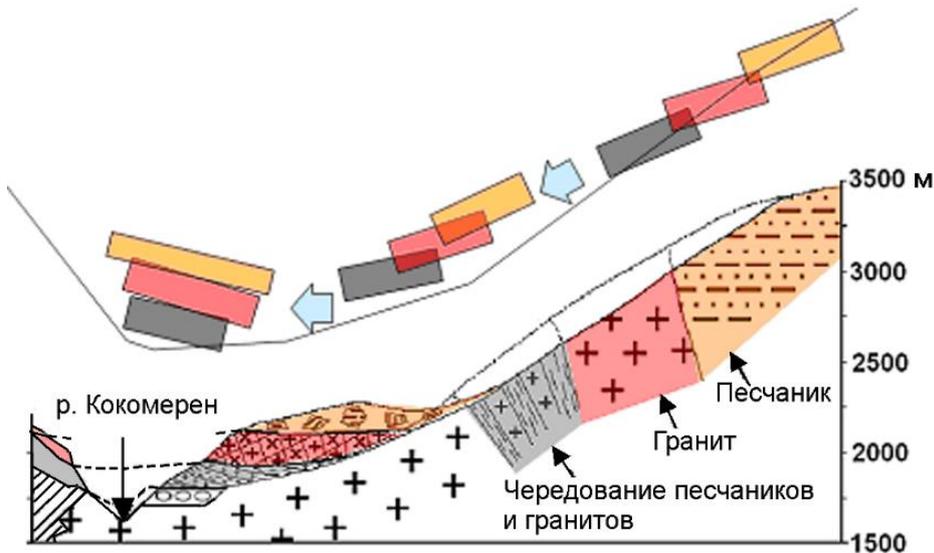


Рис. 3.14. Принципиальная схема строения и формирования тела Кокомеренского оползня (каменной лавины) (из работы Hartvich et al., 2008)

Для Орнокского оползня (см. рис. 3.17) характерны черты как "последовательного", так и "псевдо-слоистого" расположения отдельных частей оползневого тела. Нарушенный склон сложен толщей палеозойских глинистых сланцев, взброшенных на неогеновые отложения (в основном, конгломераты) по зоне новейшего разлома. Тыловая часть оползневого тела представляет

собой классический блоковый оползень вращения по круглоцилиндрической (в разрезе) поверхности, в теле которого в той же последовательности присутствуют палеозойские сланцы, породы зоны дробления и континентальные неогеновые конгломераты (рис. 3.18).

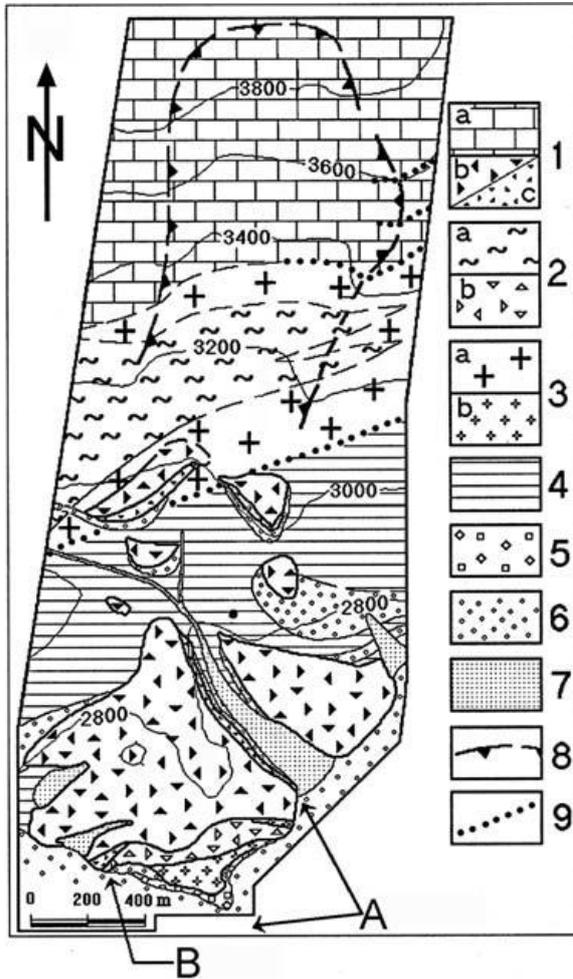


Рис. 3.15. Схематическая геологическая карта Иныльчекской каменной лавины.

1 – черные известняки карбона (a – в коренном залегании, b – крупные глыбы панцирной фации и сильно раздробленный материал внутренней фации);

2 – метаморфизованные сланцы (a – в коренном залегании, b – обломки щебенистой размерности);

3 – граниты (a – в коренном залегании, b – обломки щебенистой размерности);

4 – силурийские песчаники и глинистые сланцы в основании склона;

5 – отложения Аtdжайлауской каменной лавины, сошедшей с противоположного борта долины;

6 – аллювиальные отложения поймы и надпойменных террас;

7 – конус выноса р. Галды-Су;

8 – оползневой цирк;

9 – тектоническое нарушение с признаками молодых подвижек;

A – положение обнажения, показанного на Рис. 3.16;

B – обнажение, где под отложениями Иныльчекской каменной лавины залегают деформированные лессовидные суглинки

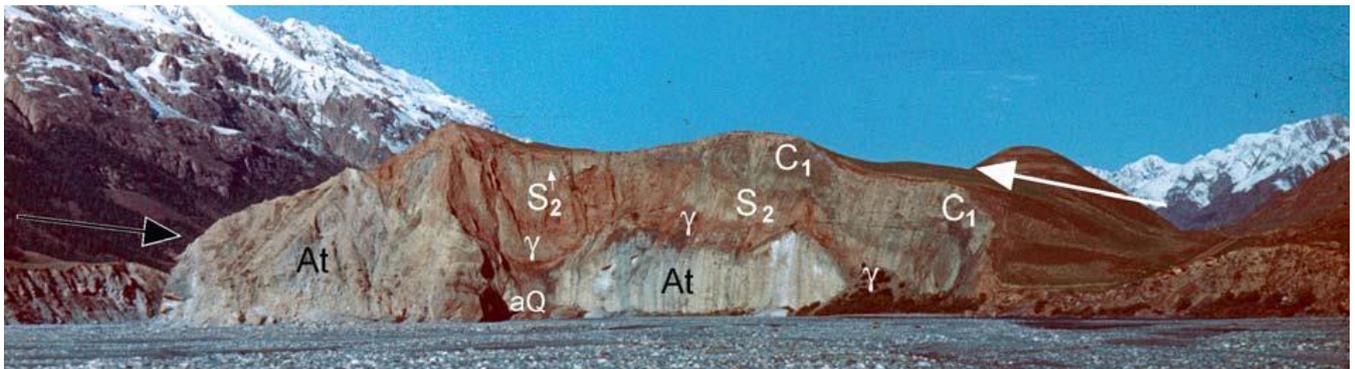


Рис. 3.16. Фронтальная часть Иныльчекской каменной лавины (ее направление движения показано белой стрелочкой), перекрывающая фронтальную часть Аtdжайлауской каменной лавины (ее направление движения обозначено черной стрелочкой). At – раздробленные белые известняки Аtdжайлауской каменной лавины; aQ – аллювиальные отложения, сохранившиеся в узкой эрозионной промоине в теле этой лавины под отложениями Иныльчекской лавины; γ – обломки палеозойских гранитов, S₂ – обломки сланцев среднего силура, C₁ – обломки и глыбы нижнекаменноугольных черных известняков

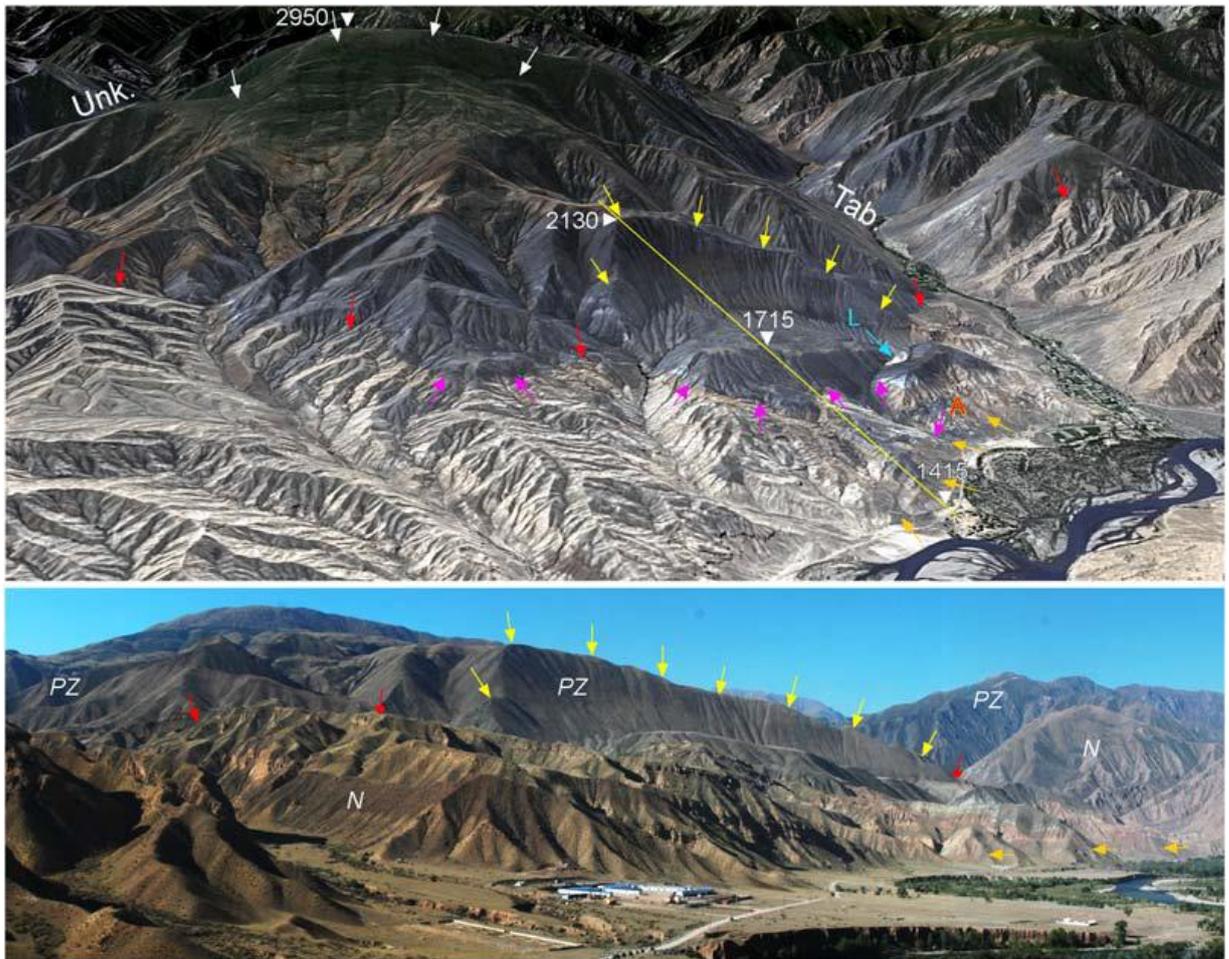


Рис. 3.17. Вверху – перспективное изображение Google Earth постепенно деформирующегося склона на левом борту долины р. Кокомерен между долинами его притоков рек Ункурсай (Unk) и Табылгаты (Tab), в нижней части которого и сформировался Орнокский оползень. Внизу – фотография этого участка. Белые стрелочки – контур деформируемого участка склона; желтые стрелочки – стенка отрыва Орнокского оползня; оранжевые стрелочки указывают на фронт отложенной каменной лавины (сохранившейся от размыва); красные стрелочки – новейший разлом в коренном залегании; малиновые стрелочки – этот же разлом, смещенный оползнем; малиновая стрелочка с красной буквой А – обнажение, где в теле оползня виден еще один разлом, показанный на Рис. 3.21; голубая стрелочка обозначенная 'L' – озерные отложения, накопившиеся в тыловой депрессии; желтая линия – профиль, показанный на Рис. 3.18; N – неогеновые отложения; PZ – палеозойские отложения

Фронтальная же часть этого оползневого тела представляет собой классическую "многослойную" каменную лавину (рис. 3.19), верхний "слой" которой сложен обломками темно-серых палеозойских сланцев, изначально находившихся выше по склону, а нижележащие слои – обломками неогеновых отложений, местами с линзами из отложений осыпей, когда-то залегавших в основании склона (рис. 3.20). На этом рисунке также видно, что слои неогеновых конгломератов нижней части блокового оползня постепенно разрушались, трансформируясь в глыбы конгломератов в однородной массе галечников в супесчано-дресвяном заполнителе, обрзовавшихся при дроблении конгломератов.

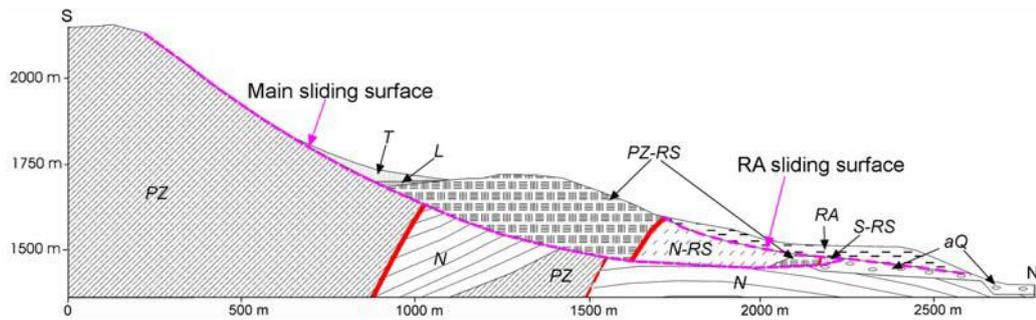


Рис. 3.18. Схематический разрез Орнокского оползня. *PZ* и *N* – палеозойские и неогеновые отложения в коренном залегании; *PZ-RS* и *N-RS* – эти же отложения в теле оползня вращения; *RA* – отложения "псевдослоистой" каменной лавины; *S-RS* четвертичная осыпь, на которую взброшены палеозойские отложения и вся последовательность смещена оползнем (см. Рис. 3.21); *aQ* – четвертичные галечники, перекрытые оползневыми отложениями; *L* – пост-оползневые озерные отложения в тыловой депрессии оползня вращения; *T* – коллювиально-делювиальный шлейф у подножия оползневого цирка

В основании фронтальной части каменной лавины находится перемещенный блок, в котором сохранилась следующая последовательность отложений – метаморфизованные палеозойские зеленоватые и фиолетовые алевролиты, зона молодого тектонического нарушения и сцементированные осыпные отложения, на которые по этому разрыву были взброшены отложения палеозоя (рис. 3.21).



Рис. 3.19. Вид с запада на фронтальную ("лавиновую") часть Орнокского оползня. Лиловые стрелочки указывают на зоны разломов, смещенные оползнем. Разрыв, обозначенный 'A', показан на рис. 3.21. Желтая стрелочка с индексом 'B' указывает на обнажение, в котором оползневое тело перекрывает аллювиальные галечники. 1 – тыловой блок оползня вращения, сложенный палеозойскими метаморфизованными осадочными породами; 2 – слои неогеновых отложений также в теле оползня вращения, угол падения которых увеличился вследствие перемещения по кругоцилиндрической поверхности; 3 – субгоризонтальные "слои" обломков в теле каменной лавины, образовавшейся перед фронтом блокового оползня вращения

В нескольких случаях удалось наблюдать сохранение в теле каменной лавины взаимного положения пород разных типов, изначально залегавших не выше и ниже на склоне, а рядом, в продольном направлении. Такие взаимоотношения наблюдались у каменной лавины Мини-Кёфельс (41.906° с.ш., 74.28° в.д.) в долине р. Кокомерен (такое название оползень получил из-за некоторого морфологического сходства с гигантским оползнем Кёфельс в Австрийских Альпах

– см. Abele, 1974; Brückl, Heuberger, 2001). Большая часть его тела, сохранившегося, преимущественно, на левом борту долины р. Кокомерен, сложена сильно раздробленными обломками темно-красных гнейсов, но его крайняя правая (по ходу) часть состоит из обломков темно-серых изверженных пород (рис. 3.22). Аналогично эти типы пород залегают и в области питания этой каменной лавины.



Рис. 3.20. Зона перехода блокового Орнокского оползня вращения (RS) в каменную лавину (RA). Условная граница между ними показана пунктирной линией. Видно, как слоистые неогеновые отложения с пачками конгломератов (на врезке справа внизу) сменяются отдельными глыбами конгломератов в однородной массе этих же раздробленных пород. Внизу слева – прослой осыпных отложений (SCREE) в толще раздробленных конгломератов неогена. Стрелочки с индексом 'L' указывают на озерные отложения, накопившиеся в понижении на поверхности тела каменной лавины



Рис. 3.21. Зона разлома, сложенная зеленовато-голубыми и фиолетовыми катаклазитами и милонитами, по которому блок метаморфизованных алевролитов (RS) взброшен на сцементированные осыпные отложения (S). Вся эта последовательность находится во фронтальной части оползневого тела под отложениями псевдослоистой каменной лавины (см. 'A' на рис. 3.19)

Схожее взаимное расположение зон в оползневом теле, сложенных обломками пород разных типов, наблюдалось в теле "прыгающей" каменной лавины в долине правого притока р. Кокомерен, реки Кашкасу (41.867° с.ш., 74.15° в.д.). Морфология и особенности механизма формирования таких каменных лавин будут описаны ниже, в Главе 6. Здесь же отмечу, что во фронтальной части этого оползневого тела, образующего хорошо сохранившуюся завальную плотину, среди глыб очковых гнейсов отчетливо выделяются полосы шириной до ~ 10 м, сложенные глыбами основных пород, вытянутые вниз по склону, т.е. по направлению движения оползня. Скорее всего изначально это были мощные дайки габбро, внедрившиеся в толщу гнейсов.



Рис. 3.22. Фронтальная часть тела оползня Мини-Кёфельс на левом борту долины р. Кокомерен (вид со стороны оползневого цирка). Левая (большая) часть тела, образующего ступень на склоне, сложена обломками темно-красных гнейсов, в правая часть – обломками темно-серых изверженных пород. Граница между ними обозначена пунктирной линией

Завершая этот раздел, отмечу, что сохранение того же взаимного положения обломков пород разных типов, какое эти породы имели в коренном залегании (под "коренным" в данном случае имеется в виду положение и скальных и рыхлых пород на склонах до формирования оползней) и отсутствие признаков перемешивания обломков разного состава указывает на ламинарный характер "сухого течения" обломочной массы при движении таких оползней и каменных лавин. Это резко отличает каменные лавины от селевых потоков, характеризующихся преимущественно, турбулентным характером движения, в процессе которого материал сильно перемешивается, образуя достаточно однородную по составу обломочную массу (Виноградов, 1977; Степанов, Степанова, 1991; Степанов, Яфязова, 2014).

Описание особенностей строения оползневых тел в Центрально-Азиатском регионе будет неполным, если не упомянуть уникальный Ак-Кёльский оползень в долине р. Ункурсай – левого притока реки Кокомерен в Киргизии (41.68° с.ш., 74.28° в.д.). Оползень объемом около 20 миллионов кубометров произошел на склоне, сложенном сравнительно малопрочными конгломератами, песчаниками и алевролитами каменноугольного возраста с хорошо выраженной слоистостью и с прослоями гипса, смятыми в крупную синклиналиную складку, шарнир которой полого

падает в сторону реки. Это был классический клинообразный оползень скольжения с очень глубоким в плане цирком, захватившим локальный водораздел (рис. 3.23). Южная стенка цирка идеально совпадает со слоистостью, северная – очень близка к слоистости.

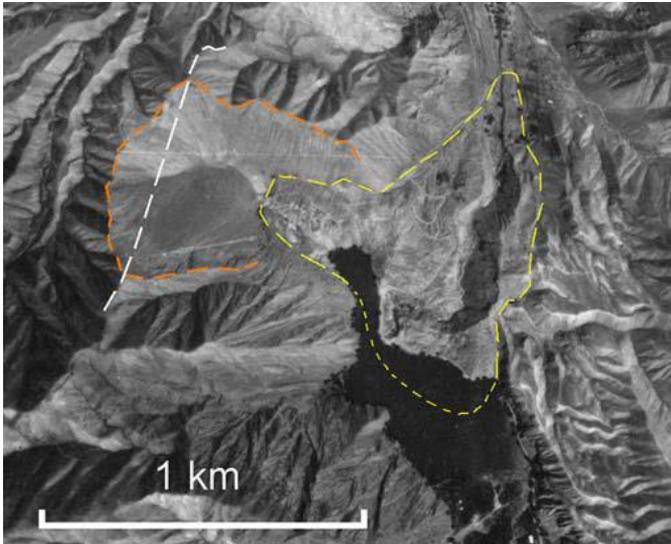


Рис. 3.23. Аэрофотоснимок Ак-Кельского оползня. Коричневая пунктирная линия обозначает оползневой цирк, желтая пунктирная линия – тело оползня, белая пунктирная линия – дооползневое положение локального водораздела

Фактически, при формировании оползня ядро синклинали полностью "вывалилось" в долину, образовав завальную плотину, которая позднее была глубоко промыта. Уникальной особенностью этого оползня является то, что когда ядро синклинали с углами падения слоев на крыльях около 40° выдвинулось в долину и лишилось поддержки со стороны вмещавших его частей массива, складка "развернулась" и в оползневом теле мы видим хорошо выраженные практически горизонтальные пачки мелкогалечных конгломератов, песчаников и алевролитов, достаточно сильно трещиноватые, но сохранившие слоистую структуру (рис. 3.24).



Рис. 3.24. Тело Ак-Кельского оползня, сложенное практически горизонтально залегающими слоями, распрямившимися после выхода оползневого тела (ядра синклинали) из коренного массива. На заднем плане находится оползневой цирк. Белой пунктирной линией обозначена слоистость в коренном залегании

3.2 Возможность "отбрасывания" оползня от материнского массива

Приведенные выше данные о структуре отложений многочисленных крупных оползней, зародившихся на склонах, сложенных скальными грунтами и трансформировавшихся в

каменные лавины, свидетельствуют о том, что после отрыва массива горных пород, вовлеченного в оползень, его тело смещается по поверхности скольжения под действием силы тяжести и, в зависимости от геометрии этой поверхности и особенностей его строения и свойств, формирует каменную лавину с последовательной или псевдослоистой структурой отложений (см. рис. 3.4). Такая кинематика движения противоречит модели, предложенной в работах И.М. Васькова (2017, 2019) для объяснения движения грандиозной Каривхохской (Кариухохской) каменной лавины в Северной Осетии в долине р. Ардон (рис. 3.25) и ряда других оползней, которая предусматривает отбрасывание тела оползня от материнского массива вследствие разгрузки напряжений в массиве скальных грунтов и рассматривается им, как некоторый "универсальный" механизм формирования таких оползней (ошибочно, на мой взгляд, классифицируемых, как обвалы – см. главу 5). Схожие предположения об отбрасывании массива от склона при землетрясениях высказывались и некоторыми китайскими исследователями.

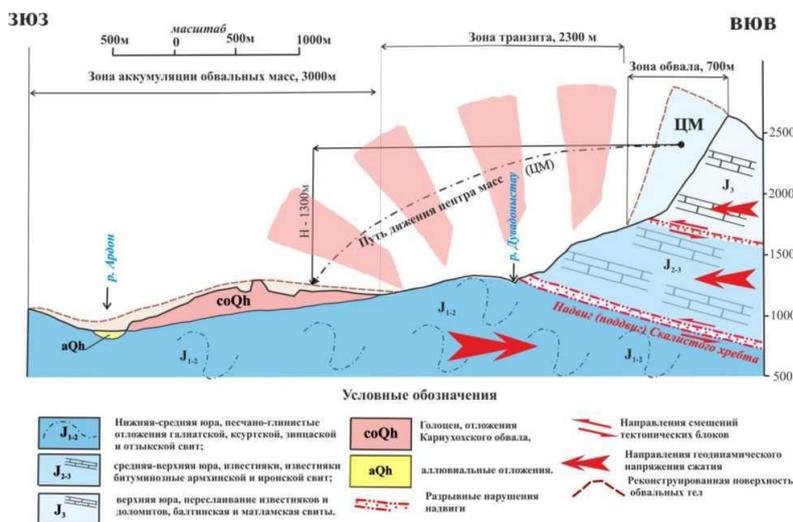


Рис. 3.25. Модель формирования Каривхохской каменной лавины, предложенная И.М. Васьковым (Рис. 4 из работы Васьков, 2017)

Во-первых, как показало изучение менее крупных Ксуртинской и Сулартинской каменных лавин, произошедших в том же районе на южном обрыве Скалистого хребта, что и Каривхохский, но к западу от долины прорыва р. Ардон (рис. 3.26) (Strom, 2004), перед их фронтом, сложенным сильно раздробленными известняками средне- и верхнеюрского возраста, в однородной массе раздробленных аргиллитов и алевролитов закатаны глыбы глинистого флиша. Источником этого материала был терригенный флиш среднеюрского возраста, подстилающий карбонатную толщу, образующую Скалистый хребет. Местами эти же раздробленные флишевые отложения уходят под раздробленные известняки. Обрушения на южном склоне Скалистого хребта, на левобережье Ардона, произошли там, где верховья древних оврагов подошли непосредственно к подножию хребта, вскрыв малопрочные флишевые отложения преимущественно глинистого состава. Эти отложения не выдержали веса километровой толщи известняков и стали выжиматься в свободное

пространство верховьев оврагов. В результате здесь сформировались своеобразные оползни выдавливания, что и привело, в конечном итоге, к обрушениям на склоне хребта. При этом колоссальные массивы известняков, смещающиеся вниз по склону, выталкивали флишевые отложения перед собой и, в процессе движения, частично перетерли ту их часть, которая попала в подошву формировавшихся каменных лавин (Strom, Zerkal, 2021). Аналогичный механизм показан на рис. 3.4-А и на разрезе на рис. 3.7. Таким образом, принципиально механизм формирования грандиозных оползней на южном склоне Скалистого Хребта на Кавказе аналогичен механизму формирования оползней в Центральной Азии, произошедших на склонах, сложенных породами разного состава, а показанный на рис. 3.25 "полет" массы скальных грунтов не мог привести к формированию такой структуры оползневого тела.

Во-вторых, фронт Каривхохой каменной лавины поднялся примерно на 400 м на противоположный борт долины р. Ардон. При той траектории движения, которая показана на схеме на рис. 3.25, такое движение вверх по склону крайне маловероятно. Но оно вполне возможно, если оползневое тело двигалось, следуя рельефу.

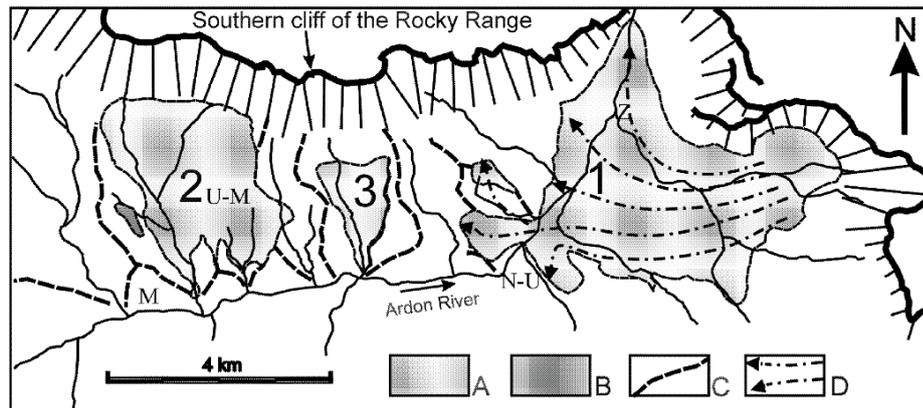


Рис. 3.26. Распространение отложений каменных лавин у южного подножия скалистого хребта в долине р. Ардон: 1 – Каривхохой, 2 – Сулартинско-Верхне-Мизурской, 3 – Ксуртинской. А – отложения каменных лавин, В – отложения предполагаемой более древней Сулартинской каменной лавины, С – локальные водоразделы между левыми притоками р. Ардон, D – предполагаемые направления движения материала Каривхохой каменной лавины. Поселки: Z – Зинцар, N-U – Нижний Унал, M – Мизур, U-M – Верхний Мизур. Из работы (Strom, 2004)

Наконец, рассматриваемый механизм "отбрасывания" трудно объяснить с чисто физической точки зрения. На любое тело, перемещающееся в воздухе, как это показано на рис. 3.25, воздействует сила тяжести, обеспечивающая его падение с ускорением $g=9.8 \text{ м/сек}^2$. Время падения центра масс скального массива объемом около 2 км^3 (Strom, 2004; в работах И.М. Васькова объем обрушения оценивается в 0.3 км^3 , но в данном случае это не принципиально) на 1300 м (h), как это опять же показано на рис. 3.25, составляло примерно 16 сек ($t=(2h/g)^{0.5}$). За это же время тело должно было "пролететь" около 3 км по горизонтали. При этом горизонтальное ускорение могло быть сообщено ему только до момента отрыва от основного массива. Далее он двигался по

инерции. Пренебрежем, для простоты, сопротивлением воздуха и будем считать указанную горизонтальную скорость постоянной. В данном случае она равна ~ 184 м/сек или ~ 663 км/час. Даже если предположить, что "разгон" происходил, к примеру, в течение 1 секунды, то ускорение должно было составлять около 19 g, при том что зарегистрированные пиковые ускорения при сильнейших землетрясениях не превышают 2-3 g, причем на гораздо более высоких частотах. Разлет обломков при горных ударах не превышает первых десятков метров. Как только происходит отрыв перемещающегося блока от материнского массива, "разгоняющая" его сила перестает действовать. Никакие остаточные напряжения в случае их внезапной разгрузки не могут дать такого нереального эффекта, тем более, что уровень этих напряжений конечен и ограничен пределом прочности пород (в данном случае, пределом прочности на отрыв). Замечу также, что кинетическая энергия тела объемом 2 км^3 , двигавшегося с такой скоростью, была бы эквивалентна полной энергии взрыва 16 мегатонн (!) тротила.

Показанное на схеме на рис. 3.25 "направление геодинамического напряжения сжатия" в верхней части разреза также противоречит законам физики. Напряжение – физическая величина, численно равная упругой силе на единицу площади сечения тела (Яворский и Детлаф, Справочник по физике 1968 г.). Тело, на которое действуют силы, сумма векторов которых не равна нулю, должно двигаться с ускорением. Горизонтальное сжатие, не приводящее к такому движению, возможно ниже уровня регионального эрозионного вреза. Но если на верхнюю часть склона будут действовать силы, направленные в свободное пространство, как показано на этой схеме, массив должен двигаться туда, а не накапливать упругие напряжения, которые затем реализуются с отбрасыванием части склона.

Более реалистичной представляется модель, предложенная О.В. Зеркалем (Zerkal et al, 2017), согласно которой в глубине скального массива, там, где крутая тыловая стенка отрыва смыкается с пологой поверхностью скольжения в основании оползневого тела, формируется так называемая "призма Прандля", в которой породы находятся в перенапряженном состоянии. Предполагается, что реализация этих избыточных напряжений может давать некоторый дополнительный импульс смещающемуся скальному массиву, но его вклад в движение оползня намного (на порядки) меньше, чем импульс, накопленный при движении материала с ускорением вниз по склону.

Доказательством того, что деформация массива скальных грунтов под действием силы тяжести действительно может создавать избыточные напряжения, приводящие к аномальному перемещению отложений каменных лавин, хотя и далеко не в таких масштабах, как показано на рис. 3.25, является распространение оползневых отложений по склону в горизонтальном направлении, за пределами глубокого оползневого цирка. Пожалуй наиболее ярко это проявилось на участке каменной лавины на правом борту долины р. Каракуджур в Центральном Тянь-Шане

(41.975 с.ш., 75.9 в.д.), показанной на рис. 3.27. Здесь отчетливо видно, что отложения каменной лавины лежат не только в основании склона, но и покрывают его часть, причем их выход за пределы собственно оползневого цирка начинается примерно в 300 м выше подножия склона, если не более.

Как это возможно? На отчленившийся от основного склона массив действует сила тяжести, вследствие которой он перемещается вниз по склону, постепенно ускоряясь и приобретая определенную кинетическую энергию ($E_{kin} = m \times V^2 / 2$) и импульс ($m \times V$). При этом E_{kin} – скалярная величина, а импульс – векторная и он направлен вниз по склону – по направлению вектора скорости. Для того, чтобы материал начал распространяться вдоль склона за пределами цирка, на него должна действовать дополнительная сила, также направленная вдоль склона. Можно предположить, что деформация началась в верхней части будущего цирка, что привело к развитию т.н. баклинга (buckling) – выпучиванию основания склона под действием дополнительной нагрузки – своеобразный подтип оползней выдавливания, когда этот процесс охватывает не пластичные породы (как в вышеописанном примере из Северной Осетии), а относительно прочный скальный грунт, способный не деформироваться пластически, а накапливать значительные упругие напряжения. Когда уровень этих напряжений превышает предел прочности, "выпученный" участок в нижней части склона "лопается", причем материал при этом получает импульс, направленный во все стороны, в том числе вдоль склона, что и приводит к формированию плащеобразного покрова на склонах.

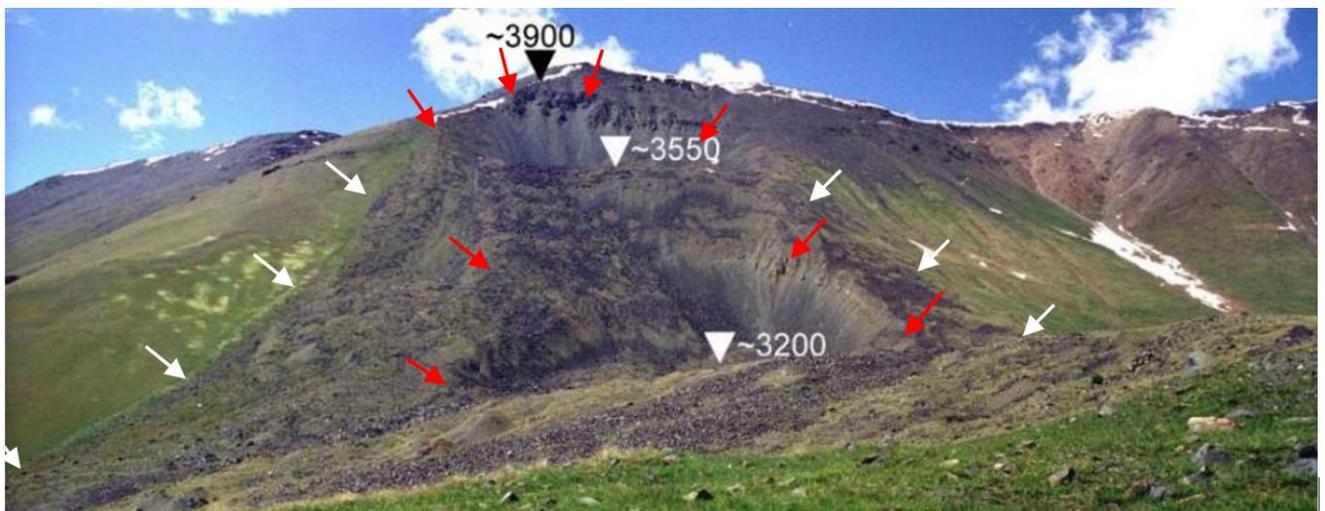


Рис. 3.27. Обломочный покров каменной лавины, вышедший за пределы контура оползневого цирка еще на склоне, более чем в 300 м выше его основания. Красные стрелки – контуры оползневого цирка, белые стрелки – границы каменной лавины на склоне за пределами цирка

Еще один случай аналогичного распространения обломочного материала по поверхности склона обнаружен в Таласском хребте в северо-западной части Центрального Тянь-Шаня. Оползень образует плотину оз. Бешташ (на левом притоке р. Талас (42.207° с.ш., 72.486° в.д.). Обрушение примерно 15 миллионов м³ произошло на склоне высотой 1 км, сложенном палеозойскими

гранитами. Обрушилась верхняя, выветрелая часть склона на протяжении около 1000 м. Здесь также часть обломочного материала перекрывает склон на берегу озера за пределами кромки оползневого цирка на протяжении до 350 м и на высоту до 400 м.

Следует отметить, что описанное явление может приводить к существенному увеличению площади поражения каменной лавины, как это произошло, к примеру при формировании оползня Байге в верховьях р. Янцзы в КНР в 2018 г. (рис. 3.28).



Рис. 3.28. Оползень Байге на правом борту долины р. Джинша (верховья р. Янцзы), КНР, произошедший в 2018 г. Нижняя часть склона покрыта обломочным материалом (границы обозначены белыми стрелками) за пределами собственно оползневого цирка, обозначенного красными стрелками

3.3 Гранулометрический состав отложений каменных лавин

Еще одной характерной особенностью отложений каменных лавин, наряду с унаследованным взаимным положением пород, обнажающихся на склоне в оползневом теле, является отчетливое двух- или трехчленное строение отложений каменных лавин, вне зависимости от количества типов пород, вовлеченных в оползнеобразование (см. рис. 3.3). При этом сверху всегда залегают остроугольные глыбы, иногда – гигантские блоки пород – так называемая "панцирная фация", ниже которой находится намного более сильно раздробленные обломки – внутренняя фация. Как отмечено выше, в ряде случаев удастся выделить также базальную фацию – сильно раздробленные и перетертые породы зоны скольжения, иногда с затынутыми в них фрагментами грунтов основания, по которому перемещалась каменная лавина (Hewitt, 2002, 2006; Dufresne et al., 2016). Некоторые авторы выделяли также зоны более интенсивно перетертых пород во внутренней фации, рассматривая их как результат взаимного перемещения отдельных частей оползневого тела. В частности, такие зоны выделялись в отложениях грандиозного оползня Флимз в Швейцарии (Pollet, Schneider, 2004; Pollet et al., 2005; Dufresne, Dunning, 2017). Иногда удавалось обнаружить даже псевдотахилиты – следы плавления горных пород в основании или внутри крупных оползневых тел. Впервые такие породы, названные "фрикционит" (frictionite – от friction – трение) были выявлены в теле гигантского оползня Кёфельз в Австрийских Альпах

(Erismann, 1979). Позднее были описаны и другие случаи, в частности в Гималаях (Heuberger et al., 1984; Weidinger, Korup, 2009) и в Перу (Legros et al., 2000). Подробный обзор особенностей внутреннего строения многочисленных оползневых тел сделан в работах (Dufresne et al., 2016; Strom, Abdrakhmatov, 2018).

3.3.1 Панцирная и внутренняя фации

Необходимо сразу подчеркнуть, что резкое различие в гранулометрическом составе панцирной и внутренней фаций отложений каменных лавин не может быть объяснено, как результат известного явления сепарации обломков при вибрационном воздействии на обломочную массу широкого грансостава, когда мелкозем постепенно "проваливается" вниз, а крупные обломки, вне зависимости от их изначального положения, "всплывают" вверх. Если бы имел место этот механизм, то среди панцирной фации отложений каменных лавин с "псевдослоистой" структурой присутствовали бы глыбы из разных "слоев", чего не наблюдается – панцирная фация всегда сложена глыбами из верхнего "слоя" (см. рис. 3.4-В) (Стром, 1994; Strom, 1994, 2006; Dufresne et al., 2016). Исключение составляют так называемые моларды – конические бугры высотой до нескольких метров, широко развитые на поверхности некоторых каменных лавин и, в ряде случаев сложенные обломками пород из нижележащих пачек (Cassie et al., 1988). Подробнее эти специфические формы микрорельефа будут рассмотрены ниже, в разделе 3.3.4.

В качестве примера можно привести уже упоминавшуюся выше Иныльчекскую каменную лавину (см. рис. 3.16). В разрезе видно, что ее тело сложено "слоями" сильно раздробленных обломков разного состава (рис. 3.29), в то время как на поверхности этого оползневого тела со слабо-холмистым рельефом залегает намного более грубообломочный материал с многочисленными глыбами черных известняков размером до нескольких метров – пород, слагающих исключительно верхнюю пачку (рис. 3.30).

Еще один яркий пример двучленного строения крупного оползневого тела – глубоко промытая завальная плотина в долине р. Кокбурунсу в Синьцзяне (41.75° с.ш., 80.02° в.д.) объемом около 100 миллионов кубометров. Оползень также произошел на склоне, сложенном породами разного состава и цвета и отдельные "слои", причем явно сложенные сильно раздробленным материалом, видны в борту каньона, глубоко врезанного в оползневое тело (рис. 3.31). Поверхность же оползня сложена крупными глыбами, хорошо различимыми на космических снимках (врезки В и С на рис. 3.31). При этом видно, что мощность панцирной фации невелика, по сравнению с общей мощностью оползневого тела, составляющей не менее 200-250 м (врезка С на этом рисунке). Хорошо видны также отличия в строении поверхности оползневого тела (врезки В и С) и поверхности расположенной выше конечной морены ледника (врезка А). Замечу, что в отличие

от оползней в Киргизии и Казахстане, изученных автором в поле, особенности гранулометрического состава отложений этого оползня были достаточно уверенно установлены только на основании анализа общедоступных космических снимков высокого разрешения.

Аналогичное двучленное, а, иногда, трехчленное строение наблюдалось и у многих других каменных лавин, обследованных автором. В частности, оно ярко проявлено у Кокомеренского оползня в Центральном Тянь-Шане с отчетливо выраженной "псевдослоистой" структурой оползневых отложений (см. рис. 3.14). В его правобережной части, легко доступной для непосредственного наблюдения, хорошо видно, что сверху залегают сохранившиеся от размыва "слои" угловатых неокатанных глыб метаморфизованных песчаников и мясо-красных гранитов (рис. 3.32). Аналогичная последовательность пород наблюдается в верхней части оползневого цирка. Этот сохранившийся фрагмент панцирной фации подстилается мощной толщей интенсивно раздробленных чередующихся пачек метаморфизованных осадочных пород и гранитов (см. рис. 3.13, 3.33).

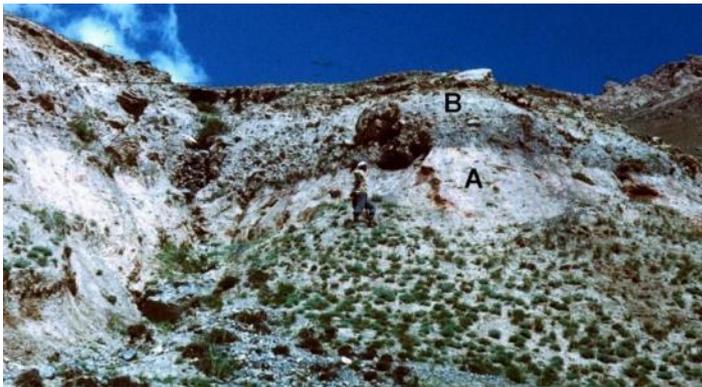


Рис. 3.29. Неперемешанные "слои" сильно раздробленных обломков гранитов (А) и черных известняков (В) мощностью в несколько метров в теле Иныльчекской каменной лавины



Рис. 3.30. Холмистая поверхность тела Иныльчекской каменной лавины с многочисленными крупными глыбами. В качестве масштаба на переднем плане – дикий як высотой в холке около 2 м

Чрезвычайно наглядный пример – колоссальная завальная плотина Большого Алматинского озера в верховьях реки Большая Алматинка (43.065° с.ш., 76.986° в.д.) объемом, по предварительным оценкам, около 450 миллионов кубометров. Значительная часть поверхности тела плотины мощностью до нескольких сотен метров представляет собой развал глыб гнейсов размером до нескольких метров (рис. 3.34).

Однако в придорожном карьере в средней части завальной плотины видно, что панцирная фация здесь фактически имеет мощность "в одну глыбу", а ниже, без выраженной переходной зоны, залегают такие же гнейсы, но раздробленные до состояния щебня (рис. 3.35). Такой гранулометрический состав оползневых отложений отражает характер деформаций, протекающих при перемещении каменных лавин. Причем это наблюдается не только в отложениях грандиозных

каменных лавин, к которым относятся большинство вышеописанных примеров, но и у сравнительно небольших оползней, произошедших на склонах, сложенных коренными породами (гнейсами и кристаллическими сланцами), как, например, у небольшой каменной лавины объемом всего около 1 миллиона кубометров и мощностью до 40 м в приустьевой части долины р. Тогузбулак на Памире (37.703° с.ш., 72.395° в.д.), вблизи ее впадения в р. Гунт (рис. 3.36).

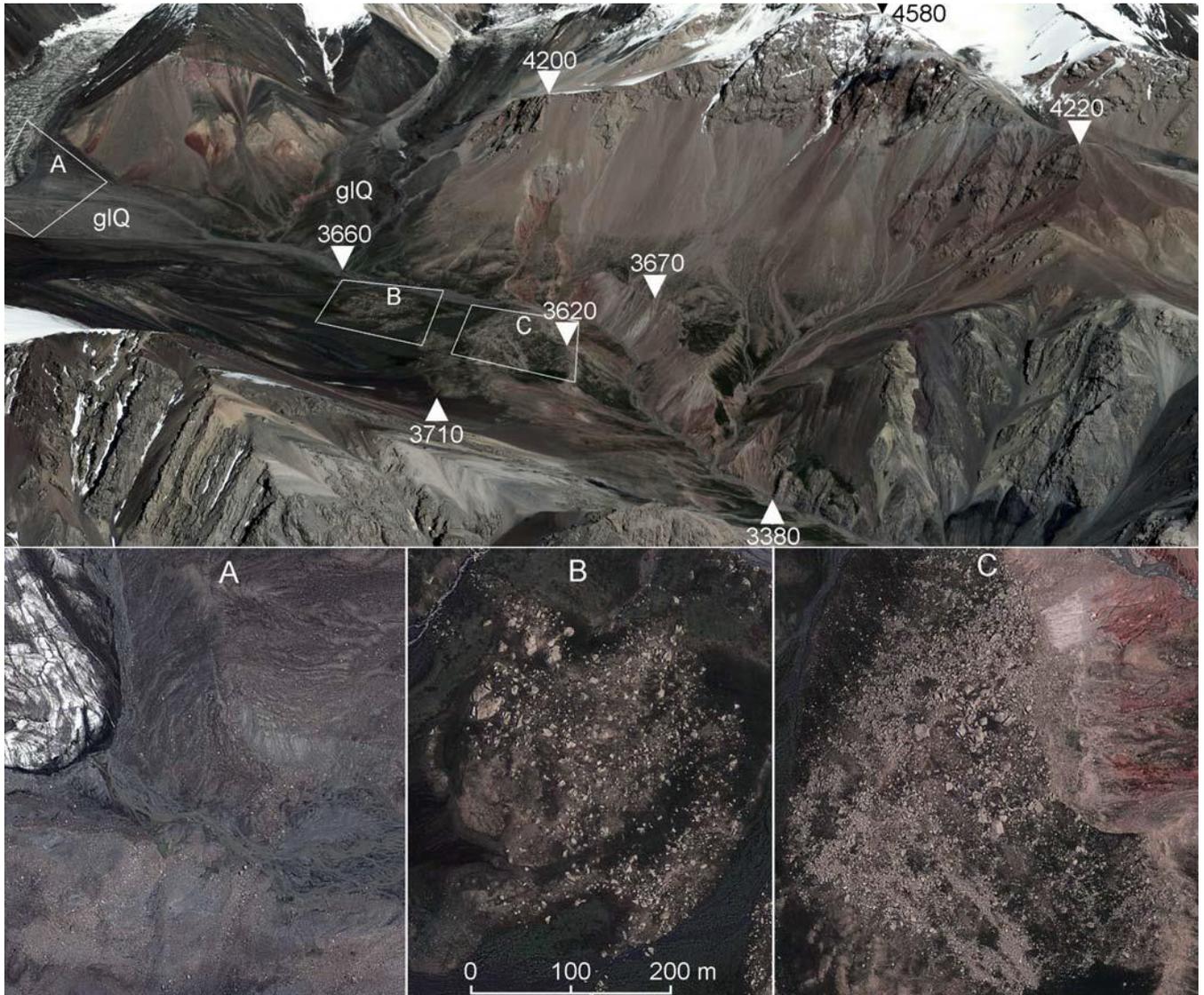


Рис. 3.31. Глубоко промытая завальная плотина в верховьях р. Кокбурунсу в Синьцзяне вблизи зоны современного оледенения. Вверху – перспективное изображение Google Earth; внизу – увеличенные плановые изображения участков А, В, С, приведенные к одному масштабу. glQ – конечная морена

Примером того, что верхняя часть крупного оползневого тела может быть сложена даже не отдельными глыбами, а громадным блоком пород с сохранившейся слоистой структурой, служит уже упоминавшийся выше грандиозный Усойский завал на Памире (рис. 3.37). Этот блок с отчетливо выраженной слоистостью, простирающейся в ССЗ направлении, разбит многочислен-

ными трещинами ВСВ простирания, отчетливо различимыми на увеличенном фрагменте космоснимка. Внутреннее строение тела Усойского завала нам неизвестно. Однако, учитывая строение многочисленных глубоко промытых аналогов, в том числе вполне сопоставимых с ним по размерам, как, например, оползень Кёфельз в Австрийских Альпах (47.115° с.ш., 10.938° в.д.) и несколько крупных центральноазиатских оползней (Abdrakhmatov, Strom, 2006; Strom, Abdrakhmatov, 2018), можно с большой степенью достоверности предполагать, что и Усойский завал имеет аналогичное строение и что под вышеописанным громадным блоком залегает намного более интенсивно раздробленный и уплотненный материал внутренней фации. Косвенно, в пользу такого предположения свидетельствует и наличие многочисленных молардов на поверхности завала за пределами этого центрального блока (рис. 3.38), характерное для каменных лавин.



Рис. 3.32. Строение верхней части тела Кокомеренского оползня, сохранившейся от размыва на правом борту долины р. Кокомерен. 1 – глыбы метаморфизованных песчаников, 2 – глыбы гранитов, 3 – сильно раздробленный материал (см. также рис. 3.33)

Однородное строение, без выраженных панцирной и внутренней фаций, наблюдается крайне редко. Такой состав отложений отмечен в центральной части Аtdжайлауской каменной

лавины в долине р Иныльчек (42.155° с.ш., 79.475° в.д.), хотя нельзя исключить, что нижняя часть ее тела перекрыта пойменным аллювием и просто недоступна для наблюдения. Следует отметить, что автору практически не встречались оползневые тела с иным распределением гранулометрического состава отложений – рыхлыми с поверхности и с сохранным блоком в нижней (внутренней) части. Такое строение было, впрочем, описано у Тангжаншанского оползня (31.844° с.ш., 104.429° в.д.), произошедшего при Венчуанском землетрясении 2008 г. в Китае (Fan et al., 2012с, 2017), но на взгляд автора, это крайне редкое исключение.



Рис. 3.33. Интенсивно раздробленный материал внутренней фации отложений Кокомеренского оползня. Вверху слева – фрагмент панцирной фации. Пирамидальные формы выветривания выработаны на раздробленных песчаниках (серые пирамиды) и гранитах (розовые и белесые пирамиды)



Рис. 3.34. Завальная плотина Большого Алматинского озера. Серые пятна в залесенной части – крупноглыбовые развалы гнейсов



Рис. 3.35. Небольшой карьер в центральной части завальной плотины Большого Алматинского озера в борту которого отчетливо видно (на увеличенном фрагменте слева), что крупно-глыбовая панцирная фации отложений имеет мощность, фактически, "в одну глыбу" и подстиляется интенсивно раздробленным щебнем того же состава без видимой переходной зоны



Рис. 3.36. Строение тела сравнительно небольшого Нижне-Тогузбулакского оползня с отчетливым двучленным строением – с более грубообломочной верхней и интенсивно раздробленной нижней частями разреза. Граница между ними обозначена желтыми треугольниками, при этом наиболее крупные глыбы сконцентрированы у поверхности. Положение этого обнажения показано желтой стрелочкой на космическом снимке этого участка

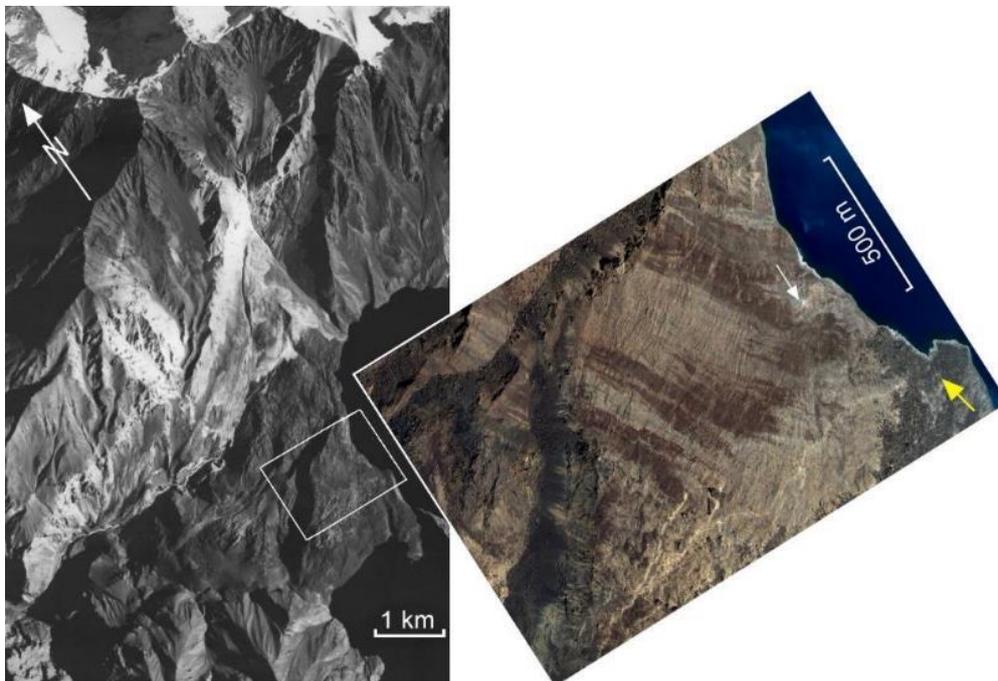


Рис. 3.37. Громадный блок пород Сарезской серии с сохранившейся слоистостью в верхней части Усойского завала. Белой стрелочкой указано положения станции мониторинга МЧС Таджикистана, желтой – примерное положение снимка, показанного на рис. 3.38



Рис. 3.38. Многочисленные конические бугры (моларды) на поверхности тела Усойского завала

3.3.2 Факторы, влияющие на гранулометрический состав отложений панцирной фации

Степень раздробленности отложений панцирной фации определяется, преимущественно, характером трещиноватости тех коренных пород, которые образуют поверхностный "слой" отложений крупных каменных лавин и, судя по имеющимся данным, в меньшей степени зависит от состава и прочностных свойств пород. Это можно проиллюстрировать на примере строения поверхности отложений нескольких каменных лавин, сложенных породами, резко различающимися по прочности. Одна из них находится в Китае, недалеко от г. Сиань, в долине р. Тайю, где она образовала завальную плотину Тианчи (Tianchi Hu Park, 33.985° с.ш., 109.009° в.д.). Обрушение произошло на склоне, сложенном прочными, массивными диоритами палеозойского возраста с редкой трещиноватостью. Поверхность оползневого тела образована громадными глыбами объемом до 80 000 м³ (рис. 3.39). При этом, тот факт, что выше завальной плотины образовалось озеро, говорит о том, что нижняя часть ее тела сложена намного более интенсивно раздробленным материалом; в противном случае вода спокойно протекла бы через промежутки между колоссальными глыбами гранодиоритов.

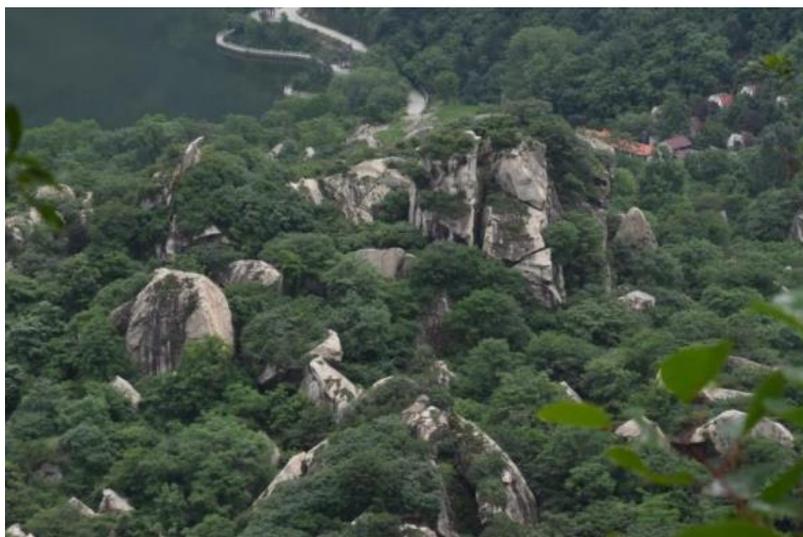


Рис. 3.39. Гигантские глыбы гранодиоритов на поверхности завальной плотины Тианчи, КНР

Вторая каменная лавина находится в Киргизии, в долине р. Ункурсай – левого притока р. Кокомерен (41.68° с.ш., 74.28° в.д.). Здесь обрушение, в результате которого также образовалась завальная плотина, ныне прорванная, произошло на склоне, сложенном моноклинально залегающими грубослоистыми полускальными конгломератами неогена, существенно менее прочными (рис. 3.40). Тем не менее поверхность оползневого тела также сложена крупными, хотя и не такими огромными глыбами, причем местами видно, что отдельные пласты конгломератов лишь раскололись на блоки (рис. 3.41), но не разрушились, в отличие от аналогичных по своим свойствам конгломератов во внутренней части этого оползневого тела, раздробившихся до состояния

однородной массы (рис. 3.42). Т.е., несмотря на очень существенные различия в прочности пород, в обоих описанных случаях панцирная фация образована громадными глыбами и блоками.



Рис. 3.40. Крупные глыбы неогеновых конгломератов на поверхности Нижне-Ак-Кельского оползня. Отчетливо видна плоскость скольжения, совпадающая с поверхностью напластования в толще конгломератов



Рис. 3.41. Пласт конгломератов мощностью несколько метров на поверхности Нижне-Ак-Кельского оползня, расколотый на отдельные блоки

Рис. 3.42. Однородная масса раздробленных конгломератов – внутренняя фация Нижне-Ак-Кельского оползня

В то же время, известны каменные лавины, поверхность которых сложена обломками, соответствующими по своим размерам, в основном, крупному щебню лишь с отдельными глыбами. Таковыми являются, к примеру, Белогорские оползни недалеко от Бишкека (42.638° с.ш., 74.285° в д.), произошедшие на склонах, сложенных тонкослоистыми песчаниками и глинистыми сланцами среднего ордовика.

Как видно на этих примерах, даже слабые, малопрочные конгломераты неогенового возраста, которые во внутренних частях оползневых тел разрушаются, превращаясь в однородную массу, состоящую из гальки и мелких валунов в супесчано-дресвяном заполнителе (из которых, изначально, и состояли грунты, превратившиеся в ходе литогенеза в конгломераты), в пределах

панцирной фации образуют большие блоки, перемещавшиеся "пассивно", как айсберги на поверхности воды. Проблема "активного" и "пассивного" перемещения частей крупных оползневых тел рассмотрена, в частности, в работе (Dufresne et al., 2016). При этом прочность пород "в куске", судя по всему, мало влияет на гранулометрический состав панцирной фации, что также позволяет говорить о том, что образующие их части оползневых тел перемещались "пассивно", не подвергаясь существенному силовому воздействию. Это кардинально отличает их от грунтов внутренней фации, испытывавших интенсивное динамическое дробление (Davies, 1982; Davies and McSaveney 1999, 2002, 2011; Davies et al., 2006, 2017, 2020; McSaveney and Davies, 2006; Locat et al., 2006).

Обращает на себя внимание и тот факт, что, несмотря на крупноглыбовое строение верхних частей многих каменных лавин, что подразумевает, помимо всего прочего, высокую водопроницаемость панцирной фации, на них, тем не менее, часто располагаются мелкие озерца. В частности, такие озерца есть на Джамантауской каменной лавине (40.97° с.ш., 74.4° в.д.) в Центральном Тянь-Шане (рис. 3.43). Это также свидетельствует в пользу того, что панцирная фация имеет малую мощность и лишь покрывает намного более однородную по гранулометрическому составу и менее проницаемую внутреннюю фацию, слагающую основную часть оползневого тела.

3.3.3 Гранулометрический состав отложений внутренней и базальной фаций

Как уже отмечалось выше, гранулометрический состав внутренней и базальной фаций тел каменных лавин резко отличается от состава панцирной фации, причем и в тех случаях, когда исходная горная порода одна и та же. В завальной плотине Большого Алматинского озера это гнейсы (см. рис. 3.35), у Нижне-Аральской каменной лавины в Центральном Тянь-Шане (41.798° с.ш., 74.288° в.д.), показанной на рис. 3.44 – достаточно прочные палеозойские граниты, у Нижне-Ак-Кёльского оползня – слабые неогеновые конгломераты (см. рис. 3.39, 3.42). Это обстоятельство не позволяет связывать различие в степени дробления материала на поверхности оползневых тел и в их внутренних частях с различиями в изначальной прочности скальных грунтов, вовлеченных в обрушение и образовавших панцирную и внутреннюю фации оползневых отложений.

Полностью исключить влияние состава, структуры и прочностных свойств скальных грунтов, вовлеченных в обрушение на гранулометрический состав внутренней фации отложений, конечно нельзя. Так на рис. 3.45 видно, что отдельные линзы метаморфизованных осадочных пород в оползневом теле на левом берегу р. Джинша (верховья р. Янцзы, КНР), раздроблены в разной степени. Но, тем не менее, степень дробления пород внутренней фации всегда намного превосходит степень их дробления в пределах панцирной фации.

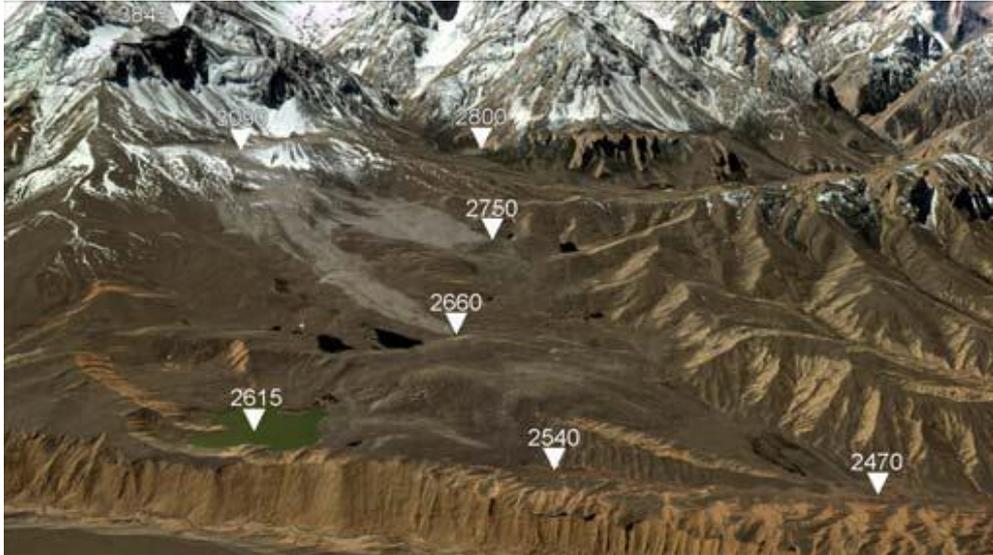


Рис. 3.43. Двухфазная каменная лавина на у северного подножия западной оконечности хр. Джамантау с многочисленными мелкими озерами, как подпруженными лавиной, так и находящимися непосредственно на ее теле. Тело более древней лавины, на котором и располагаются озера, имеет коричневый цвет, тело более молодой – светло-серый

Следует подчеркнуть, что материал внутренней фации крупных оползневых тел дробится вплоть до частиц микронной и, по некоторым данным (Адушкин и др., 2006; Reznichenko et al., 2017; Hu et al. 2020, Hu et al., in press), субмикронной размерности, чего не было обнаружено при анализе гранулометрического состава обломочных отложений иного генезиса – образованных в результате водной, ледниковой и ветровой эрозии (Reznichenko et al., 2012a, b).

Как было отмечено выше, интенсивность дробления пород на границе панцирной и внутренней фаций возрастает скачкообразно, обычно без сколько-нибудь выраженной переходной зоны (см. рис. 3.35, 3.44). Такое строение наблюдалось автором при обследовании многочисленных обнажений в глубоко промытых оползневых телах в разных частях Тянь-Шаня и Памира, а также в Альпах, на Большом Кавказе и в Тибете, причем как в распластаных телах протяженных каменных лавин, так и в разрезах компактных завальных плотин. Это свидетельствует о скачкообразном изменении характера деформационных процессов, развивающихся во внешней и внутренней частях оползневых тел в процессе их перемещения, которые и приводят к дроблению материала.

Для получения количественных данных о гранулометрическом составе отложений внутренней и базальной фаций крупномасштабных каменных лавин были проведены анализы проб, отобранных во внутренних частях нескольких глубоко промытых оползневых тел. Были опробованы: раздробленные известняки в теле Джашилькульского оползня объемом около 200 миллионов кубометров в долине р. Чон-Кемин в северной Киргизии (42.78° с.ш., 76.362° в.д.) (рис. 3.46); раздробленные граниты в теле Арашанского оползня объемом около 6 миллионов кубометров,

расположенного к югу от Бишкека (42.61° с.ш., 74.665° в.д.) (рис. 3.47, 3.48); раздробленные граниты и метаморфизованные песчаники в доступной для изучения правобережной части Кокмеренского оползня в Центральной Киргизии (см. рис. 3.33, 3.49, 3.50).



Рис. 3.44. Отчетливый контакт между крупно-глыбовой панцирной фацией и интенсивно раздробленной внутренней фацией в теле Нижне-Аральской каменной лавины (пунктирная линия). Желтая стрелка указывает на обнажение, увеличенный фрагмент которого показан на врезке 'А'



Рис. 3.45. Разная степень дробления пород разного состава в теле глубоко промытой завальной плотины в долине р. Джинша (КНР)



Рис. 3.46. Вверху – общий вид Джашилькульского оползня. Белыми стрелочками обозначено положение полосы крупных глыб на его поверхности. Отметка 2880 м – бровка оползневого цирка. Внизу – обнажение внутренней фации оползневого тела на правом берегу р. Чон-Кемин. На врезке показан характерный состав обломочной массы, где была отобрана проба 3/2003 для изучения гранулометрического состава (см. табл. 3.1). На ручке молотка нанесены 10-сантиметровые отрезки

Были изучены также гранулометрические составы мелких фракций отложений трех оползней в долине р. Ардон в Северной Осетии-Алании (Strom 2004) – раздробленных прочных верхнеюрских мраморизованных известняков из отложений Каривхохского (42.872° с.ш., 44.183° в.д.) и Верхне-Мизурского (42.862° с.ш., 44.0788° в.д.) оползней и раздробленных гранитов из тела Нижне-Садонского оползня (42.848° с.ш., 44.0207° в.д.).

Соответствующие гранулометрические составы отложений приведены в табл. 3.1-3.4 и графически отображены на рис. 3.51. Как видно на этом рисунке, при анализе различных проб гранулометрический и микроагрегатный состав изучались с разной степенью детальности – вплоть до фракции 0.001 мм у проб, отобранных в основании тела Кокомеренского оползня. При обработке больших (до десятков килограммов) проб первоначальный ситовой анализ проводился непосредственно в поле с отбором фракции с размерностью 1 см и мельче для последующего изучения в лаборатории. При этом из-за пыления неизбежно терялось некоторое количество наиболее мелких фракций, так как провести ситовой анализ с промывкой в полевых условиях не удалось. Последующий ситовой анализ в лабораторных условиях проводился уже с промывкой.

Подготовка проб для определения состава наиболее тонких фракций и их изучение ареометрическим и пипеточным методами выполнялась в соответствии с ГОСТ 12536-79 "Грунты.

Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава". При этом дополнительного механического воздействия для измельчения грунта не проводилось.

Далее половина пробы помещалась в дистиллированную воду, взбалтывалась и в дальнейшем анализировалась ареометрическим и пипеточным методами. Таким образом определялся микроагрегатный состав. Вторая половина кипятилась с добавлением пирофосфата натрия для определения гранулометрического состава грунта максимальной диспергации. Обращает на себя внимание, что при анализе двух проб раздробленных гранитов, взятых из нижней части тела Кокомеренского оползня, непосредственно заполнившей русло пра-Кокомерена (базальная фация), в которых не было ни одной частицы крупнее 1 мм, хотя внешне материал выглядит, как гранит (см. рис. 3.50), их микроагрегатный состав практически не отличается от гранулометрического состава максимальной диспергации, что свидетельствует об отсутствии в этих отложениях собственно глинистых минералов.



Рис. 3.47. Вид на Арашанский оползень в гранитах. А и В – положение обнажений, показанных на рис. 3.48. Образцы 1/2003 и 2/2003 (см таол. 3.2) отобраны в точках С и В, соответственно



Рис. 3.48. Характер отложений панцирной (А) и внутренней (В) фаций в теле Арашанского оползня



Рис. 3.49. Характерное строение раздробленных метаморфизованных песчаников (А) и раздробленных гранитов (В) в составе внутренней фации Кокомеренского оползня



Рис. 3.50. Состояние гранитов в основании правобережной части Кокомеренского оползня, которые можно рассматривать, как базальную фацию оползневой тела

Для сравнения приведены графики, иллюстрирующие изменение гранулометрического состава двух образцов глинки трения, отобранных из швов молодых тектонических разрывов в бассейне р. Нарын в Киргизии (рис. 3.52). Это типичный милонит, при формировании которого произошло преобразование исходных силикатов (полевых шпатов и слюд) непосредственно в глинистые минералы, вследствие чего их микроагрегатный и гранулометрический составы резко различаются и доля наиболее тонкой фракции (≤ 0.001 мм) возрастает с 8-20% у микроагрегатного состава до 47-55% у грунта при его максимальной диспергации. В случае же базальной фации Кокомеренского оползня (см. рис. 3.51) этого не наблюдается. Отсутствие глинистых минералов позволяет утверждать, что разрушение гранитов происходило именно вследствие механического воздействия, а не последующего химического выветривания, при котором образуются глинистые минералы, такие как каолин, монтмориллонит или иллит. Просмотр мелких фракций этих проб показал, что среди них преобладают осколки кварцевых зерен, часто с раковистым изломом, что опять же свидетельствует именно о механическом дроблении материала.

Табл. 3.1. Гранулометрический состав раздробленных известняков из центральной части тела Джашилькульского оползня, в 70-80 м над уровнем реки (см. рис. 3.46, масса пробы 37 кг).

	Фракции (мм)										
	>100	100.0-40.0	40.0-20.0	20.0-10.0	10.0-5.0	5.0-2.0	2.0-1.0	1.0-0.5	0.5-0.25	0.25-0.10	0.10-0.05
Содержание фракций (%)											
Проба № 3/2003	10.75	15.59	13.44	12.1	11.55	13.47	5.77	1.3	2.12	4.62	9.29

Табл. 3.2. Гранулометрический состав раздробленных гранитов, отобранных из тела Арашанского оползня (см. рис. 3.47, масса проб 155 и 65 кг, соответственно).

	Фракции (мм)										
	>100	100.0-40.0	40.0-20.0	20.0-10.0	10.0-5.0	5.0-2.0	2.0-1.0	1.0-0.5	0.5-0.25	0.25-0.10	0.10-0.05
Содержание фракций (%)											
Проба № 1/2003	5.60	10.04	11.72	11.01	7.58	14.42	17.13	3.08	8.14	7.15	4.13
Проба № 2/2003		12.92	27.54	27.23	14.41	10.02	3.42	0.81	1.13	0.84	1.68

Табл. 3.3. Гранулометрический состав раздробленных гранитов (проба 1/2005, 44.7 кг) и раздробленных песчаников (проба 2/2005, 42.7 кг) из внутренней фации тела Кокомеренского оползня. Плотность грунта для обеих проб определена как 2.66 г/см³.

	Фракции (мм)														
	>80	80.0-40.0	40.0-20.0	20.0-10.0	10.0-5.0	5.0-2.0	2.0-1.0	1.0-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	0.01-0.005	0.005- <0,002	
Содержание фракций (%)															
Проба № 1/2005	1.8	1.1	3.35	5.9	14.35	19.6	17.0	5.5	13.2	8.3	3.55	4.1	0.8	0.3	1.2
Проба № 2/2005	2.9	8.0	12.4	14.3	15.0	16.7	12.2	1.1	4.35	2.7	2.0	3.7	1.75	1.3	1.6

Табл. 3.4. Гранулометрический состав раздробленных гранитов базальной фации Кокомеренского оползня (масса каждой из проб примерно 1 кг).

	Плотность г/см ³	*Способ	Фракции (мм)								
			1.0-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	0.01-0.005	0.005-0.002	0.002-0.001	<0.001
Содержание фракций (%)											
Проба № 1/91	2.67	A	11.9	27.9	27.6	8.4	17.1	2.7	2.4	0.4	1.6
		B	6.9	31.6	27.6	10.5	14.1	3.7	0.4	1.6	3.6
Проба № 2/91	2.68	A	6.4	28.7	25.2	11.2	21.8	3.7	–	1.4	1.6
		B	7.8	24	22.5	15.3	17.1	4.6	1.4	2.5	4.8

*Способ подготовки пробы: А – для микроагрегатного анализа (взбалтывание в воде без механического воздействия); В – для гранулометрического анализа при максимальной диспергации (кипячение в воде с добавлением пирофосфата натрия).

Схожие обломки зерен описаны у базальных фаций каменных лавин, произошедших при Венчуанском землетрясении 2008 г. (Wang et al., 2015). Полученные данные о гранулометрическом составе внутренней фации отложений крупных каменных лавин в целом хорошо согласуются с данными, полученными другими исследователями, изучавшими гранулометрический состав аналогичных образований в других горных регионах (Crosta et al., 2007, 2011; Shugar, Clague, 2011; Dunning, Armitage, 2011; Dufresne et al., 2016; Dufresne, Dunning, 2017).

Как видно из вышеприведенных таблиц и графиков, отложения внутренней и, особенно, базальной фаций оползневых тел содержат от 1% до 10% частиц мельче чем 10 μm ; иными словами – на каждую тонну оползневых отложений приходится десятки килограммов пылеватых и более мелких частиц. Учитывая размеры исследуемых оползневых тел, формирование каждого из них приводило к очень быстрому образованию миллионов тонн пыли. Это согласуется со свидетельствами очевидцев, описавших колоссальные выбросы пыли, сопровождавшие катастрофические обрушения оползней в деревне Малпа в Гималаях 18 августа 1998 г. (Bhandary, Kumar, 2000), на горе Литуйя на Аляске 11 июня 2012 г. (Geertsema, 2012), при обрушении оползня Зенгзия в районе Чунцина в КНР в 2005 г. (видеосъемка этого явления была любезно предоставлена автору профессором Yuering Yin), ледово-каменной лавины 07.02.2021 г. в долине р. Даулиганга в Гималаях и ряда других.

Хочу отметить еще одну особенность гранулометрического состава оползневых отложений, которая пока что установлена лишь предварительно на основании визуального осмотра отложений и нуждается в дополнительных исследованиях для ее подтверждения или опровержения. Создается впечатление, что степень дробления горных пород во внутренних частях крупных оползневых тел прямо пропорциональна прочности этих пород в куске. Так, внутренние части оползневых тел, сошедших со склонов, сложенных слабыми полускальными конгломератами неогена, широко развитыми в Центральном Тянь-Шане, представляют собой однородную неслоистую массу гальки и мелких валунов из этих конгломератов с супесчано-дресвяным заполнителем (см. рис. 3.10, 3.20, 3.42). Т.е. эта полускальная порода при дроблении разрушилась на фрагменты, присущие ей изначально (галька, дресва, песок и т.д.). В оползнях же, сошедших со склонов, сложенных прочными скальными породами – гранитами, мраморизованными известняками, гнейсами, значительная часть материала раздроблена до муки, т.е. до обломков кристаллов, слагающих эти породы (см. рис. 3.13, 3.35, 3.46, 3.48-3.50). Еще один наглядный пример – отложения оползня Мини-Кёфельз, представляющие собой однородную, очень сильно раздробленную массу тонкозернистого материала, образовавшуюся из прочных темно-красных гнейсов, в основании которой местами затянута отдельными гальками из аллювия, подстилающего эту толщу (рис. 3.53).

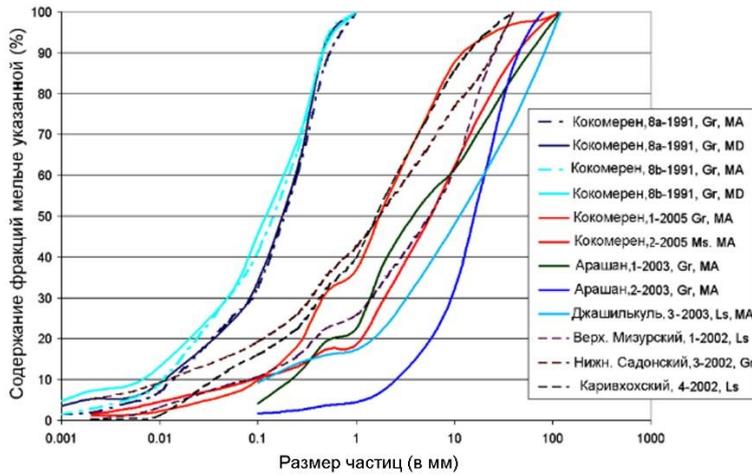


Рис. 3.51. Графики гранулометрического и микроагрегатного состава проб, описанных в Таблицах 3.1 – 3.4, а также проб, отобранных в отложениях крупных оползней Северного Кавказа (Strom, 2004). Указаны названия оползней, номера и год отбора проб. Графики с индексом МА – микроагрегатный состав (проба готовилась путем взбалтывания в воде); графики с индексом MD – грансостав максимальной дисперсии (проба кипятилась с добавлением пирофосфата натрия). Состав пород: (G - граниты, Ls - известняки, Ms – метаморфизованные песчаники)

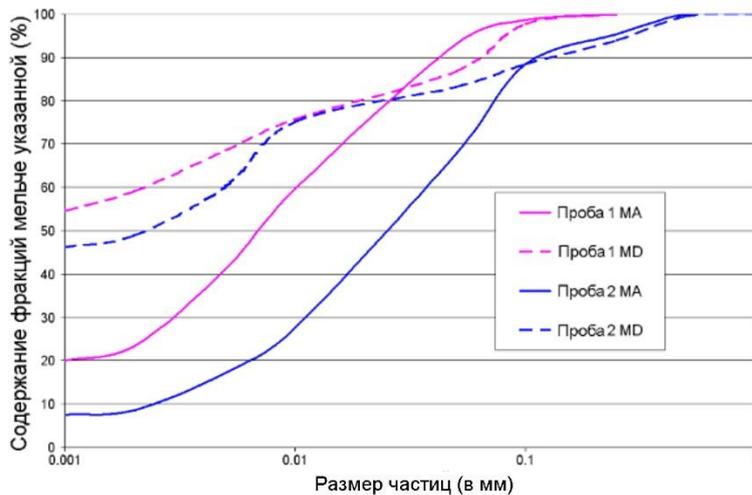


Рис. 3.52. Графики, иллюстрирующие влияние способа подготовки проб на гранулометрический и микроагрегатный состав образцов глинки трения из зон молодых разломов с высоким содержанием глинистых минералов. Образец № 1 взят из зоны разломов в гранитах, образец № 2 – из зоны разломов в песчаниках. МА – микроагрегатный состав; MD – гранулометрический состав при максимальной дисперсии

Надо также подчеркнуть, что столь высокая степень дробления материала не связана с "ударом" оползневого тела о противоположный борт долины, как в свое время предполагалось в работе (Erismann, 1979). Во-первых, высокая степень дробления материала наблюдается в нижних (внутренних) частях оползневых тел, как удаленных от противоположных бортов долин на большое расстояние (см. рис. 3.53), так и вообще остановившихся до того, как они достигли противоположных бортов долин. Во-вторых, по крайней мере на качественном уровне, на основании визуального обследования, не удалось обнаружить существенного различия в степени дробления материала там, где это можно наблюдать и вблизи и вдали от области возможного соударения. И, наконец, следует учитывать, что большинство подножий склонов долин покрыто делювиально-коллювиальными шлейфами, т.е. сравнительно плавно смыкаются с подножием, и каменные лавины скорее наползают на них, нежели ударяются о противоположные борта долин, что называется "в лоб". Все это позволяет утверждать, что столь интенсивное дробление материала

внутренней и базальной фаций оползневых отложений связано именно с процессами, происходящими внутри массы обломков в ходе ее перемещения, скорее всего при динамическом дроблении, предложенном в работах (Davies and McSaveney, 1999, 2002, 2011; Davies et al., 2006, 2017, 2020; McSaveney and Davies, 2006). Подтверждением этой гипотезы могут служить эксперименты по разрушению горных пород (смесей обломков узкого гранулометрического состава – 1-2 мм) на приборах кольцевого сдвига, проведенных в Государственной головной лаборатории по предотвращению стихийных бедствий в г. Чэнду, в КНР. В ходе этих экспериментов, результаты которых мне любезно передал проф. W.Ну, обломки доломита, кварца и флюорита разрушались до частиц субмикронного размера – до $0.5 \mu\text{m}$ (рис. 3.54). При этом единственно причиной столь интенсивного дробления было механическое дробление материала.



Рис. 3.53. Краевая часть тела оползня Мини-Кёфельз (RS) на правом берегу р. Кокомерен, перекрывающая аллювиальные галечники (аQ) цокольной надпойменной террасы. Слева – общий вид обнажения; справа – увеличенный фрагмент. Белая стрелочка указывает на гальку, затянутую в нижнюю часть оползневоего тела

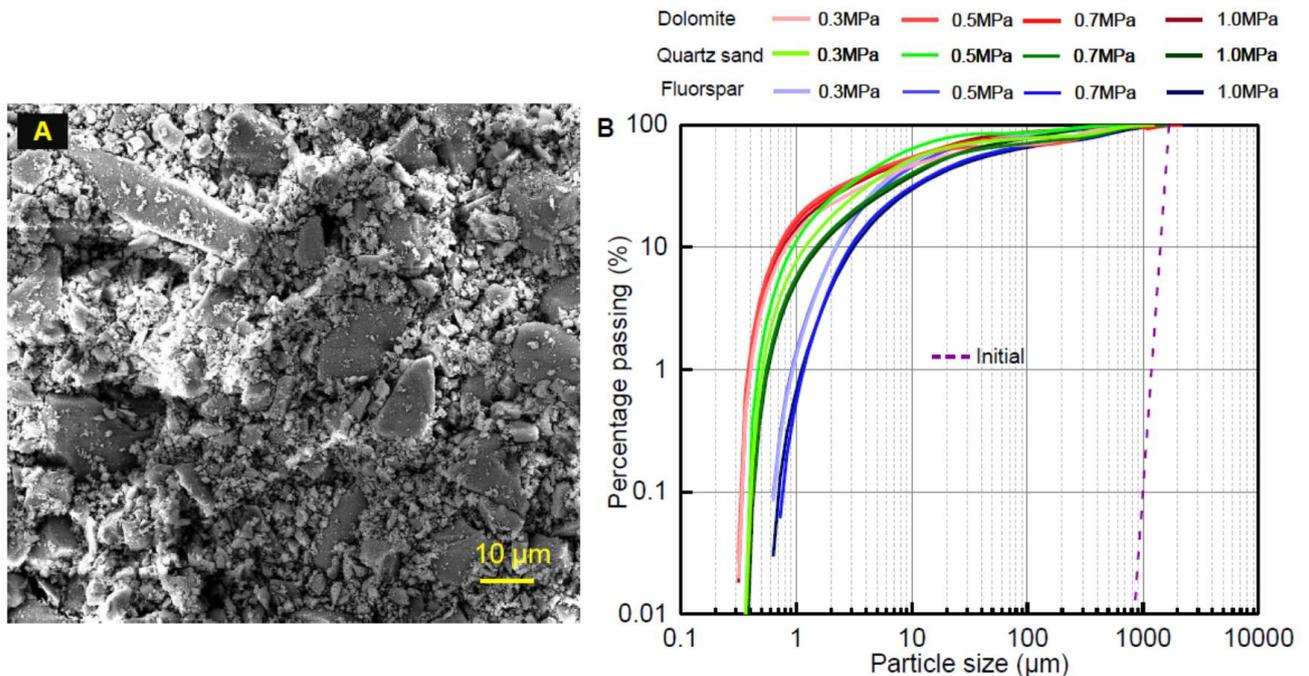


Рис. 3.54. Образование частиц субмикронного размера при разрушении обломочных смесей на приборе кольцевого сдвига (из работы Ну et al., in press, с любезного разрешения проф. W.Ну). Первоначальный грансостав на графике показан пунктирной линией

3.3.4 Моларды как отражение процессов, развивающихся при движении каменных лавин

Выше уже отмечалось, что на поверхности многих каменных лавин наблюдаются своеобразные формы рельефа – многочисленные конусообразные бугры высотой до нескольких метров (см. рис. 3.38, 3.55), и в ряде случаев сложенные материалом, отличающимся по составу или размеру обломков от отложений панцирной фации – так называемые моларды (molards, Cassie et al., 1988).

Многочисленные моларды были описаны на поверхности колоссальной каменной лавины Блэкаук (Blackhawk) в Калифорнии (Johnson, 1978), где было отмечено, что в них, как и в кластических дайках в теле каменной лавины, присутствует материал, слагающий не поверхностный "слой" отложений этой каменной лавины, а ее нижележащие слои. Изучению пространственного распределения конических бугров на поверхности каменных лавин посвящены также работы (Paguican et al., 2012; Yoshida, 2016).

Иногда такие конусообразные бугры буквально сплошь покрывают поверхность тела каменной лавины, как на снимке, показанном на рис. 3.56. В других случаях, как, например, на поверхности Сеитской каменной лавины, на поверхности которой выделяются полосы, сложенные глыбами гранодиоритов разного размера (рис. 3.57, 3.58), они концентрируются в отдельных узких зонах. При этом на поверхности этой каменной лавины были обнаружены моларды двух типов. Первый из них представляет собой громадные растрескавшиеся глыбы гранодиоритов, существенно превосходившие по размеру окружающие их глыбовые отложения панцирной фации, и имеющие отчетливую мозаичную структуру (рис. 3.59).



Рис. 3.55. Конические бугры – моларды – на поверхности Спурской каменной лавины в бассейне р. Каракуджур (Центральный Тянь-Шань)

Обращает на себя внимание то, что глыбы того же петрографического состава, окружающие моларды, меньше их по размеру, но при этом менее трещиноваты. Представляется, что громадные глыбы, находясь внутри движущейся каменной лавины, испытывали очень интенсивное сжатие, а затем были вытолкнуты на поверхность из недр каменной лавины и, когда внешнее давление исчезло, растрескались, но при этом не развалились окончательно, а сохранили некоторое подобие целостности.

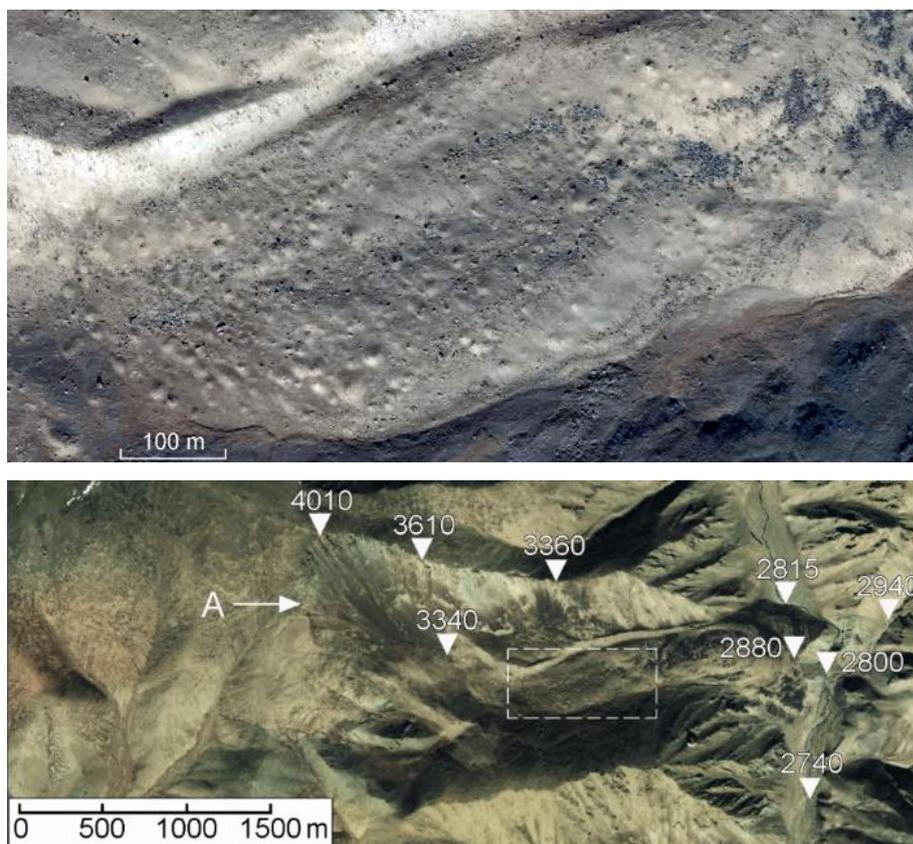


Рис. 3.56. Многочисленные моларды на поверхности каменной лавины в бассейне р. Архотын (42.84° с.ш., 85.905° в.д., Синьцзян, КНР). Внизу – положение участка, показанного на верхнем снимке на теле каменной лавины. А – отчетливо выраженный оползневой цирк. Фронт каменной лавины мощностью не менее 80 м (отметки от 2800 до 2880 м) перекрывал реку

Моларды второго типа имеют совершенно иной состав. Это конусообразные кучи обломков сравнительно мелкого размера, причем разного петрографического состава (рис. 3.60). Можно предположить, что они также были выброшены на поверхность, но из более глубоких горизонтов тела каменной лавины, где материал уже был более раздроблен. Этот механизм напоминает выбросы песка на дневную поверхность при сейсмогенном разжижении водонасыщенных грунтов.

Можно предположить, что образование вышеописанных молардов, как и кластических даек, обнаруженных Джонсоном в теле каменной лавины Блэкау (Shreve, 1968; Johnson, 1978) связано с пассивным перемещением панцирной фации поверх основной фации, подверженной интенсивному дроблению. В панцирной фации возникают локальные условия растяжения, в том числе из-за постепенного распластывания внутренней части тела каменной лавины под действием веса вышележащих пород в условиях интенсивной вибрации, неизбежной при столь ди-

намичном перемещении обломочной массы. Даже в стесненных условиях, как у Сеитской лавины, двигавшейся вдоль узкой долины и в конце пути упершийся в крутой поворот ее левого борта (см. рис. 3.57, 3.58), локально могли возникать такие условия и материал из их перенапряженных внутренних частей выдавливался наверх (Strom, 2006).



Рис. 3.57. Общий вид каменной лавины в урочище Сеит (Центральный Тянь-Шань). Бровка оползневой цирка на отметке 3230 м, отметка 2130 м – подошва оползневой тела



Рис. 3.58. Фронтальная часть тела Сеитской каменной лавины с волнистой поверхностью, упершаяся в крутой поворот левого борта сухой долины. Отчетливо видны полосы глыб разного размера

Такая гипотеза образования вышеописанных молардов согласуется с концепцией динамического дробления (Davies and McSaveney, 1999, 2002, 2011; Davies et al., 2006, 2017; 2020; McSaveney and Davies, 2006; Bowman et al., 2012), согласно которой в толще движущейся каменной лавины возникают и разрушаются т.н. "силовые цепочки" – группы взаимодействующих блоков, в которых очень короткое время могут действовать очень высокие напряжения. Если "перенапряженная" глыба будет вытолкнута на поверхность, то исчезновение внешней нагрузки приведет к ее разрушению и образованию моларда первого типа. При возникновении в панцирной фации локальных условий растяжения, раздробленный материал из внутренних частей каменной лавины, находящийся в условиях механического оживения, может выбрасываться на поверхность, образуя моларды второго типа.



Рис. 3.59. Моларды первого типа (громадные растрескавшиеся глыбы гранодиоритов с мозаичной структурой) на поверхности Сеитской каменной лавины, Центральный Тянь-Шань



Рис. 3.60. Молард второго типа на поверхности Сеитской каменной лавины, сложенный обломками пород разного петрографического состава (темными гранодиоритами и лейкократовыми гранитами)

Справедливости ради надо отметить, что очень схожие микроформы оползневого рельефа могут иметь и принципиально иное происхождение и образовываться при оттаивании мерзлых глыб трещиноватых скальных грунтов или смерзшихся рыхлых грунтов, оказавшихся на поверхности при формировании каменной лавины в зимних условиях (Milana, 2016; Morino et al., 2019). Моларды такого генезиса широко распространены, к примеру, на теле Бурейской каменной лавины 2018 года и непосредственно вблизи нее (рис. 3.61).



Рис. 3.61. Конические бугры на теле Бурейского оползня и у его границ. Снимок 2020 года

Однако, если для молардов второго типа, найденных на теле Сеитской каменной лавины (см. рис. 3.60) нельзя полностью исключить возможности такого механизма образования, то у молардов первого типа (см. рис. 3.59) это исключено, так как они, во-первых лишь частично возвышаются над поверхностью панцирной фации, а во-вторых, испытали намного более интенсивное растрескивание, чем окружающие их глыбы аналогичного петрографического состава.

3.4 Взаимодействие каменных лавин с их основанием

Несмотря на хорошую обнаженность и наличие большого числа глубоко эродированных оползневых тел, достаточно редко, менее чем в 3% случаев, удастся наблюдать их поверхность скольжения и контакт с основанием, по которому перемещалась обломочная масса. Эти зоны контакта, зачастую, труднодоступны, но, тем не менее, такие обнажения представляют особый интерес, поскольку позволяют судить о характере взаимодействия тела каменной лавины с материалом поверхности, по которому она перемещается (Dufresne, 2009).

Как было показано выше, на примере базальной фации Кокомеренского оползня (см. табл. 3.4), граниты в этой части оползневого тела претерпели очень интенсивное механическое дробление, при том что внешне они выглядят, как массивный, хотя и измененный гранит (см. рис. 3.50), несмотря на то, что переместились почти на 2 км, двигаясь по достаточно сложной траектории. Аналогичный грансостав описан для базальной фации оползня Циргант (Tschirgant) в Австрийских Альпах (47.219° с.ш., 10.803°, Dufresne et al., 2016).

Мощность интенсивно раздробленной базальной фации Кокомеренского оползня, объем которого составляет примерно 1.5 км³, а мощность тела около 400 м, превышает 10 м. У более чем на 2 порядка меньшего по объему Арашанского оползня (см. рис. 3.12) мощность раздробленного слоя в основании оползневого тела, которое здесь лежит, по-видимому, на водно-ледниковых валунниках, составляет не более 10-20 см (рис. 3.62). В обоих случаях базальная и внутренняя фации различаются не по составу пород, а по степени их раздробленности. Собранных

данных, однако, недостаточно, чтобы уверенно говорить о зависимости мощности базальной фации от объема или мощности оползневого тела.



Рис. 3.62. Интенсивно раздробленные граниты базальной фации в основании тела Арашанского оползня, залегающие на, предположительно, ледниковых (возможно, водно-ледниковых) отложениях и перекрытые менее раздробленным материалом внутренней фации

Иногда сложно разделить собственно базальную и внутреннюю фации отложений, так как под крупноглыбовой панцирной фацией лежит сравнительно маломощная толща очень интенсивно раздробленных пород, как в случае крупного, но очень сильно размытого Терексуйского оползня в долине р. Тар в Южной Киргизии (40.53° с.ш., 73.825° в.д.). Оползень сошел с левого высокого борта долины р. Тар, а фронтальная часть его тела сохранилась в нижней части правобережного склона над поверхностью 50-70 метровой цокольной террасы (рис. 3.63-А). Большая часть тела сложена известняками, разбитыми на крупные глыбы, но позднее вновь сцементированными и частично закарстованными (панцирная фация), подстилаемыми пачками сильно раздробленных мергелей и красноцветных песчаников мощностью в несколько метров, которые, в свою очередь, залегают на аллювиальных галечниках надпойменной террасы (рис. 3.63-В). Учитывая высокую степень дробления материала этих пачек и соотношения их мощности с мощностью панцирной фации, трудно однозначно отнести эти сильно раздробленные пачки к внутренней или к базальной фациям оползневого тела. Явление вторичной цементации оползневых отложений описано также в работе (Sanders et al., 2010).

Иногда наблюдается внедрение галечникового материала в нижнюю часть оползневого тела (см. рис. 3.53). Намного более масштабное внедрение пород основания в оползневые тела наблюдалось у ряда гигантских каменных лавин в бассейне Инда в Каракоруме (Hewitt, 2006b).

В ряде случаев отчетливые прямолинейные контакты между оползневыми телами и подстилающим их галечниковым аллювием цокольных террас, по поверхности которых двигались

оползни, были прослежены на протяжении многих десятков метров. Контакты отчетливые, без сколько-нибудь выраженной приконтактной зоны, которую можно было бы соотнести с базальной фацией. Следует, впрочем отметить, что эти оползни произошли на склонах, нарушенных крупными зонами разломов, вследствие чего материал, вовлеченный в оползнеобразование, был изначально тектонически раздроблен.

Две каменные лавины с таким характером контактов с основанием находятся в долине р. Нарын, выше Токтогульского водохранилища, на отрезке долины, ныне занятом водохранилищем Камбаратинской ГЭС-2, вблизи устья ручья Джузумдыбулак (41.775° с.ш., 73.4° в.д.). На этом участке река перекрывалась дважды, в позднем плейстоцене и в голоцене. Судя по возрасту серии террас р. Нарын, расположенных несколько выше по течению, и определенному методом космогенных изотопов (^{10}Be), более древний оползень произошел 35-40 тысяч лет тому назад, а второй – не ранее 14 тысяч лет, скорее всего существенно позднее, возможно около 2000 лет тому назад (Belousov et al., 1994; Strom, Abdrakhmatov, 2018). Обрушения произошли на крутом правом борту долины Нарына высотой около 1 км, сложенном, в основном, палеозойскими гранитами, терригенными отложениями неогена, залегающими в средней части склона в узком рамповом грабене и зонами дробления разделяющих их новейших разломов (Рис. 3.64).

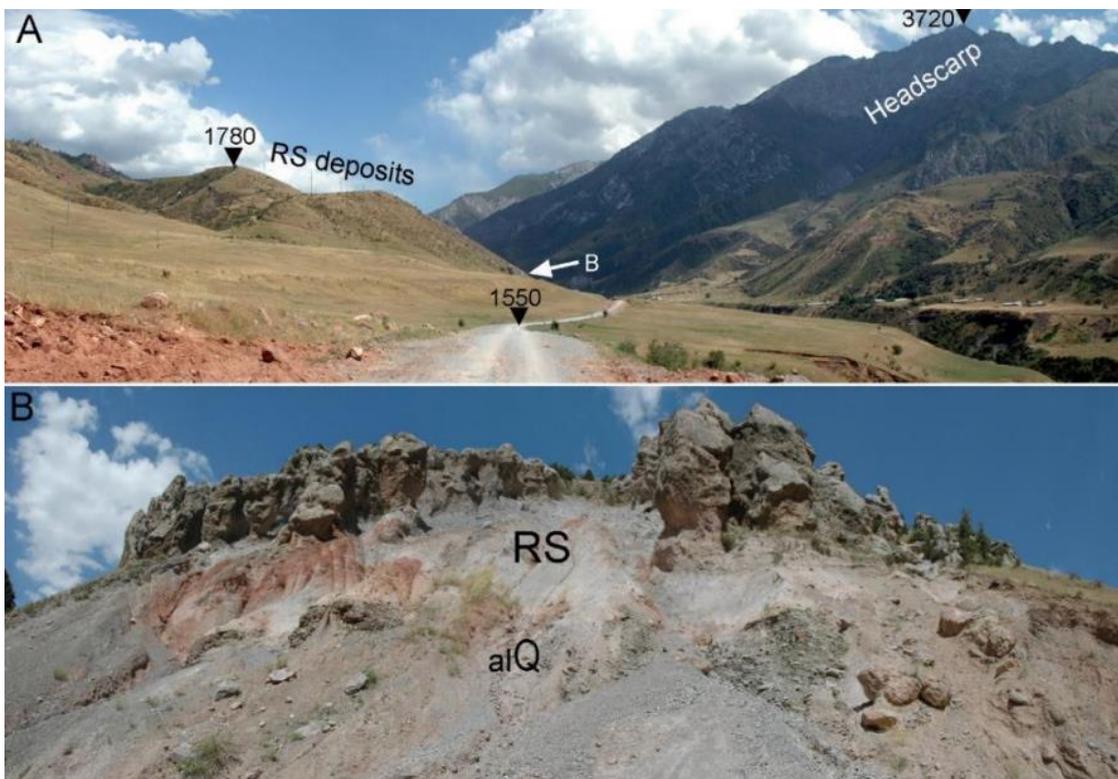


Рис. 3.63. Плейстоценовый Терексуйский оползень. А – общий вид вверх по течению р. Тар. Стрелкой обозначено положение обнажения, показанного на рис. В; Headscarp – оползневой цирк. В – обнажение в обрыве дорожной полке с отчетливой псевдо-слоистой структурой оползневого тела (RS): сверху-вниз обнажаются сцементированные и закарстованные глыбы известняков, под ними – сильно раздробленные мергели и красноцветы, залегающие на галечниках высокой террасы р. Тар (aQ)

Отложения более древней, сильно эродированной каменной лавины объемом приблизительно 30 миллионов кубометров перекрывают серию цокольных террас высотой примерно от 45 до 100 м, и прошли расстояние ~1.5 - 1.8 км от подножия оползневого цирка. При этом каменная лавина поднималась все выше и выше, двигаясь вверх по террасам, как по гигантским ступеням (на рис. 3.64 видна ее часть, залегающая на самой низкой из этих террас). Контакт этого тела с подстилающими породами обнажается в вертикальном обрыве и был недоступен для непосредственного изучения.

В дальнейшем река Нарын порезала завальную плотину и выработала новое, более глубокое русло, которое было снова перекрыто молодой Джузумдыбулакской каменной лавиной объемом около 10 миллионов кубометров. Ее тело мощностью 70-80 метров с бугристым рельефом частично перекрывает отложения каменной лавины предыдущей генерации и резко отличается от них по характеру микрорельефа (см. рис. 3.64). На крутых эрозионных склонах, выработанных в молодом теле, сформировался типичный бедленд с пирамидальными формами рельефа. Эти отложения залегают на террасах высотой примерно 20 м и, возможно, даже на более низких, а также на отложениях конуса выноса, предположительно из долины ручья Джузумдыбулак (рис. 3.65). При этом в оползневом теле отчетливо видны "псевдослоистость", падающая в восточном направлении, в сторону наиболее вероятного цирка этого оползня, который, скорее всего, располагался непосредственно восточнее (выше по течению) от цирка оползня первой генерации.



Рис. 3.64. Двухфазная Джузумдыбулакская каменная лавина в долине р. Нарын. RS1 и RS2 – тела каменных лавин первой и второй генераций; аQ - аллювиальные отложения цокольных террас; F – свежая трещина в осыпных отложениях в цирке оползня первой генерации; PZ, γPZ – палеозойские метаморфизованные осадки и граниты; N – отложения неогена в рамповом грабене, протягивающимся вдоль склона

В обоих случаях контакт оползневых тел с подстилающими отложениями четкий, прямой, без видимых следов затягивания галечника в оползневые отложения. Столь же отчетливый контакт виден в обрыве левобережной части Кокомеренского оползня, недоступной для непосредственного изучения, где также виден наклон отдельных "слоев" в оползневом теле в сторону области питания оползня (рис. 3.66). Такой наклон "слоев" к области питания чем-то напоминает черепитчатое положение уплощенных галек и валунов в речном аллювии.

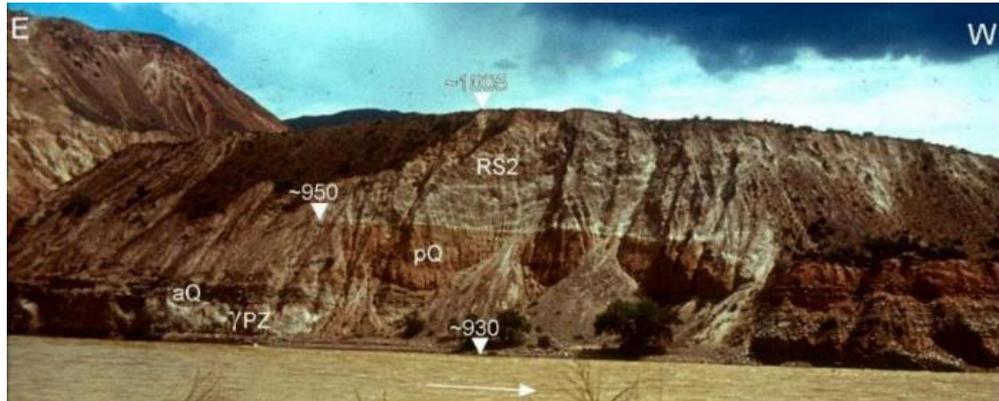


Рис. 3.65. Отчетливый контакт между телом второй Джужумдыбулакской каменной лавины (RS2) и подстилающими его пролювиальными отложениями (pQ), которые, в свою очередь, перекрывают галечники низкой цокольной террасы (aQ). Отчетливо видно падение "слоев" в оползневом теле в сторону области питания этого оползня



Рис. 3.66. Контакт сильно раздробленных отложений тела Кокомеренского оползня на левом берегу р. Кокомерен и подстилающих аллювиальных галечников. Розовые пачки в оползневом теле – раздробленные граниты, серые пачки – раздробленные метаморфизованные песчаники

Чрезвычайно интересен контакт тела Комансуйской каменной лавины и подстилающего аллювия низкой террасы р. Кызылсу (рис. 3.67). Наиболее подробное описание этой уникальной каменной лавины, ее морфологии, строения и взаимоотношений с подстилающими отложениями приведено в работах (Reznichenko et al., 2017; Шатравин, 2020). Здесь рассмотрим лишь один участок, расположенный более чем в 30 км от оползневого цирка, во фронтальной части колоссального плащеобразного покрова площадью более 100 км², перекрывающего как минимум 2 террасовых уровня (рис. 3.68). Мощность тела каменной лавины, сложенного на этом участке однородной массой угловатых обломков в тонком заполнителе, по-видимому очень широкого

гранулометрического состава, не превышает здесь 5-6 м. Отложения каменной лавины очень плотно сцементированы и иногда нависают над рыхлым аллювием. Каменная лавина перекрывала русло р. Кызылсу на протяжении примерно 7 км и выше по течению ее подошва еще не вскрыта эрозией (участок А на рис. 1.7).



Рис. 3.67. Вверху – общий вид участка В на Рис. 1.7, где отложения тела Комансуйской каменной лавины (RA) залегают на аллювиальных отложениях (aQ). Внизу – разлинзованные песчано-глинистые отложения мощностью около 15 см на контакте аллювиальных галечников и тела каменной лавины. Желтая стрелочка на верхнем рисунке указывает на положение этого обнажения



Рис. 3.68. Отложения Комансуйской каменной лавины, перекрывающие две низкие террасы (высотой примерно 3 и 7 метров) на правом берегу р. Кызылсу, несколько выше по течению от обнажения, показанного на рис. 3.67

На описываемом же участке (В на рис. 1.7) река врезана в аллювиальные отложения на 3-4 м ниже подошвы оползневых отложений. На рис. 3.67 видно, что непосредственно на контакте присутствует пачка разлинзованных песчано-глинистых отложений мощностью 10-15 см, внешне напоминающая милонитизированную зону разлома. Местами такая разлинзованная пачка находится в кровле линзы косослоистых песков явно флювиального генезиса (рис. 3.69). При этом рядом, в пределах обнажения, показанного в верхней части рис. 3.67, видно, что обломочные, плотно сцементированные отложения каменной лавины непосредственно контактируют с мелко-галечным или гравелистым аллювием. Т.е. мелкозернистые отложения как явно флювиального генезиса, так и претерпевшие "псевдотектонические" деформации, развиты на контакте гравийно-галечного аллювия и оползневого тела спорадически.

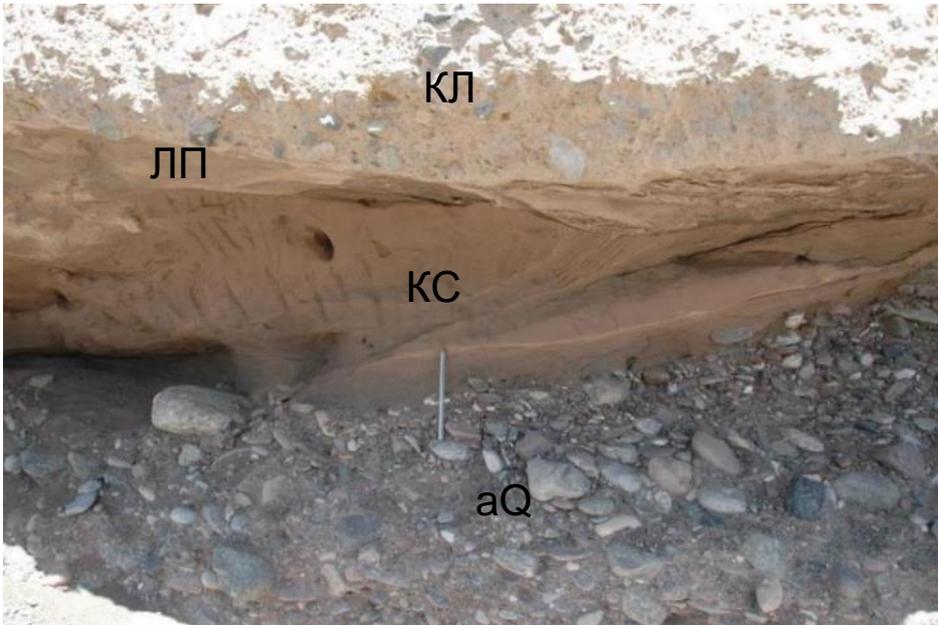


Рис. 3.69. Песчаная линза с косою слоистостью (КС) в кровле аллювиальных галечников (аQ) под отложениями Комансуйской каменной лавины (КЛ). В кровле песчаной линзы находится узкая полоса разлинзованных тонких песков (ЛП)

Можно предположить несколько возможных вариантов образования этой приконтактной пачки, резко отличающейся по составу и структуре и от подстилающих аллювиальных галечников, и от перекрывающей толщи отложений каменной лавины. Во-первых, Комансуйская каменная лавина сформировалась при обрушении в приводораздельной части Заалайского хребта, на высотах около 7000 м, где неизбежно присутствовал мощный снежно-ледовый покров. Трение при движении колоссальной массы, объемом 1.5-2.0 км³ (Strom, Abdrakhmatov, 2018) с большой вероятностью привело к ее нагреву и таянию снега и льда, что могло породить водные потоки, двигающиеся перед фронтом каменной лавины и отложившие песчаную пачку. Нельзя исключать и того, что обрушение могло произойти зимой, когда дно Алайской впадины было покрыто снегом. Движение каменной лавины по заснеженной промерзшей поверхности также могло породить локальные водные потоки. Второй возможный механизм, который представляется даже более вероятным, состоит в том, что быстрое перемещение каменной лавины по дну широкой межгорной впадины, сложенному мощной толщей рыхлых водонасыщенных отложений, оказывало на них мощное динамическое воздействие, которое могло привести к явлениям, сходным с сейсмогенным разжижением грунтов и к выходу обособившейся воды на дневную поверхность с выносом тонких фракций, которые и образовали песчано-супесчаные линзы (см. рис. 3.69). Высокая скорость движения каменной лавины следует из того, что ее отложения местами поднялись на северный борт Алайской долины примерно на 70 м. Соответственно, скорость движения обломочного материала должна была составлять здесь около 130 км/час. Вынос на поверхность рыхлого материала мог происходить либо перед фронтом двигающейся каменной лавины, либо даже под ней, вследствие чего он полностью (см. рис. 3.67) или частично (см. рис. 3.69) был деформирован и разлинзован. Следует отметить, что за пределами каменной лавины песчаный слой

на поверхности террас р. Кызылсу не наблюдается. Высказанные предположения, безусловно, требуют дополнительных исследований для их подтверждения или опровержения. Тем не менее, они позволяют объяснить совокупность результатов наблюдений, сделанных на этом уникальном природном образовании.

Совершенно иной характер соотношений между телом каменной лавины и субстратом, по которому она перемещалась, наблюдается во фронтальной части каменной лавины объемом около 20 миллионов кубометров, перекрывавшей долину р. Чон-Кемин в северной Киргизии у устья р. Баши-Джая (42.868° с.ш., 76.652° в.д.). Она образовала компактную завальную плотину и поднялась на противоположный борт долины на высоту примерно до 120 м (рис. 3.70).

Здесь раздробленный обломочный материал каменной лавины щебенистой размерности, мощностью всего в несколько метров, перекрыл ледниковые отложения, на которых ранее сформировался почвенный слой мощностью около 70 см с хорошо выраженными горизонтами 'А' и 'В' почвенного профиля (рис. 3.71). Ярко-коричневый горизонт 'А' обогащен гумусом, горизонт 'В' осветлен из-за вымывания окислов железа. В нормальном залегании горизонт 'А' перекрывает горизонт 'В' (Birkeland, 1999; см. также *Paleoseismology*, 2009, русский перевод 2011, раздел 2А.3.2.8). Однако в этом обнажении, вскрытом в дорожной полке, видно, что почвенный горизонт был разорван и смещен по серии чешуйчатых взбросов, а затем срезан телом каменной лавины.

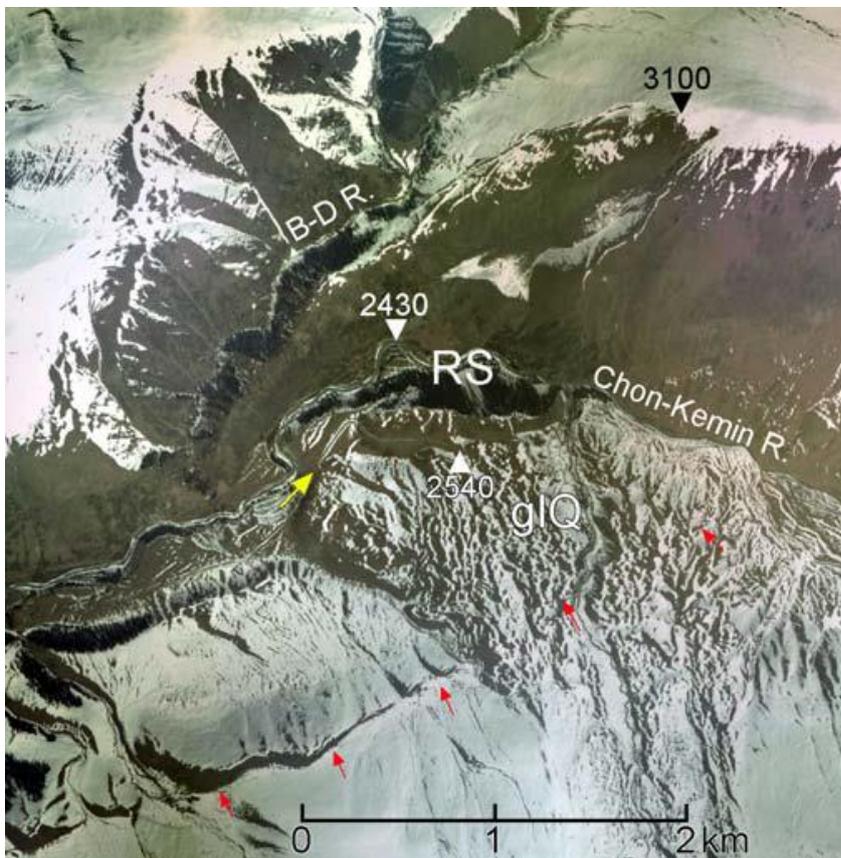


Рис. 3.70. Космический снимок прорванной завальной плотин в долине р. Чон-Кемин выше устья р. Баши-Джая (B-D R.). Бровка цирка находится на правом борту долины на отметке 3100 м. На левом борту долины оползневое тело (RS), фронт которого находится на отметке 2540 м, перекрывает ледниковые отложения конечной морены (glQ). Желтой стрелкой обозначено положение обнажения, показанного на рис. 3.71. Красные стрелки – поверхностный разрыв Кеминского землетрясения 1911 г

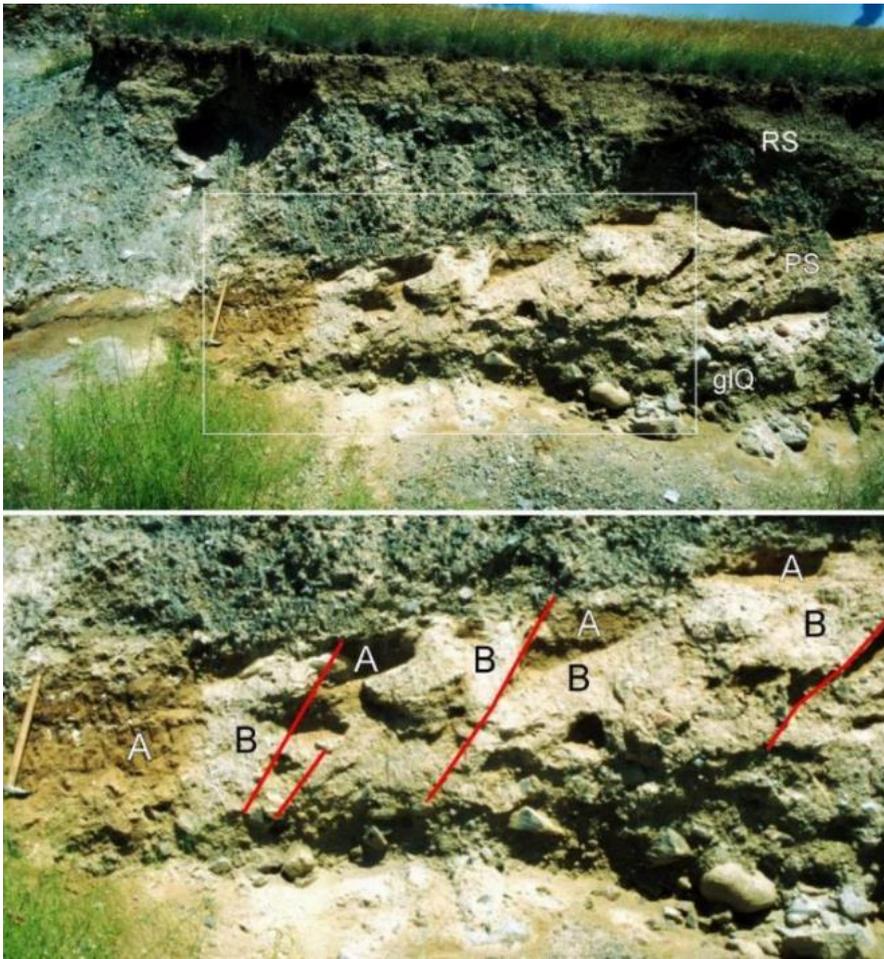


Рис. 3.71. Деформированная почва (PS), погребенная под фронтальной частью каменной лавины Башиджая (RS). glQ – ледниковые отложения; А, В – фрагменты горизонтов 'А' и 'В' почвенного профиля. Рукоятка геологического молотка длиной 65 см

Создается впечатление, что двигавшийся вверх по склону обломочный материал толкал (или тянул за собой) слабый малопрочный почвенный покров, в котором формировались структуры, напоминающие чешуйчатые надвиги. При этом каменная лавина разрушила и срезала последовательно надвинутые друг на друга блоки почвы. Обращает на себя внимание, что эти деформации произошли под фронтальной частью каменной лавины малой мощности, двигавшейся вверх по склону, и, судя по всему, незадолго до ее полной остановки. Сохранившийся местами горизонт 'А' почвенного профиля, обогащенный органическим материалом, позволил определить радиоуглеродным методом возраст этой каменной лавины, который составил 7000 - 7950 лет, или, с вероятностью 95.4 %, от 6400 до 4600 лет до нашей эры (Abdrakhmatov and Strom, 2006). Замечу, что это один из редких случаев, когда удалось определить возраст крупного доисторического оползня.

Интенсивное и намного более крупномасштабные деформации рыхлых отложений наблюдались перед фронтом еще нескольких крупных оползней на Северном Тянь-Шане – Ананьевского 1911 г. на северном берегу оз. Иссык-Куль (см. рис. 1.2, 3.72, 3.73) и древнего Северного Кель-Кугурского оползня в долине р. Чон-Кемин (рис. 3.74, 3.75).

Перед фронтом Ананьевского оползня находится невысокая (7-10 м) ступень, сложенная не раздробленными гранитами, как основная часть оползневого тела, а суглинками с фрагментами

почвенного слоя, содранными и перемещенными при движении оползня. Следует иметь в виду, что землетрясение произошло зимой, когда почвенный слой был проморожен. Отдельные фрагменты покровных суглинков наблюдались и выше, в канаве "А", показанной на рис. 3.73. В канаве "В" был вскрыт резкий контакт между раздробленной массой гранитов и вытолкнутыми ей покровными суглинками, а в канаве "С", пройденной в основании склона, видно, как обрывки дернины, перемешанные с однородной массой покровных суглинков, залегают поверх недеформированного почвенного профиля. Очевидно, перед самой остановкой оползня его энергии уже не хватало на то, чтобы разрушать поверхностный промороженный слой почвы, и он лишь проталкивал уже содранные покровные суглинки перед собой.



Рис. 3.72. Общий вид Ананьевского оползня. Красными стрелочками обозначено положение одного из разрывов Кеминского землетрясения 1911 г.; короткой белой линией – профиль, по которому были пройдены канавы, разрезы которых показаны на Рис. 3.73

Еще более крупномасштабные деформации основания, по которому перемещался оползень, наблюдаются во фронтальной части древнего Кель-Когурского Северного оползня в долине р. Чон-Кемин (42.794° с.ш., 76.398° в.д.). Оползенькое тело плохо выражено в рельефе, но уверенно опознается по строению и структуре отложений в береговом обрыве реки (рис. 3.74). В толще аллювиальных отложений наблюдаются надвиги (рис. 3.75), предположительно образовавшиеся из-за давления каменной лавины, смещавшейся с большой высоты и, видимо, с большой скоростью, которая пересекла ныне погребенное русло р. Чон-Кемин и ударила в противоположный берег.

Интенсивные деформации наблюдались и в толще лессовидных суглинков, перекрывавшей тело Ат-Джайлауской каменной лавины, на которую воздействовала Иныльчекская каменная лавина (см. рис. 3.16).

Существенное разнообразие форм взаимодействия оползневых тел и отложений, по которым они перемещались, демонстрирует разнообразие механизмов такого взаимодействия. Очевидно, что модель, предложенная С.С. Григоряном (1979), согласно которой наименее прочный из взаимодействующих материалов либо базальный горизонт каменной лавины, либо субстрат,

разрушается (срезается), обеспечивая тем самым минимальное сопротивление перемещению, не описывает всего разнообразия явлений, наблюдаемых в зоне контакта высокоподвижных оползневых тел и субстрата. Тщательное изучение контактной зоны дает дополнительную информацию о процессах, протекающих при движении крупных оползней в скальных массивах, трансформирующихся в каменные лавины, и приводящих к их аномально высокой подвижности.

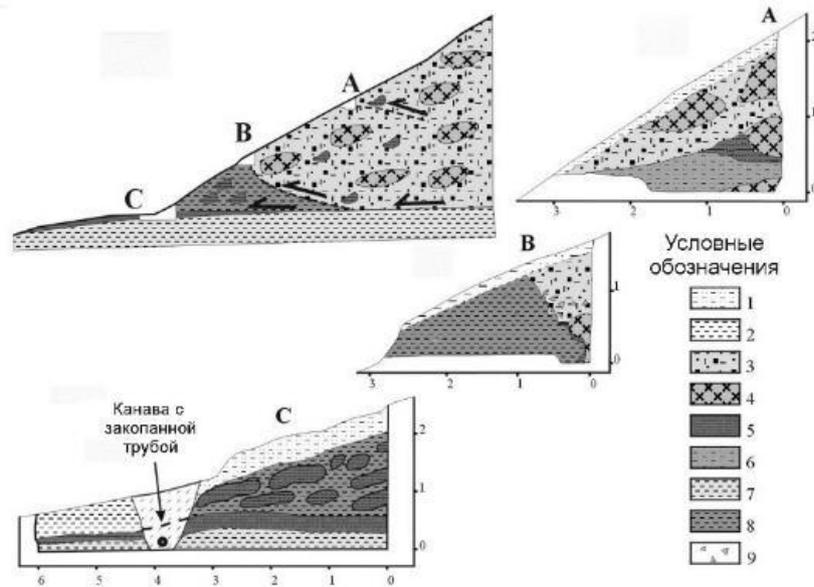


Рис. 3.73. Строение фронтальной части Ананьевского оползня. Положение канав А, В, С показано на схематическом разрезе. 1 – материал современных осейей, 2 – плотный светлый суглинок, 3 – раздробленный серый гранит, 4 – блоки и глыбы розового гранита, 5 – погребенная почва, 6 – коричневая подпочвенная супесь, 7 – светлый подпочвенный суглинок в коренном залегании, 8 – легкий коричневый суглинок, 9 – мелкие обломки гранита



Рис. 3.74. Общий вид каменной лавины Кель-Когурская-Северная. Белыми стрелочками обозначено место, откуда сделан снимок, показанный на рис. 3.75. RS – оползневые отложения; alQ – аллювиальные отложения; бровка цирка на отм. 2990 м

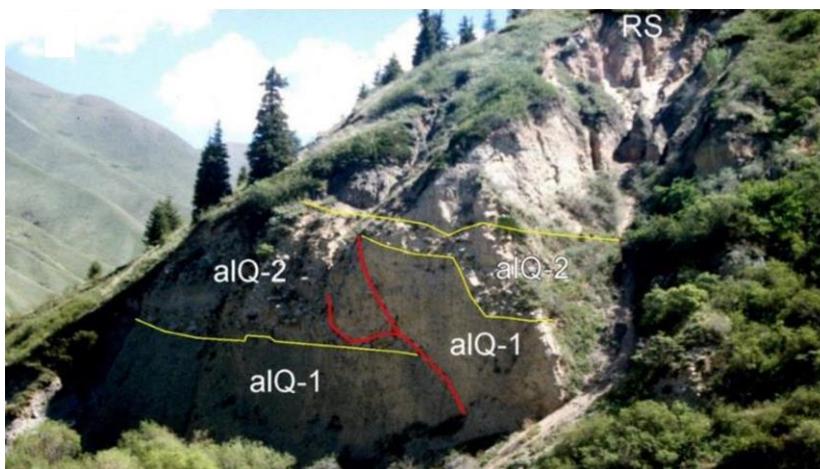


Рис. 3.75. Строение фронтальной части Кель-Когурского-северного оползня. RS – оползневое тело; alQ-1 – песчано-гравийные аллювиальные отложения; alQ-2 – валунно-галечные аллювиальные отложения; красными линиями обозначены предполагаемые надвиги в аллювии, предположительно образовавшиеся под воздействием оползня; желтыми – границы пачек разного состава

3.5 Экспериментальное воспроизведение процессов, формирующих внутреннюю фацию отложений каменных лавин

Математическое и физическое моделирование – важный инструмент, позволяющий лучше понимать процессы, протекающие при формировании и движении оползней (см., например, Fukuoka et al., 2007; Federico, Cesali, 2015; Wang et al., 2016; Yu, Su, 2021). Однако при моделировании крупных и грандиозных оползней в скальных массивах, многие из которых трансформируются в каменные лавины, возникает ряд проблем. Колоссальные размеры этих природных образований препятствуют их корректному физическому моделированию из-за сложностей в соблюдении условий подобия – надо учесть не только отношение масштабов реального объекта и его натурной модели, но и пропорционально изменить свойства материалов, используемых для моделирования. С другой стороны, отсутствие ясного и однозначного понимания процессов, происходящих в каменных лавинах и способствующих их аномально высокой подвижности, существенно усложняет выбор корректных реологических моделей и уравнений движения при численном моделировании этих явлений.

Модели, разрабатываемые для объяснения аномально высокой подвижности каменных лавин, должны воспроизводить, в идеале, всю совокупность наблюдаемых особенностей их морфологии, строения и гранулометрического состава отложений. Одна из наиболее разработанных – модель "механического оживления" (mechanical fluidization) или "динамического дробления" (dynamic fragmentation), предложенная Новозеландскими исследователями (Davies, 1982; Davies, McSaveney 1999, 2002, 2011; Davies et al., 2006, 2017, 2020; McSaveney, Davies, 2006), объясняет интенсивное дробление материала во внутренних частях быстро перемещающихся каменных лавин тем, что, в них постоянно возникают и разрушаются т.н. "силовые цепочки" – разноориентированные последовательности обломков, испытывающие высокие напряжения сжатия, превышающие и литостатическую нагрузку и предел прочности материала на сжатие. При этом кинетическая энергия движущихся частиц постоянно преобразуется в потенциальную энергию упругих деформаций, и, наоборот, при разрушении отдельных частиц разного размера их фрагменты разлетаются, передавая дополнительный импульс соседним частицам.

Предложенная примерно в тот же период американским физиком Х.Дж. Меллошем модель "акустического оживления" (acoustic fluidization) (Melosh, 1979, 1983, 1986, 1990) связывала аномальную подвижность каменных лавин с локальным разуплотнением, вызываемым кратковременными пульсациями напряжений под действием звуковых волн, генерируемых при трении о субстрат и вследствие внутреннего трения частиц, но не объясняла прогрессирующего и очень интенсивного дробления материала.

Модель "колоды игральных карт", разработанная французскими исследователями, изучавшими оползень Флимз в Швейцарии (Schneider et al., 1979, 1999; Wassmer et al., 2002; Pollet,

Schneider, 2004; Pollet et al., 2005) применима лишь для каменных лавин, зарождавшихся, как оползни скольжения в слоистых осадочных породах и, объясняя их высокую мобильность, не раскрывает механизма интенсивного дробления материала во всем объеме внутренней фации.

Ряд моделей – движение на воздушной или паровой подушке (Kent, 1966, Habib, 1975), плавление по поверхности скольжения (Erismann, 1979), срезание более слабого материала (Григорян, 1979; Остроумов, 1986) и др., вообще не затрагивают проблему состояния материала в теле движущейся каменной лавины.

В условиях, когда не удастся корректно воспроизвести всю совокупность явлений, наблюдаемых в каменных лавинах, весьма эффективным и информативным оказывается т.н. "концептуальное физическое моделирование", когда в ходе экспериментов воспроизводится какое-то одно определенное явление (или комбинация явлений), наблюдаемых в природе, а не движение каменной лавины как таковое (Zerkal et al., 2017).

Одна из принципиально важных особенностей каменных лавин – описанное выше сочетание интенсивного дробления и сохранение исходной последовательности пород, вовлеченных в оползень, что, как уже отмечено выше, кардинально отличает каменные лавины от селевых потоков. Автором, совместно с коллегами из института динамики геосфер РАН, была предпринята попытка воспроизвести такое сочетание процессов в принципиальной физической модели (Дубовской и др., 2008; Strom and Pernik, 2013). Было проведено три серии экспериментов (А, В, С) в ходе которых образцы раздробленного мрамора с размером частиц 0.63 – 1 мм и 1 – 1.6 мм подвергались сжатию в прессе в обойме диаметром 30 мм под давлением 5.68 Мпа, что примерно соответствует литостатической нагрузке от толщи пород мощностью ~200 м.

Первая серия экспериментов состояла в следующем: проба помещалась в обойму и сжималась пуансонами с прямыми торцами (рис. 3.76-а), после чего грунт извлекался и проводился ситовой анализ, чтобы определить, какая часть зерен проходит через сито с диаметром отверстий 0.63 мм, т.е. была разрушена. Затем грунт снова помещался в обойму, сжимался и, после снятия нагрузки, снова проводился ситовой анализ, и так далее, до 10 раз. При этом наблюдалось практически незатухающее дробление, выразившееся в постоянном увеличении массы частиц, прошедших через сито 0.63 мм (график А на рис. 3.77), но, поскольку материал регулярно извлекался из обоймы и проводился ситовой анализ, происходило постоянное перемешивание частиц и, соответственно, сохранность их исходного взаимоотношения, моделирующее сохранение исходной последовательности пород разных типов, не воспроизводилось.

Для соблюдения этого условия была проведена вторая серия экспериментов, в ходе которой пробы подвергались сжатию и снятию нагрузки разное число раз – также от 1 до 10. При этом ситовой анализ каждой пробы проводился однократно, после завершения соответствующего числа циклов "сжатие – снятие нагрузки". Очевидно, что взаимное расположение частиц в

обойме при этом если и менялось, то незначительно, т.е. успешно моделировалось сохранение исходной последовательности пород. Однако, как видно на графике В на рис. 3.77), уже после двух циклов нагружения, когда было разрушено около 10% исходной пробы, дробление материала практически прекращалось. Т.е. и в этом случае нам не удавалось воспроизвести сочетания интенсивного дробления частиц и сохранения исходной последовательности частиц (моделирующее соотношение пород разного типа). Не удалось получить искомого результата и тогда, когда обоймы с материалом помещались на вибростенд и подвергались воздействию колебаний с амплитудой 0.7 мм и частотой 20 Герц.

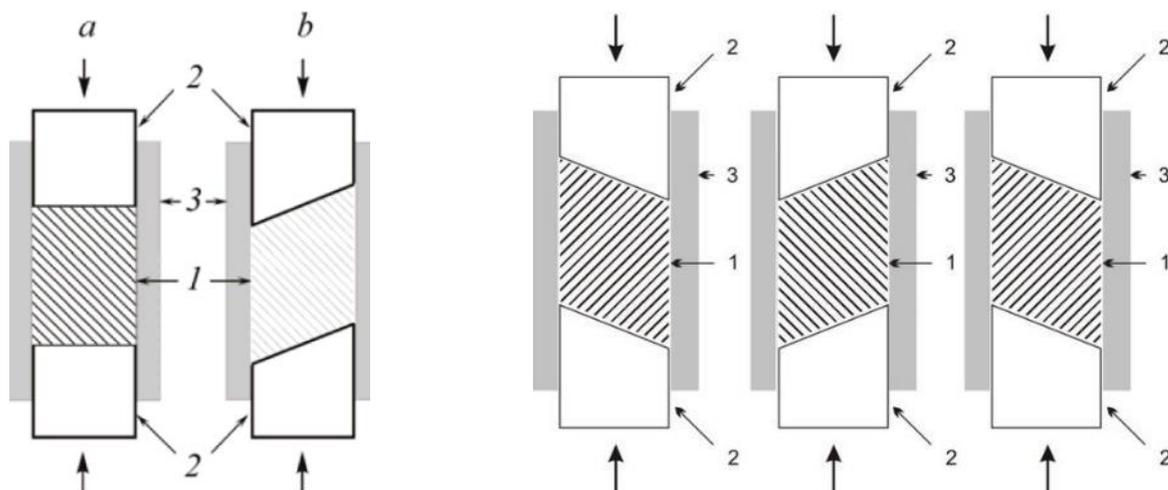


Рис. 3.76. Слева - схема экспериментов А и В (а) и С (b). 1 – грунт (дробленный мрамор), 2 – пуансоны, 3 – обойма. Справа – изменение ориентировки пуансонов в серии "С"

Искомый результат удалось воспроизвести только в третьей серии экспериментов, которая была аналогична второй (ситовой анализ каждой пробы проводился после завершения соответствующего числа циклов "сжатие – снятие нагрузки"), но за одним исключением – в этой серии использовались пуансоны со скошенным торцом (рис. 3.76-б). После каждого цикла "сжатие – снятие нагрузки" верхний пуансон приподнимался и поворачивался на 180° . Затем обойма переворачивалась и аналогичная процедура производилась со вторым пуансоном (см. рис. 3.76, правая часть). Этим обеспечивалось воздействие на исследуемый обломочный материал, наряду с деформациями сжатия-растяжения, знакопеременных (что в данном случае не принципиально) деформаций сдвига.

При этом наблюдалось незатухающее дробление (график "С" на рис. 3.77), хотя и столь интенсивное, как в первой серии экспериментов. Для анализа взаимоотношений отдельных частей пробы частицы окрашивались в разные цвета и засыпались в обоймы послойно. После завершения экспериментов, некоторые пробы были заполнены водой и заморожены, что позволило извлечь их из обойм в том состоянии, в котором они находились после нескольких циклов "сжатие – снятие нагрузки" (см. фотографию на рис. 3.77), и убедиться, что, несмотря на существенную долю разрушенных частиц, их слоистая структура сохранилась.



Рис. 3.77. Слева – изменение гранулометрического состава в зависимости от числа циклов "сжатие – снятие нагрузки" в экспериментах А, В, С. Справа – сохранение взаимного положения разноокрашенных частиц после эксперимента "С"

Таким образом, в третьей серии экспериментов удалось воспроизвести сочетание процессов, характерных для отложений большинства крупных оползней в скальных массивах и каменных лавин – интенсивное дробление и сохранение исходной последовательности пород. Это позволяет предполагать, что грунт во внутренних частях крупных оползневых тел подвержен аналогичным деформациям, в то время как крупноглыбовая панцирная фация отложений перемещается пассивно и не испытывает ни интенсивных пульсирующих нагрузок, ни деформаций сдвига. Циклы "сжатие – снятие нагрузки" могут воспроизводить возникновение и разрушение "силовых цепочек", описанных в работах (Davies, 1982; Davies, McSaveney 1999, 2002, 2011; Davies et al., 2006, 2017, 2020; McSaveney, Davies, 2006), а деформации сдвига – поступательное движение каменной лавины.

Проведенные эксперименты лишь качественно воспроизводят реально наблюдающиеся в природе процессы. Пока не удалось оценить относительный вклад в дробление деформаций сжатия-растяжения и сдвига. Судя по чрезвычайно малой мощности панцирной фации, установленной в некоторых случаях, например у описанного выше завала Большого Алматинского озера, где она не превышала, фактически, диаметра образующих ее глыб (см. рис. 3.35), литостатическая нагрузка не могла быть сколько-нибудь существенной, но, тем не менее, она обеспечивала условия, при котором происходило интенсивное дробление нижележащих обломков. В работе (Hu et al., 2020) сочетание нормальных напряжений и интенсивных сдвиговых деформаций, приводящее к интенсивному дроблению рассматривается как фактор, способствующий повышенной мобильности каменных лавин, что было установлено в ходе экспериментов на приборе кольцевого сдвига.

3.6 Выводы к главе 3

Для каменных лавин, вне зависимости от пройденного ими расстояния, характерно отчетливое двучленное строение с нижней (внутренней) сильно раздробленной частью (ядром) и верхним (внешним) покровом из намного более грубообломочного материала и/или гигантских, сравнительно слабо деформированных блоков ("панцирная фация"). В некоторых случаях, но не всегда, выделяется также еще более раздробленная "базальная фация". При этом обломки пород разного состава, вовлеченных в обрушение, не перемешиваются, что позволяет характеризовать движение каменных лавин как высокоскоростное "ламинарное" течение сухих обломочных потоков.

Эти особенности должны учитываться при разработке математических или физических моделей, призванных объяснить механизм(ы) аномально высокой подвижности каменных лавин. Экспериментально показано, что наблюдаемое в природе сочетание интенсивного дробления обломочного материала с сохранением исходной макроструктуры массива реализуется при одновременном воздействии циклических деформаций сжатия-снятия нагрузки и сдвига.

Такое строение является одним из важных факторов, влияющих на устойчивость и длительность существования завальных плотин, образованных каменными лавинами и одной из основных причин их катастрофических прорывов, примеры которых будут описаны в разделе 8.2. Грубообломочная панцирная фация, часто состоящая исключительно из крупных глыб с большими промежутками между ними (см., например, рис. 3.39, 4.9) или гигантских трещиноватых блоков (см. рис. 3.37) обеспечивает пропуск достаточно значительного расхода, защищая плотину от перелива. В то же время, если по какой-либо причине грубообломочная панцирная фация удалена, как это произошло, к примеру при прорыве озера Иссык в 1963 г. (см. рис. 1.5) или размыва и переливающегося поток воздействует непосредственно на сильно раздробленный материал внутренней фации, процесс размыва этого материала приобретает лавинообразный характер – увеличение ширины и глубины прорана приводит к росту расхода, это, свою очередь, усиливает размыв и т.д. Поэтому изучение внутреннего строения и гранулометрического состава отложений каменных лавин имеет важнейшее значение не только для понимания процессов, развивающихся при их перемещении, но и при оценке опасности прорыва завальных плотин, образуемых каменными лавинами.

4 ОТЛИЧИЕ КАМЕННЫХ ЛАВИН ОТ ОБРАЗОВАНИЙ ИНОГО ГЕНЕЗИСА И ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ БАЗЫ ДАННЫХ

4.1 Дополнительные признаки, позволяющие отличать каменные лавины от образований иного генезиса

В предыдущей главе диссертации описаны основные особенности морфологии и внутреннего строения отложений каменных лавин. Во многих случаях выделение таких древних (доисторических) образований может производиться однозначно на основании визуального анализа рельефа. Так, сочетание обломочных накоплений у подножия склона с циркуобразным понижением на склоне непосредственно над ними, объемы которых достаточно хорошо (с учетом точности измерений и неизбежным разрыхлением горной массы при ее дроблении) коррелируют между собой, обычно позволяет однозначно интерпретировать эти образования, как оползневые. Таковыми являются многочисленные завальные плотины, описанные выше (см. рис. 3.5, 3.24 и др.). Еще раз подчеркну, что каменные лавины являются одним из типов оползней, образующихся при единовременном катастрофическом обрушении больших масс скальных или полускальных грунтов.

В ряде случаев, однако, это не столь очевидно и для того, чтобы правильно определить генезис исследуемых отложений и/или форм рельефа, необходимо учитывать дополнительные признаки. Так, в частности, нередко создается впечатление, что объем отложений, залегающих у подножия склона, намного превосходит размеры визуально различимого оползневого цирка. В качестве примера можно привести гигантский, объемом ~400 миллионов кубометров, оползень Айдын-Ула в Китайском Тянь-Шане (42.8° с.ш., 87.537° в.д.), вблизи одноименной вершины (рис. 4.1). Его прямоугольная стенка отрыва шириной до 1.5 км и высотой более 600 м на склоне, сложенном ордовикскими гранитами, выглядит на космическом снимке намного меньше, чем оползневое тело длиной 3.5 км и шириной до 2.1 км. Фронтальная часть этого тела, обозначенная на Рис. 4.1 как 'glQ (?)', сложена четвертичными, скорее всего ледниковыми отложениями, которые были вытолкнуты перед перемещающимся оползневым телом, действовавшим, как бульдозер. Аналогичный механизм действовал при формировании ряда оползней (каменных лавин) на Памире, показанных на рис. 3.5, фронтальные части отложений которых сложены моренным материалом.

Однако, такое несоответствие размеров лишь кажущееся. Рассматриваемый оползень полностью разрушил скальный отрог основного хребта, выступавший вперед примерно на километр. При этом достоверно восстановить первоначальный рельеф в данном случае невозможно (рис. 4.2). Дополнительными признаками, указывающими на оползневой генезис этих отложений, являются наличие крупных угловатых глыб на поверхности основной части тела и резкая граница

между этой грубообломочной частью и фронтальной частью с намного более сглаженной поверхностью, сложенной, предположительно, ледниковыми отложениями. В работе (Strom, Abdrakhmatov, 2018) описан целый ряд аналогичных примеров, когда объем оползневого тела визуальнo воспринимается намного большим, чем объем области питания, даже с учетом разрыхления материала, которое само по себе может увеличивать объем оползневых отложений примерно на 20% по сравнению с объемом скального массива, вовлеченного в оползнеобразование.

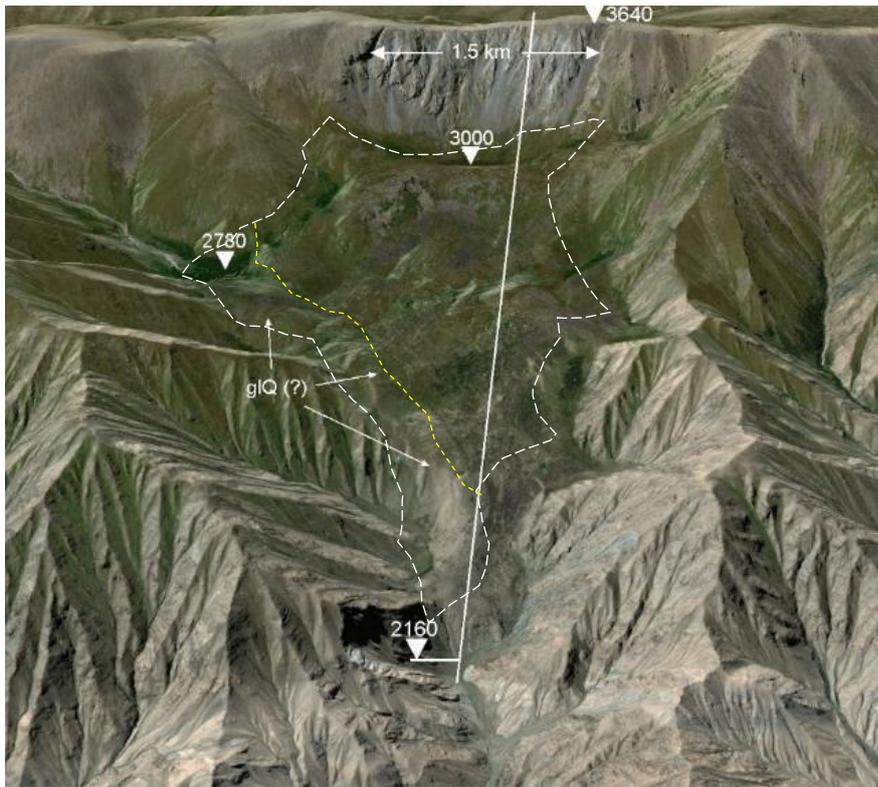


Рис. 4.1. Оползень Айдын-Ула, объем отложений которого визуальнo превосходит объем обрушившейся части склона. Перспективное изображение Google Earth. Стенка отрыва шириной 1.5 км, между отметками 3000 и 3640 м. Белая пунктирная линия – граница оползневого тела; желтая пунктирная линия – граница между его частями, сложенными обломками коренных пород и, предположительно, ледниковых отложений во фронтальной части каменной лавины glQ (?)
Предполагаемая форма склона до обрушения и положение оползневого тела на разрезе показаны на рис. 4.2

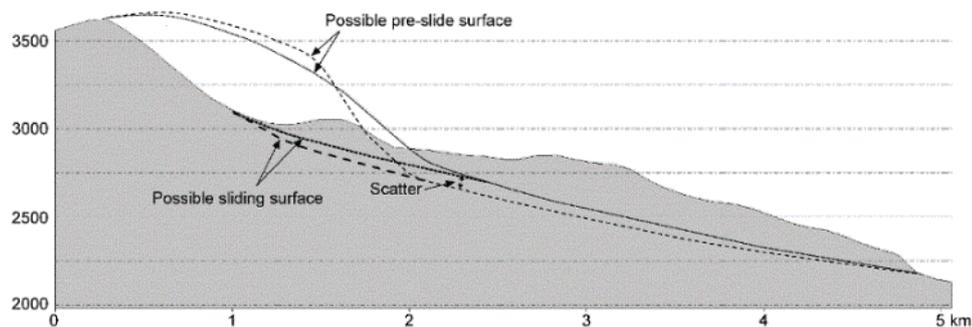


Рис. 4.2. Схематический разрез по оси оползня (каменной лавины) Айдын-Ула, показанного на рис. 4.1. Разными типами линий показаны некоторые произвольно выбранные варианты дооползневого рельефа и положения поверхности скольжения

В этом разделе на конкретных примерах рассмотрены некоторые дополнительные признаки, на основании анализа которых были сделаны выводы об оползневом генезисе обломочных

отложений в разных районах Центральной Азии. При составлении базы данных крупных оползней в скальных грунтах и каменных лавин исследованного региона каждый объект идентифицировался в индивидуальном порядке на основании комплексного анализа всей доступной геоморфологической и геологической информации. Подход, когда оползни выделяются по формальным признакам лишь на основе сведений о морфологии склонов, как это было сделано, к примеру в работах (Ahmed et al., 2014, 2016), посвященных выделению крупных оползней в бассейне Инда в Пакистане, является, на взгляд автора, излишне упрощенным и может приводить к многочисленным ошибкам.

4.1.1 Признаки, позволяющие различать каменные лавины и ледниковые отложения

Чаще всего отложения каменных лавин путают с ледниковыми отложениями (конечными моренами). Многие обломочные тела, рассматриваемые сейчас как классические каменные лавины, ранее интерпретировались, как ледниковые отложения. Так было в Альпах до исследований Альберта Гейма (Heim, 1878, 1883), в Каракоруме до работ Кеннета Хьюитта, давшего правильное объяснение многочисленным колоссальным природным плотинам в долинах реки Инда и его притоков (Hewitt, 1988, 1998, 1999, 2001, 2002, 2006a,b, 2011), в Южных Альпах Новой Зеландии (Barth, 2013). Ошибочная трактовка природы таких отложений имела место и в исследованном регионе. В этом отношении весьма показательна уже упомянутая выше история изучения грандиозных Комансуйской (39.54° с.ш., 72.69° в.д.) и Ачикташской (Ленинской) (39.54° с.ш., 72.9°) каменных лавин в Алайской долине. Эти обширные поля молодых отложений с холмистым рельефом (т.н. «чукуры», рис. 4.3) первоначально трактовались, как ледниковые отложения, которые, действительно широко развиты у подножия Заалайского хребта (Корженевский, 1930, репринтное издание 1979 г.).



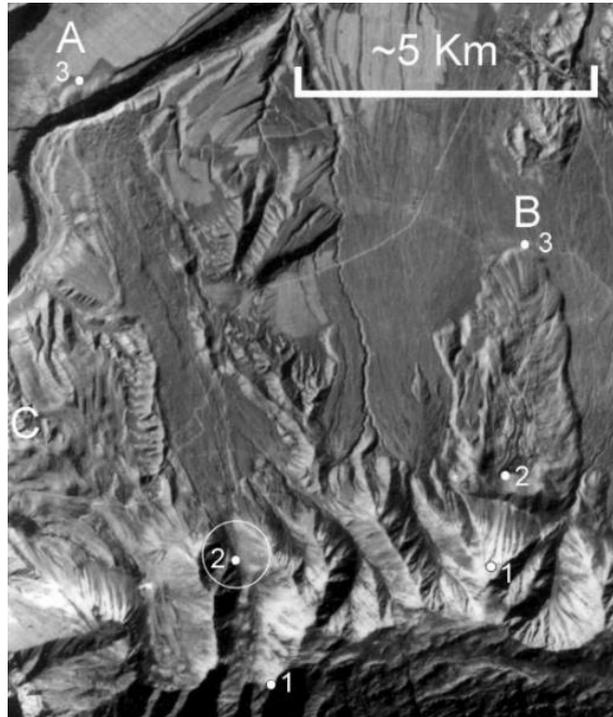
Рис. 4.3. Холмистый рельеф (чукуры) сохранившихся частей тела Комансуйской каменной лавины (на переднем и заднем планах)

В 50-60 годах К.В. Курдюков (1950, 1964) впервые описал их, как обвальные (он не разделял обвальные и оползневые отложения). Позже, А.А. Никонов с соавторами (1984) вновь описали эти образования, как конечно-моренные. Наконец, тщательное изучение морфологии и внутрен-

него строения этих отложений, а также их взаимоотношений с подстилающим субстратом, выполненное в последние годы, однозначно подтвердило, что это действительно отложения высокоподвижных каменных лавин, сорвавшихся с приводораздельной части северного склона Заалайского хребта (Strom et al., 2014a; Robinson et al., 2015; Reznichenko, Davies, 2015; Reznichenko et al., 2017; Шатравин, 2020).

Выше уже было отмечено, что и на Государственных геологических картах масштаба 1:200000 тела многих каменных лавин показаны, как ледниковые отложения. В частности, такая ошибка была сделана на листах К-43-XXI, К-43-XXVI (съёмка 1960-х – 1970-х годов). Три Чаарташские каменные лавины на северном склоне хр. Западный Акшийряк в Центральном Тянь-Шане (41.21° с.ш., $73.95-74.0^\circ$ в.д.) (рис. 4.4) и каменная лавина в тыловой части грандиозного Бешкельского оползня (см. рис. 3.1), имеющие голоценовый или позднплейстоценовый возраст, показаны на картах как поздне- и даже среднплейстоценовые ледниковые отложения (Strom, 1998).

А: Чаарташ-2
 $V \sim 120 \times 10^6 \text{ м}^3$
 $H1-2=600 \text{ м}$
 $H1-3=1600 \text{ м}$
 $L2-3=7 \text{ км}$
 $\angle 2-3=6-7^\circ$
 $L1-3=9 \text{ км}$
 $H1-3/L1-3=0.18$



В: Чаарташ-3
 $V \sim 200 \times 10^6 \text{ м}^3$
 $H1-2=800 \text{ м}$
 $H1-3=1140 \text{ м}$
 $\angle 2-3=8-9^\circ$
 $L1-3=4.96 \text{ км}$
 $H1-3/L1-3=0.23$

Рис. 4.4. Чаарташские каменные лавины № 2 (А) и № 3 (В) у подножия хр. Западный Акшийряк. Фрагмент космоснимка КФА-1000. С – каменная лавина № 1, частично попавшая на снимок. Приведены основные геометрические характеристики этих каменных лавин – разница высот (Н) и длина в плане (L) между характерными точками 1, 2, 3, обозначенными на снимке. Белым кружком обозначено сужение, через которое прошла лавина № 2 (см. раздел 5.3.2)

При изучении образований, для которых можно предполагать либо ледниковый, либо оползневой генезис, необходимо учитывать, что оледенение, действительно создающее формы рельефа, внешне схожие с оползневыми (ледниковые цирки похожи на оползневые цирки, а конечные морены – на отложения каменных лавин), это региональный, климатически обусловленный процесс, который проявляется на обширной территории, начиная с определенной высоты, и

оставляет более-менее схожие следы на всех склонах определенной экспозиции на этой высоте (Стром, 1988). Оползневые же процессы, особенно образование крупных и грандиозных оползней в скальных массивах, даже при их массовом развитии, проявляются все же «точечно».

Этот критерий, позволяющий уверенно отличать отложения каменных лавин от отложений горно-долинных ледников, можно проиллюстрировать на примере Верхне-Кашкасуйской каменной лавины протяженностью 5.7 км, сформировавшейся в приводораздельной части Суусамырского хребта на его северном склоне (41.867° с.ш., 74.15° в.д.). Дно долины р. Кашкасу в ее верховьях покрыто обломочной толщей из глыб гранитоидов с отчетливой полосчатостью (рис. 4.5), над которой в верховьях долины на высоту около 500 м воздымается покрытое осыпями понижение в склоне, резко отличающееся от смежных склонов – стенка отрыва оползня, породившего эту каменную лавину. Сопоставление этого сочетания форм рельефа с формами рельефа на смежных участках приводораздельной части северного склона Суусамырского хребта показало уникальность рассматриваемого образования, хотя общие морфологические характеристики восточной части хребта постоянны на всем его протяжении (рис. 4.6). То, что только верховья долины р. Кашкасу заполнены описанной обломочной толщей, в сочетании с явным цирком, позволяет уверенно выделять здесь протяженную каменную лавину, отличая ее от ледниковых отложений.



Рис. 4.5. Перспективное изображение Google Earth Верхне-Кашкасуйской каменной лавины в приводораздельной части Суусамырского хребта с ледниковым рельефом. Тело каменной лавины контурено пунктирной линией. На врезке показана стенка отрыва (красные стрелочки) и верхняя часть тела каменной лавины

Как отмечено в главе 1, в последние годы вопрос о природе крупных естественных барьеров в долинах горных рек Памира и Южного Тянь-Шаня был вновь поднят Н.Р. Ищуком (2008, 2011, 2013a,b, 2016), который трактует многие, если не большинство их них, как полностью или частично ледниковые образования. При этом основным аргументом в пользу такой интерпретации служит наличие в телах этих плотин значительных объемов моренного материала – окатанных и полуокатанных валунов в супесчано-дресвяном заполнителе.

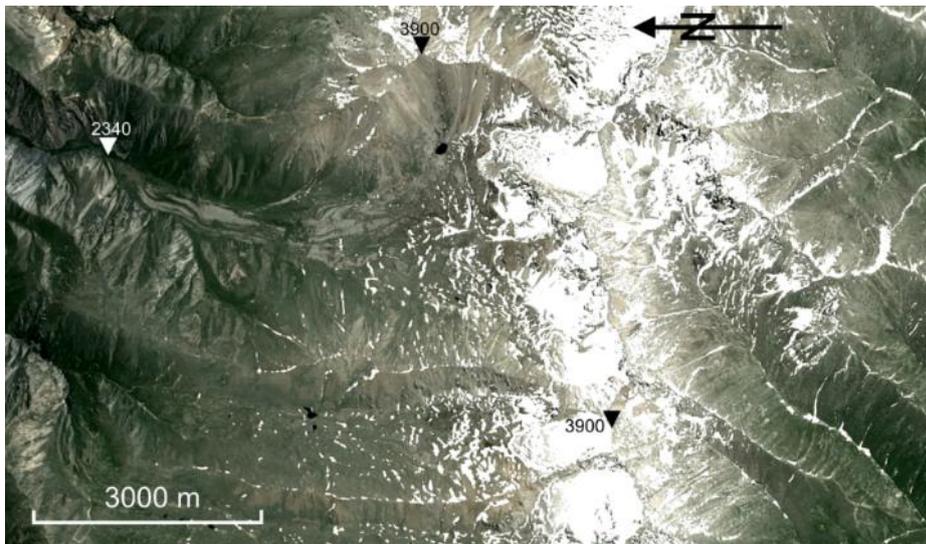


Рис. 4.6 Космический снимок Google Earth приводораздельной части Суусамырского хребта. Отметки 3900 м и 2340 м обозначают бровку стенки отрыва и примерное окончание Верхне-Кашкасуьской каменной лавины. В соседних долинах, находящих на той же высоте, подобные образования отсутствуют

На мой взгляд, несмотря на несомненно ледниковое происхождение этого материала, такая интерпретация генезиса перечисленных природных плотин является ошибочной. Все эти, без исключения, природные плотины располагаются у подножий склонов с ярко выраженными циркообразными понижениями, которые явно моложе самих склонов и, что крайне важно, являются уникальными, единичными образованиями – оползневыми цирками, в то время как истинно ледниковые формы рельефа, как уже отмечалось выше, более-менее равномерно проявляются на склонах схожей высоты и экспозиции, что обусловлено их возникновением вследствие климатических процессов, охватывающих регион в целом.

Что же касается присутствия в телах плотин значительных объемов моренного материала, необходимо учитывать, что большинство высокогорных долин Памира и многие долины Тянь-Шаня и Джунгарии в прошлом были заняты горно-долинными ледниками. Это оледенение оставило следы в виде боковых и донных морен, покрывающих нижние части бортов долин. Помимо этого, в основании склонов залегают достаточно мощные толщи селевых отложений, выносимых из долин боковых притоков, нередко с ледниками в их верховьях. По своему составу эти валунно-галечниковые отложения с супечаным заполнителем схожи с отложениями донных и боковых морен древних «магистральных» ледников. Поэтому, когда на высоком горном склоне, сложенном коренными породами, формируется крупный глубокий оползень, он выталкивает моренные и селевые отложения, залегающие в основании склона перед собой, как гигантский бульдозер, и нередко перекрывает их (Strom, 1994, 2006).

Это может быть проиллюстрировано на примере Имомского, Шорипдариского (см. рис. 3.5) и ряда других оползней в бассейне р. Гунт на Памире, описанных выше в главе 3. Так, тело Имомского оползня длиной около 1400 м и объемом примерно 15 миллионов м³ лежит на левобережной террасе Гунта высотой 10-20 м и частично перекрывает или срезает позднеголоценовый конус выноса, питаемый селевыми потоками из крутой долины с маленьким ледником в верховьях.

Все это указывает на очень молодой возраст оползневого тела, когда ледники из боковых долин уже не выходили на уровень низких террас в магистральных речных долинах, по крайней мере на этих отметках. Фронтальная часть этого тела на протяжении ~300 м, и его краевые зоны шириной до 50-100 м, сложены моренным или селевым материалом, отличающимся на снимках и цветом и более сглаженной поверхностью от «внутренних» частей этого языка, сложенных исключительно неокатанными обломками гранитоидов, обнажающихся на склоне с ярко выраженным оползневым цирком (рис. 4.7). Поверхность внутренней части тела холмистая, с невысокими грядами и впадинами, ориентированными поперек направления движения. Цирк охватывает склон до высоты ~3800 м, что существенно ниже уровня современного оледенения в этой части Памира, где ледниковые цирки находятся на высоте примерно 4500 м. Такая форма рельефа – единственная на левом борту долины на этом высотном уровне, что также исключает возможность ее ледникового происхождения.



Рис. 4.7. Перспективное изображение Имомского оползня на левом борту долины р. Гунт на Памире (космический снимок Google Earth). Фронтальная и боковые части его тела сложены моренным материалом, вытолкнутым вперед и в стороны при формировании оползня в скальном массиве, а центральная – обломками коренных пород. Граница между ними показана белой пунктирной линией

Иное строение характерно для Яшилькульского завала в истоках р. Гунт на Памире (37.78° с.ш., 72.735° в.д., рис. 4.8), для которого Н.Р. Ищук (2011) также предполагал, что плотина была образована конечной мореной, на которую впоследствии легло тело каменной лавины. На мой взгляд, для формирования плотины оз. Яшилькуль нет необходимости предлагать столь сложный, многоэтапный механизм. Все особенности ее строения можно объяснить однократным обрушением высокого горного склона (Strom, 2006; Strom, Abdrakhmatov, 2018). Катастрофическое обрушение нескольких десятков миллионов кубометров гнейсов произошло со склона высотой более 1000 м, основание которого было покрыто плейстоценовой мореной Аличурского ледника и, вероятно, более молодыми ледниковыми или водно-ледниковыми отложениями из боковой долины, видимой на рис. 4.8 рядом с цирком. Смещающаяся со склона масса гнейсов сдвинула

моренный материал и столкнула его в русло реки. Основное же тело оползня, трансформировавшегося в каменную лавину, продолжало движение и перекрыло нижнюю "моренную" часть этой плотины, образовав глыбовый покров. При этом часть моренного материала растеклась перед фронтом и правее этого глыбового покрова, образовав внешнюю зону каменной лавины, хорошо различимую на рис. 4.9.



Рис. 4.8. Перспективное изображение Google Earth Яшилькульского завала на Памире. Его поверхность покрыта крупными глыбами гнейсов (темно-коричневый фототон), а фронтальная и правая (по ходу оползня) части сложены моренным материалом, фронт которого обозначен черными стрелками. Белыми стрелками обозначено место, откуда в 1977 г., до возведения водосбросных сооружений, был сделан снимок, показанный на рис. 4.9

Один из наиболее ярких и поучительных примеров – гигантская прорванная завальная плотина, в долине р. Кудары, описанная выше (см. рис. 3.6, 3.7), которую Н.Р. Ищук (2011) также отнес к моренным образованиям на основании того, что в теле этого завала широко представлены моренные отложения. Однако с такой трактовкой невозможно согласиться, так как взаимное положение разноцветных поясов обломочных отложений, ярко проявленных на снимках этого колоссального тела размерами в плане 3×3.7 км и мощностью до 250 м, однозначно показывает, что оно двигалось поперек долины со стороны отчетливо выраженного цирка на склоне и, соответственно, не могло перемещаться ни вдоль долины р. Кудары, ни из долины ее правого притока, впадающего в Кудару сразу выше по течению у кишлака Пасор.

Следует еще раз подчеркнуть, что над всеми такими завалами на склоне видны циркообразные понижения – оползневые цирки. Н.Р. Ищук (2011, 2013а) интерпретировал их как цирки висячих ледников или устойчивых снежников. Однако, практически во всех случаях эти цирки явно моложе окружающих их склонов и расположены намного ниже, чем современные присклоновые (висячие) ледники. Наглядный пример – формирование серии крупных оползней в долине реки Ривак на Памире, верхние части бортов которой затронуты современным оледенением. Крупнейший из них образовал плотину озера Риваккуль (37.615° с.ш., 72.06° в.д.) (рис. 4.10). На рисунке

видно, что молодые, явно ледниковые формы рельефа находятся в нескольких сотнях метрах выше кромки оползневого цирка. Здесь также видно, что движение тела, сформировавшего плотину озера происходило, как и в предыдущем примере, не вдоль, а поперек долины.



Рис. 4.9. Моренный материал, смещенный при формировании Яшилькульского завала и образующий полосу шириной до 150 м вдоль правого края тела каменной лавины, сложенной глыбами гнейсов

Поскольку оледенение и формирование морен – весьма длительный процесс, очевидно, что материал, выносимый тысячами ледниками (а циркообразные понижения на склонах, трактуемые Н.Р. Ищуком, как ледниковые формы рельефа, могут быть только цирками тысячных, а не долинных ледников), не мог сформировать высокие завальные плотины, так как постепенно поступающая на дно долин, она столь же постепенно должна была размываться протекающими там реками. Если же трактовать эти завалы, как конечные морены горно-долинных ледников, заполнявших магистральные долины, то совершенно непонятно, почему тысячные ледники или оползневые цирки должны были формироваться именно и только над такими конечными моренами. По крайней мере вероятность такого совпадения весьма мала.

Несомненно, встречаются случаи, когда разделить оползневые и ледниковые отложения только на основании анализа космоснимков проблематично. Обычно с этим приходится сталкиваться в областях современного оледенения, или там, где ледники отступили совсем недавно. Здесь действительно может быть сложно провести точную границу между моренами и оползневым телом. В качестве примера можно привести плотину оз. Сарыбирюк в Южном Казахстане, в верховьях р. Кызыл-Тентек (45.225° с.ш., 81.00° в.д) (рис. 4.11), где тело оползня объемом около $20 \times 10^6 \text{ м}^3$, сошедшего с правого борта ледниковой долины, перекрыло реку точно напротив устьев двух небольших левых притоков, долины которых заполнены ледниковыми отложениями. Несмотря на наличие отчетливого оползневого цирка, сложно сказать, опираясь только на результаты дешифрирования, образовалось ли озеро из-за его подпруживания оползневыми отложениями, или оно уже существовало вследствие перекрытия основной долины конечными моренами ледников, вышедших из долин ее левых притоков. Можно предполагать, что река здесь

была отжата ледниками из боковых долин к правому берегу, что привело к его подмыву и способствовало образованию оползня. Для окончательного решения необходимо провести полевое обследование.



Рис. 4.10. Завальная плотина оз. Риваккуль на Памире и более мелкие оползни ниже по течению. Фронт оползней обозначен черными стрелочками. Морены ледников, примерно одновозрастных с оползнями в скальных массивах находятся выше оползневых цирков. Перспективное изображение Google Earth



Рис. 4.11. Перспективное изображение Google Earth плотины озера Сарыбирюк в верховьях долины р. Кызыл-Тентек. Оползневое тело (RS), по-видимому, перекрывает конечную морену, вышедшую из боковой долины (glQ). Предполагаемая граница между ними показана пунктирной линией. Перспективное изображение Google Earth

Несомненно, что в морфологии ледниковых и оползневых тел действительно есть много общего. В частности, это холмистый рельеф поверхности. Тем не менее, холмистые конечные морены и холмистые каменные лавины различаются, что было показано в работах (Reznichenko, Davies, 2015; Robinson et al., 2015; Reznichenko et al., 2017) на примере каменных лавин и ледниковых покровов на дне Алайской долины. Особенно ярко это видно на примере Ачикташской

каменной лавины (39.52° с.ш., 72.93° в.д.), сошедшей с северного склона пика Ленина (в ряде работ она названа Ленинской) (рис. 4.12). На космических снимках отчетливо видно что языки каменной лавины заполняют эрозионные понижения в ледниковых отложениях с более крупными и хаотично ориентированными чукурами (рис. 4.13).

Весьма убедительным аргументом в пользу ледникового происхождения ряда завальных плотин, предложенным Н.Р. Ищуком, является существенно меньшая глубина этих водоемов, чем можно было бы предполагать при восстановлении предшествующих продольных профилей подпруженных водотоков (рис. 4.14). Действительно, заиливание горных озер и водохранилищ начинается с их тыловых частей, поэтому можно предположить, что глубина завального озера прямо перед плотиной должна соответствовать первоначальному уровню дна долины, в то время как озеро, образованное в тылу конечной морены горно-долинного ледника, должно быть мельче, так как на его дне залегает донная морена.

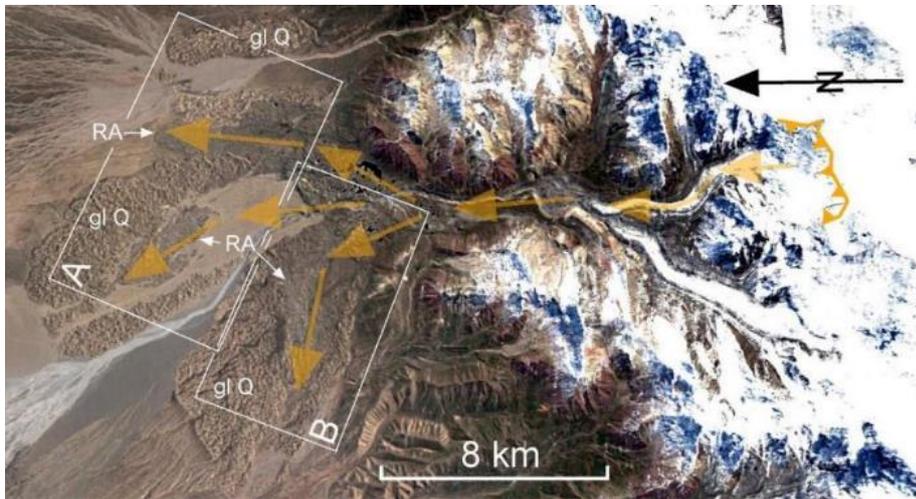


Рис. 4.12. Ачикташская (Ленинская) каменная лавина. Оранжевой линией с треугольниками показана предполагаемая стенка отрыва, оранжевыми стрелочками – направление движения каменной лавины (RA), gl Q – более древние ледниковые отложения; Оконтуренные участки А и В показаны на Рис. 4.13. Изображение Google Earth

Однако, несмотря на несомненную логичность такого объяснения, необходимо учитывать, что многие безусловно завальные озера со временем были полностью заилены (рис. 4.15), а некоторые искусственные водохранилища на горных реках заиливались буквально за несколько десятилетий после их создания. Так, водохранилище Гергебильской ГЭС на р. Кара-Койсу в Дагестане глубиной около 70 м, введенной в постоянную эксплуатацию в 1956 г., было полностью заилено менее чем через 20 лет. На водохранилище крупнейшей на Кавказе Ингурской ГЭС, созданном арочной плотиной высотой 276 метров, введенной в эксплуатацию в 1978 г., всего через 40 лет подводная дельта уже подошла к плотине. Еще быстрее, менее чем за 10 лет, было практически полностью заилено водохранилище Камбаратинской ГЭС-2 на р. Нарын в Киргизии. Поэтому уменьшение глубины подпрудных озер, существующих сотни и тысячи лет, может быть никак не связано с изначальным заполнением дна долины ледниковыми отложениями.

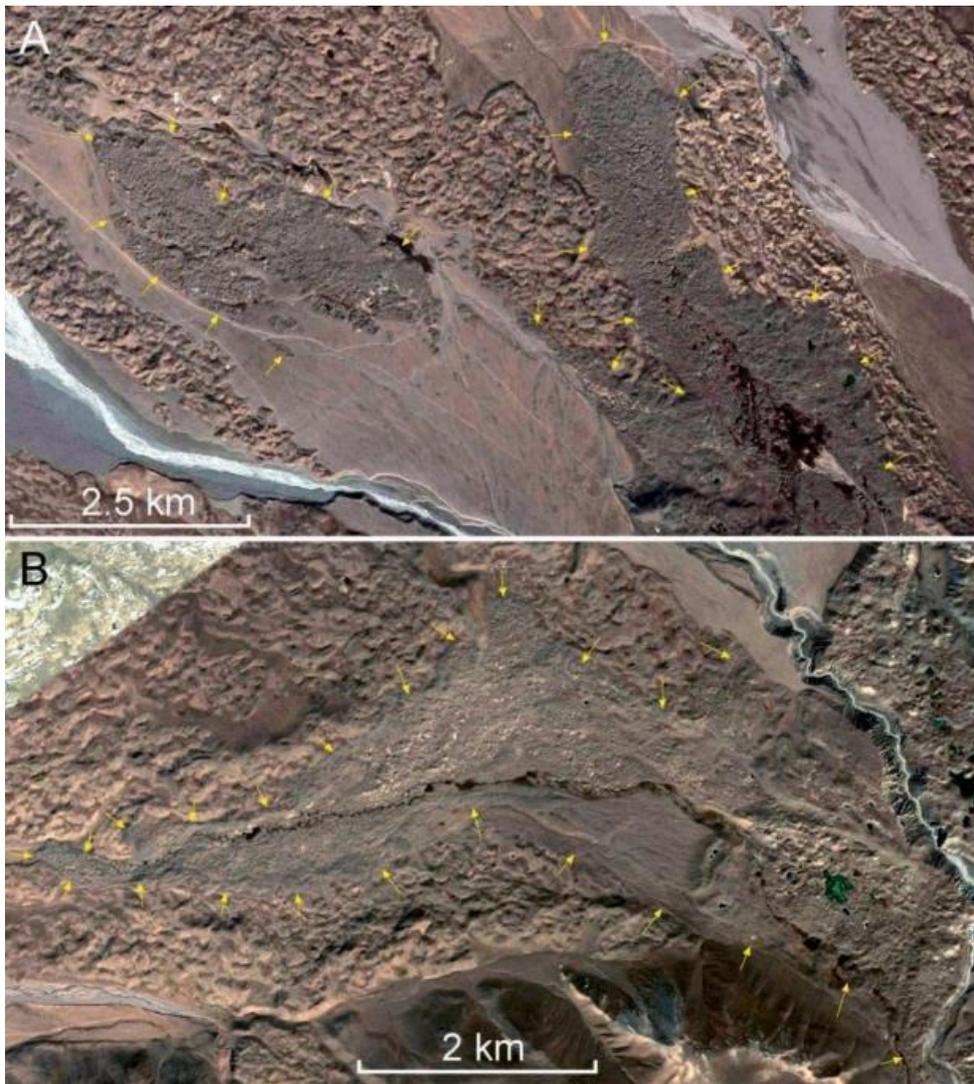


Рис. 4.13. Увеличенное изображение участков А и В, обозначенных на рис. 4.12. Границы между ледниковыми и перекрывающими их (или вложенными в них) оползневыми отложениями показаны желтыми стрелочками. Изображения Google Earth

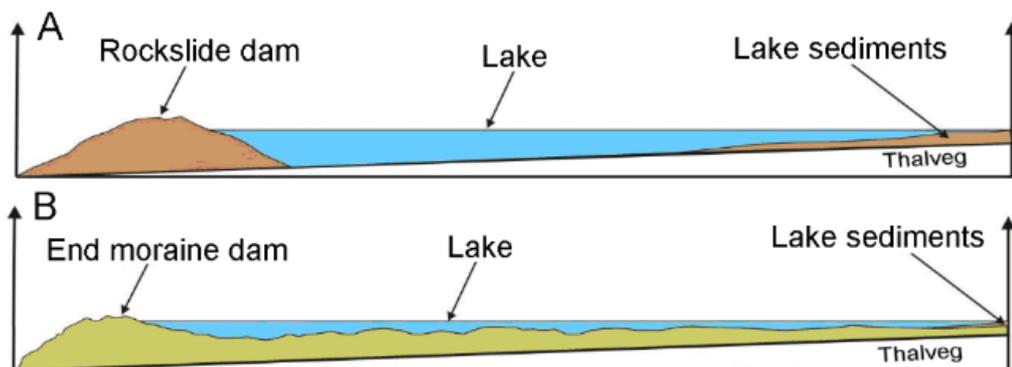


Рис. 4.14. Схематические продольные профили горных озер, образованных завальными плотинами (А) и конечными моренами (В). Из работы (Н. Ищук, 2016)

Более того, при анализе причин заполнения озерных ванн осадками надо также учитывать, что если влекомые и взвешенные наносы, переносимые самой рекой, аккумулируются, начиная с хвоста подпрудного озера или водохранилища, то сели, осыпи и обвалы могут поставлять обломочный материал со всей береговой линии, приводя к заполнению озерных ванн на всем их протяжении.

Наглядный пример – Маргузорские озера в долине р. Шинг в Южном Тянь-Шане (Рис. 4.16) – каскад из 7 озер на примерно 12-километровом отрезке долины. Ряд авторов рассматривал их, как результат перекрытия долины при сейсмогенном обрушении склонов (Калинин и др., 1974; Таджикибеков, Токаев, 1990; Таджикибеков, 1991). Напротив, Н.Р. Ищук (2016), считал, что плотины образовались в результате постепенного отступления ледника. Обе точки зрения базировались на результатах полевых наблюдений. При этом Н. Ищук отмечал существенно меньшую глубину озер, по сравнению с ожидаемой на основании продольного профиля. Однако, как раз в этом случае наглядно проявлена возможность заполнения дна долины именно вследствие массовых обрушений с крутых бортов, особенно ярко проявленное у озер Нежигон и Нофин (рис. 4.17).



Рис. 4.15. Полностью заиленное подпрудное озеро в долине р. Гунт на Памире, образованное Чартымским завалом. Река выше завала меандрирует в отложениях, заполнивших озеро



Рис. 4.16. Участок долины р. Шинг с многочисленными озерами. 1 – Нежигон, 2 – Соя, 3 – Гушор, 4 – Нофин, 5 – Хурдак, 6, Маргузор, 7 – Хазорчашма, 8 – заиленное озеро, 9 – оползень в скальном массиве в долине притока . Изображение Google Earth

Приведенные примеры показывают, что ни наличие моренного материала в теле природных плотин, ни меньшая глубина подпрудных озер по сравнению с первоначальным положением профиля дна речных долин не исключают формирования этих природных объектов в результате крупномасштабных катастрофических обрушений высоких горных склонов. Напротив, сочета-

ние подпрудных плотин и оползневых цирков на склонах непосредственно над ними, характерные формы микрорельефа, взаимное расположение обломков коренных пород, залегающих на склонах, и рыхлых четвертичных отложений их подножий, вовлеченных в перемещение – все эти данные несомненно доказывают, что большинство природных плотин на реках Центральной Азии, как подпруживающих существующие озера, так и прорванных, были созданы именно в результате крупных обрушений высоких горных склонов.



Рис. 4.17. Перспективные изображения Google Earth озер Нежигон (А) и Нофин (В) в долине р. Шинг (Южный Тянь-Шань) со следами обрушений на склонах над озерными ваннами и накопления обломочного материала в озерах

В последние годы были проведены исследования гранулометрического состава обломочных отложений, также позволяющие отличать отложения каменных лавин от отложений ледникового генезиса. Анализ наиболее тонких фракций этих отложений под сканирующим электронным микроскопом (Reznichenko et al., 2012a) показал, что в отложениях каменных лавин присутствуют агломераты наночастиц, отсутствующие в отложениях горно-долинных ледников. Эта технология была апробирована при изучении отложений Комансуйской и каменных лавин и показала свою эффективность (Reznichenko et al., 2017). Наличие наночастиц в отложениях каменных лавин было подтверждено исследованиями с участием автора, выполненными в ИДГ РАН (Адушкин и др., 2008), и исследованиям, проведенными в Государственной лаборатории по предупреждению стихийных бедствий Технологического университета в г. Чэнду, КНР, в ходе которых столь же высокая степень дробления материала была достигнута и в ходе экспериментов на приборах кольцевого сдвига (Hu et al. 2020; Hu et al., in press), что подтверждает возможность их образования в результате механического дробления (см. рис. 3.54).

Еще один метод, который помог бы решить проблему разной интерпретации генезиса каскадов подпрудных озер в долинах горных рек Центральной Азии, таких как, например упомянутые выше Маргузорские озера в долине р. Шинг в Зеравшанском хребте на западе Таджикистана, которые рассматриваются разными авторами либо как завальные (Калинин и др., 1974), либо как

ледниковые (Н. Ищук, 2016) – датирование этих образований методом космогенных изотопов. Если окажется, что возраст плотин последовательно уменьшается по мере продвижения вверх по течению реки, тогда предположение об их ледниковом генезисе имеет право на существование (хотя автор не разделяет эту точку зрения в данном конкретном случае). Если же такого закономерного изменения возраста установлено не будет, это полностью исключит возможность их ледникового генезиса, поскольку наступающий ледник, который затем мог бы создать плотины ниже по течению, неизбежно уничтожил бы плотины, ранее сформированные выше по течению. Такие исследования в Центральной Азии к настоящему времени проведены на очень незначительном количестве объектов (см., например, Sanhueza-Pino et al., 2011; Oh et al., 2018), но являются одним из перспективных способов установления генезиса завальных плотин.

4.1.2 Признаки, позволяющие различать каменные лавины и каменные глетчеры

Каменные глетчеры – результат медленного постоянного перемещения обломочного материала со льдом в пустотах между обломками горных пород (Whalley, 1974; Barsch, 1977, 1988; Haeblerli, 1985; Owen, England 1998) – образования, широко развитые в высокогорных регионах, которые могут ошибочно трактоваться, как каменные лавины.

Внешне эти тела, принципиально различающиеся по механизму их перемещения, действительно часто бывают схожи (рис. 4.18). Но каменный глетчер перемещается, как тракторная гусеница, поскольку обломочный материал его верхней части двигается быстрее, чем подстилающий материал и постепенно скатывается с фронтального уступа (т.е. наиболее активен именно поверхностный слой), что кардинально отличается от механизма перемещения каменных лавин, представляющего собой, как было показано выше, ламинарное течение сильно раздробленного обломочного материала, при котором поверхностная панцирная фация двигается пассивно. Обломочный материал в каменных глетчерах – это или морены ледников, расположенных выше по долинам, или (и) многочисленные осыпи и небольшие обвалы с крутых бортов долин, а также обломки, сносимые снежными лавинами.

Каменные глетчеры широко распространены в наиболее высокоподнятых частях хребтов Центральной Азии, обычно выше 3000 м (Горбунов, Титков, 1989; Титков, 1979; Горбунов и др., 1992; Schröder, 1992). Они могут даже перекрывать небольшие речные долины, по крайней мере частично.

Принципиально важным отличием каменных лавин от каменных глетчеров является то, что первые всегда имеют крупные цирки сопоставимого объема выше по склону, где, собственно, и

произошло обрушение, а морфологически сходные каменные глетчеры могут и не иметь сосредоточенных областей питания. Фронтальные и боковые склоны языков каменных глетчеров обычно достаточно крутые и имеют угол откоса около 35° , характерный для крупнообломочных грунтов с заполнителем. Еще одна характерная особенность, хотя этот признак срабатывает не всегда – подъем фронта каменной лавины на противоположный склон вследствие высокой скорости ее перемещения даже на заключительном этапе движения. Для медленнодвигающихся вниз по склону каменных глетчеров это невозможно. В целом тщательный анализ этих морфологических и седиментологических особенностей позволяет различать каменные лавины и каменные глетчеры достаточно уверенно.



Рис. 4.18. Каменные глетчеры в долине р. Чон-Аксу (Северный Тянь-Шань, Киргизия) в эпицентральной зоне Кеминского землетрясения 1911 г. А – питаемый преимущественно мелкими ледниками и снежниками в верховьях долины (42.85° с.ш., 77.263° в.д.); В – питаемый обвалами и снежными лавинами с бортов долины (42.853° с.ш., 77.283° в.д.). Оба глетчера частично перерывают долину реки. Можно предположить, что они активизировались при Кеминском землетрясении, разрыв которого проходит в 1.0-1.5 км южнее

4.1.3 Аномально большие конуса выноса и их генезис

В ряде случаев в устьях долин с небольшими по площади водосборными бассейнами находятся конуса выноса колоссального размера. Такие конуса, морфологически схожие с отложениями селевых потоков, были описаны в Альпах (Jarman et al., 2011), причем было высказано предположение, что они возникли в результате крупномасштабных обрушений в водосборных бассейнах этих водотоков.

Схожие образования были обнаружены и в Центральной Азии. Одно из таких гигантских конусообразных тел находится в долине р. Музарт в Синьцзяне, к юго-востоку от пика Победы (41.95° с.ш., 80.87° в.д.). Здесь между деревнями Атанбулак и Янгималия, долина реки на протяжении 2 км перекрыта колоссальным конусообразным в плане телом мощностью до 150 м и объемом около 250 миллионов м^3 (рис. 4.19).

Это тело было выброшено из боковой долины на расстояние в 4.3 км и, согласно классификации, которая будет описана ниже, в главе 5, представляет собой отраженную вторичную лавину, сошедшую с нижней грани завальной плотины, образовавшейся при обрушении примерно 400 миллионов м³ протерозойских метаморфических и изверженных пород. Более половины этого объема и было вовлечено во вторичную лавину. Конусообразное тело большой мощности, перекрывавшее долину р. Музарт, не могло быть сформировано ни многократными, ни, тем более, однократным селевыми потоками. Во-первых, завальная плотина в долине правого притока Музарта не была прорвана, что исключает возможность прохождения по этой долине столь катастрофического селя. Во-вторых, остаток фронтальной части конусообразного тела, сохранившийся на противоположном, левом борту долины р. Музарт, лежит примерно в 100 м выше его поверхности на правом берегу реки, что свидетельствует об очень высокой скорости его перемещения, типичной как раз для сухих каменных лавин, и об отсутствии сколько-нибудь значимого количества воды в этой обломочной массе. Селевые потоки, даже очень быстрые, но содержащие большое количество жидкой фазы, не способны подняться так высоко на противоположный склон – они скорее растекутся вниз по течению перекрываемой ими долины.

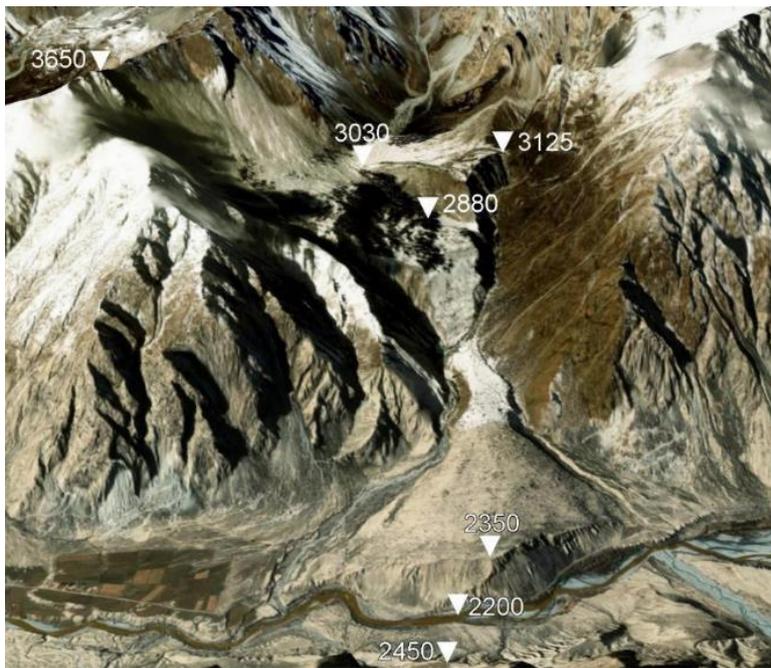


Рис. 4.19. Гигантская конусообразное тело прорванной завальной плотины на р. Музарт в китайской части Тянь-Шаня – один из наиболее ярких примеров вторичных каменных лавин. Перспективное изображение, полученное наложением космоснимка с ресурса SAS Planet на ЦМР SRTM

Еще одно похожее, но намного более древнее конусообразное обломочное образование, предположительно также представляющее собой тело каменной лавины, было найдено в Китайском Тянь-Шане в горах Цаган Гюнге (42.31° с.ш., 87.324° в.д., рис. 4.20). В отличие от предыдущего примера, где оползневой генезис отложений не вызывает сомнений, здесь такой вывод не столь однозначен. Конусообразное тело, резко отличающееся от коренных пород, слагающих дно долины, прерывало ее на протяжении примерно 1100 м, вследствие чего река была отжата к противоположному, левому борту долины, где в конечном итоге, и выработала новое русло. И

площадь этого конусообразного в плане тела, и его мощность как минимум на порядок больше, чем у отложений конусов выноса в устьях оврагов выше по течению, прорезающих склоны, сложенные теми же девонскими метаморфизованными осадочными породами, хотя размеры их водосборных бассейнов меньше всего в 2-4 раза. К тому же весьма проблематично, чтобы селевые потоки из долины со сравнительно небольшой водосборной областью могли бы надолго запрудить основную долину, заставив реку выработать новое русло у подножия противоположного борта. Скорее всего это именно отложения древней каменной лавины объемом около 25 миллионов м³, зародившейся в верховьях лога и прошедшей около 2 км до того, как она уперлась в левый борт долины. В дальнейшем и оползневое тело и цирк были существенно переработаны эрозионными процессами. Подобные образования должны привлекать повышенное внимание при поиске и картировании следов древних каменных лавин и тщательно анализироваться в каждом конкретном случае. Их ошибочная интерпретация может привести не только к недооценке или переоценке оползневой опасности, но и к неверной реконструкции палеоклиматических условий, поскольку формирование крупных конусов выноса селевого происхождения невозможно без участия воды, либо при прорыве подпружных озер, либо вследствие значительных осадков.

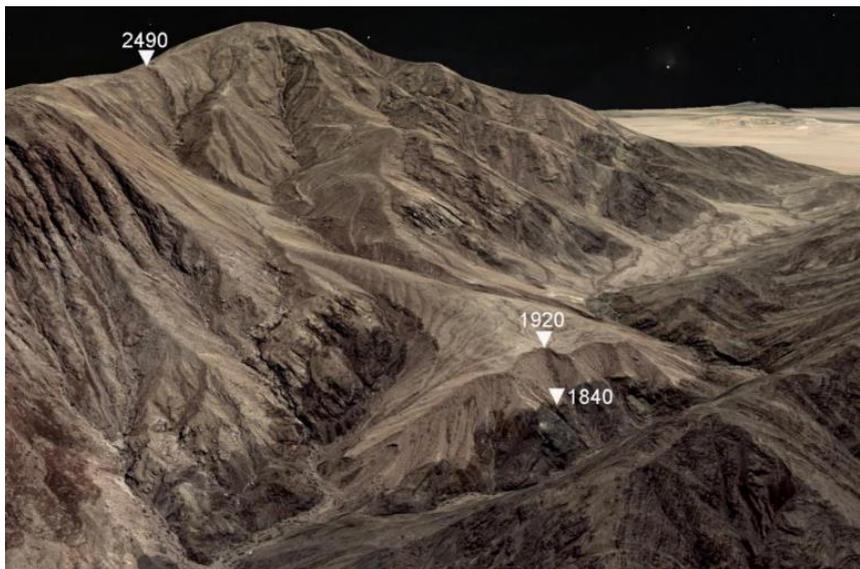


Рис. 4.20. Конусообразное тело аномально большой мощности (~80 м) в устье небольшой сухой долины. Предполагаемая стенка отрыва оползня находится левее точки с отметкой 2490 м. Перспективное изображение Google Earth

4.1.4 Обрушения высоких горных склонов в областях современного оледенения

Подавляющее большинство из примерно 1000 оползней в скальных массивах, выявленных в Центральной Азии, обнаружены ниже зоны современного оледенения, несмотря на то, что высокие и часто очень крутые борта ледниковых троговых долин, казалось бы очень благоприятны для формирования на них крупных оползней. Однако сведений о таких образованиях очень немного. Поскольку приводораздельные части горных хребтов Центральной Азии, находящиеся в зоне современного оледенения, расположены, в среднем, выше 3500-4000 м над уровнем моря и

практически лишены постоянного населения, крупные обрушения там очень редко наблюдались непосредственно, даже за последние годы. Тела же таких оползней, сошедших на ледники, буквально в течение десятилетий разрушаются движущимся льдом, из-за чего на снимках удается опознать только наиболее молодые образования. Что касается оползневых цирков, они часто маскируются снежниками и с трудом различаются среди схожих ледниковых форм рельефа. Поэтому выявление оползней в высокогорных областях современного оледенения и в областях, лишь недавно освободившихся от ледников при планомерном картировании таких образований – специальная и, зачастую, весьма сложная задача.

Основной признак, позволяющий уверенно выявлять оползни в скальных массивах и каменные лавины в областях современного оледенения на материалах дистанционных съемок – резкий цветовой контраст между светлым льдом и более темными телами, сложенными обломочными отложениями. Дополнительные признаки – характерный микрорельеф – сочетание невысоких гряд, ложбин, вытянутых по направлению движения каменной лавины, а также полей распространения крупных глыб. На основании этих признаков были выявлены такие известные крупные обрушения на ледники, как Буалтарский оползень 1986 г. в Каракоруме, произошедший, вероятно, вследствие таяния снега или ливня (Hewitt, 1988, 2009), сейсмогенные каменные лавины, сошедшие в 1964 г. на ледник Шерман (McSaveney, 1975, 1978), и в 2002 г. на ледник Блэк Рапидс на Аляске (Jibson et al., 2006; Shugar and Clague, 2011), несейсмогенные каменные лавины, произошедшие 1997 г. на леднике Ледяной Долины в Британской Колумбии (Evans, Clague 1988, 1999; Evans, Delaney, 2014) и в национальном парке Glacier Bay на Аляске в 2012 г. (Geertsema, 2012).

Большое число каменных лавин было выявлено на поверхности ледников в западной части Большого Кавказа при дешифрировании разновременных аэро- и космических снимков (Докукин и др., 2019). Аналогичное обрушение, произошедшее, вероятнее всего незадолго до 1959 г. (когда проводилась аэрофотосъемка) было описано в верховьях бассейна р. Урух (Strom, 2014a). Следует подчеркнуть, что следы этой каменной лавины на космическом снимке, сделанном в 2004 г., уже почти неразличимы из-за их существенной переработки движущимся ледником, и смогли быть обнаружены и корректно интерпретированы только при их целенаправленном поиске. Обзор работ по соотношению между оползневыми и ледниковыми отложениями приведен в работах (Shulmeister et al., 2009; Deline et al., 2022).

Подробный анализ трансформации оползневых тел движущимися ледниками был выполнен на примерах ледника Мюллер в Новой Зеландии (Reznichenko et al., 2016) и одного из Альпийских ледников, на который в 2004 г. сошла каменная лавина Турвайсер объемом около 3×10^6 м³ (Frattini et al., 2016). Некоторые общие вопросы взаимодействия ледников с перекрывшими их

оползневыми телами рассмотрены в работах (Evans, Clague, 1988; Huggel et al., Hewitt, 2009; Shugar, Clague, 2011).

Изучение таких образований дает, помимо всего прочего, важную информацию, позволяющую определять скорость перемещения ледников. Так, признаки как минимум двух разновозрастных обрушений были выявлены в верховьях ледника Корпсай в Синьцзяне, в пределах наиболее высоко поднятой части Тянь-Шаня (42.309° с.ш., 81.0705° в.д.) и (42.35° с.ш., 81.082° в.д.). Несмотря на то, что не удалось точно установить, где на склоне ледникового цирка, воздымающегося на 2600 м над поверхностью ледника, произошли эти обрушения, их отложения опознаются достаточно уверенно (рис. 4.21). Темная полоса обломков длиной ~ 800 м ярко выделяется у подножия склона, причем видно, что это тело практически не затронуто трещинами, различимыми на поверхности льда (см. врезку 1 на рис. 4.21), что свидетельствует о том, что обрушение произошло незадолго до 11 сентября 2007 г., когда проводилась съемка. При мощности обломочного тела порядка 3 м его объем оценивается примерно в $300\,000\text{ м}^3$. На снимке с аппарата WorldView-2, сделанном примерно через 3 года, 5 августа 2010 г. и доступного на ресурсе Arc GIS Earth, тыловая часть каменной лавины практически не видна (вероятно она перекрыта отложениями снежных лавин), а вот отчетливо сохранившаяся фронтальная часть длиной 430 м переместилась вниз по ходу ледника почти на 400 м (см. врезку 2 на рис. 4.21). Это позволило оценить скорость движения ледника на этом участке приблизительно в 130 м/год.

Примерно в 3 км ниже по ходу ледника, в его осевой части находится довольно компактное тело, сложенное неокатанными обломками и глыбами коренных пород и не связанное с внутриледниковыми мореными грядами (рис. 4.22). Скорее всего это остатки тела более ранней и более крупной (вероятно, объемом ~ 1 миллион м^3) каменной лавины, перемещенной и частично переработанной двигающимся ледником. Изучение таких последовательно произошедших каменных лавин позволяет оценивать, помимо скорости движения ледника, еще и повторяемость обрушений на склонах над верховьями ледника, в данном случае, Корпсайского. За тот же период времени, с сентября 2007 по август 2010, это тело переместилось примерно на 100 м, что дает среднюю скорость движения в этой части ледника всего в 33 м/год (по сравнению со 130 м/год в трех километрах выше). Если принять осредненную скорость ледника на всем этом участке равной 80 м/год, то более раннее обрушение могло произойти за 37-40 лет до съемки 2010 г., примерно в 1970 г.

Намного более крупное обрушение на ледник произошло в верховьях бассейна р. Ванч в восточной части глубоко расчлененного Западного Памира (38.761° с.ш., 72.143° в.д.). Каменная лавина, вышедшая из долины левобережного притока, также заполненной ледником, покрыла поверхность ледника РГО на протяжении около 3 км (рис. 4.23) (Котляков и др., 2003). Точная дата этого события неизвестна; можно лишь сказать, что оно произошло между 25 июня 2001 г,

когда был сделан космоснимок, на котором этой каменной лавины еще нет, и 30 сентября 2002 г., когда был получен первый снимок, на котором она видна. Позже, в работе (Stark et al., 2012), на основе анализа серии последовательных космоснимков и телесеismicических данных был сделан вывод, что обрушение произошло в августе-сентябре 2001 г. Предположительно, обрушился склон на высоте около 6000 м, в 34 км юго-западнее пика Гармо (Г.Б. Осипова, устное сообщение). В этом случае каменная лавина прошла около 11 км по поверхности правой составляющей древовидного ледника РГО (Котляков и др., 2003) и остановилась у слияния ледников РГО и Красноармейский (см. рис. 4.23).

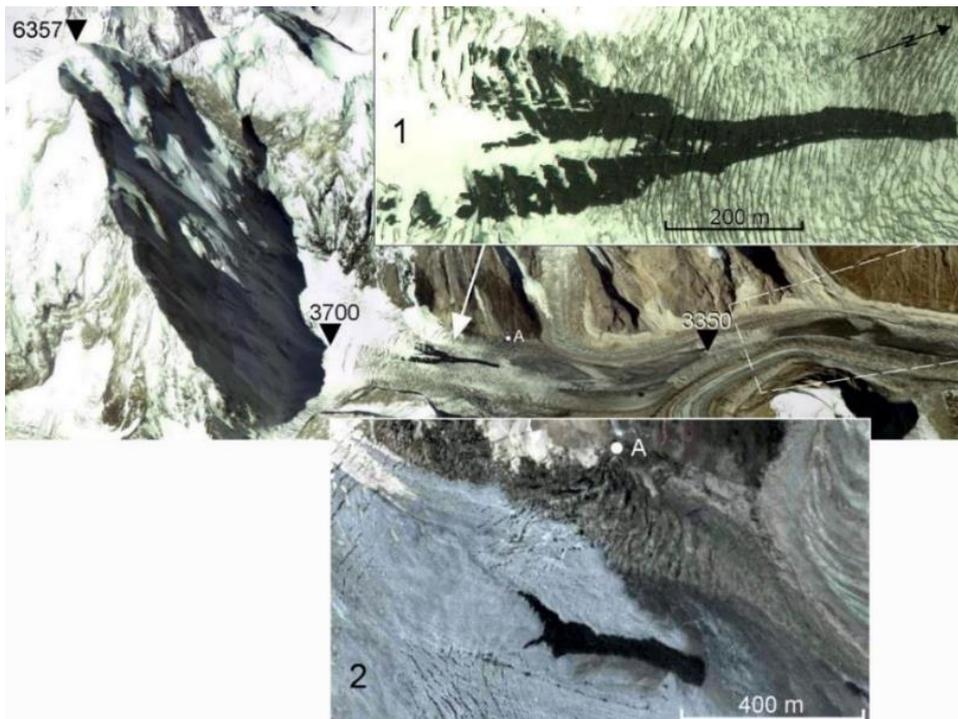


Рис. 4.21. Каменная лавина на леднике Корпсай в Синьцзян-Уйгурском Автономном районе КНР. Перспективное изображение Google Earth. 1 – плановый снимок сделанный 11 сентября 2007 г. 2 – плановый снимок, сделанный 5 августа 2010 г. А – точка на борту долины, относительно которой измерялось положение фронта каменной лавины. Пунктирной линией обозначен участок, показанный на рис. 4.22

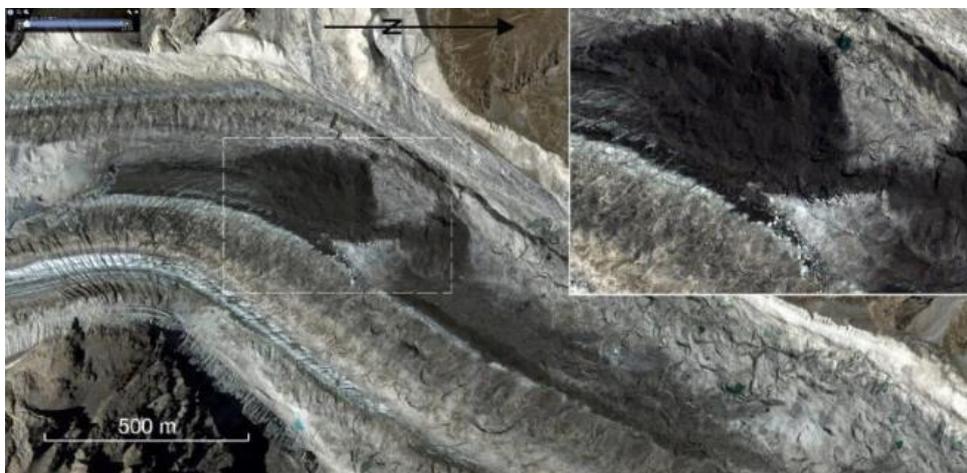


Рис. 4.22. Предполагаемое переработанное тело предшествующей каменной лавины на леднике Корпсай примерно в 3 км ниже по ходу ледника от свежей лавины, показанной на рис. 4.21. Отдельные крупные глыбы видны на увеличенном фрагменте, показанном на врезке. Изображение Google Earth

В работе (Stark et al., 2012) было сделано предположение, что масса горных пород и льда обрушившихся на ледник РГО составляла 2.83×10^{11} кг, что соответствует примерно 100 миллионам м³. Представляется, однако, что это очень существенное преувеличение. Площадь, покрытая обломочным материалом составляет ~ 5 км², а его средняя мощность – 3-5 м, судя по фотографиям из работы (Котляков и др., 2007) и устному сообщению Г.Б. Осиповой. Соответственно, объем этих отложений составлял 20 ± 5 миллионов м³, т.е. в 5 раз меньше. Поскольку склоны на этих высотах сильно заснежены, а доступные ЦМР слишком грубы, не удалось точно оконтурить возможный цирк и сопоставить его объем с объемом отложений.

На космических снимках, сделанных через несколько лет (точная дата неизвестна), видно, что верхняя часть каменной лавины, вышедшей на ледник РГО, переработана им намного сильнее, чем фронтальная часть, граница которой лишь переместилась вперед примерно на 1.5 км (см рис. 4.23), что хорошо согласуется с закономерностью, установленной в ходе изучения конечной морены ледника Мюллера в Новой Зеландии (Reznichenko et al., 2016).

Еще один очень интересный пример переработки каменной лавины ледником обнаружен также на Памире, в долине левого притока р. Муксу, у слияния ледников Вальтера и Солдатова в бассейне ледника Фортамбек (39.03° с.ш., 71.963° в.д.). Обрушение произошло на западном склоне пика Евгении Корженевской (7105 м), хотя точного места на имеющихся снимках установить не удалось. Обломочный материал прошел по поверхности ледника Солдатова и образовал веерообразный покров площадью 1.564 км² на поверхности ледника Вальтера, на дне долины ниже него и на обрамляющих его частях склонов, свободных ото льда. Мощность этого покрова не превышает ~ 5 м и, судя по фотоизображению, он сложен очень интенсивно раздробленным материалом. Нечеткая фронтальная граница позволяет предполагать, что материал, отложившийся на склоне – это, скорее всего, след пылевого облака, часто сопровождающего каменные лавины (Bhandari, Kumar, 2000; Geertsema, 2012), а не результат непосредственного набегания каменной лавины на противоположный борт долины. Следы таких пылевых облаков могут сохраняться в течение некоторого времени после события.

Анализ последовательных комических снимков, любезно предоставленных Г.Б. Осиповой (ИГ РАН) показал, что обрушение и формирование каменной лавины произошло между 1990 годом и сентябрем 2000 года. Поскольку на снимке, сделанном в сентябре 2000 года, верхний край каменной лавины практически не смещен ледником Вальтера, можно предполагать, что формирование каменной лавины произошло незадолго до этого, после чего ледник Вальтера продвинулся на значительное расстояние, разрушив тело каменной лавины с восточной стороны. К 2009 продвижение составило 500 м, а к 27 июля 2014 года – 800 м (между точками, обозначенными на рис. 4.24, как D и C). Примерно 900-метровый отрезок передней части ледника все еще перекрыт каменной лавиной (между точками C и B на рис. 4.24). Узкий язык обломков, который

отходит вниз и достигает края ледника Фортамбек на высоте 3550 м между точками В и А, мог образоваться из-за переноса обломочного материала каменной лавины тальми водами при сезонном таянии ледника Вальтера. Впрочем, нельзя исключить и того, что боковой язык каменной лавины мог пройти вдоль русла и действительно достигнуть ледника Фортамбек.

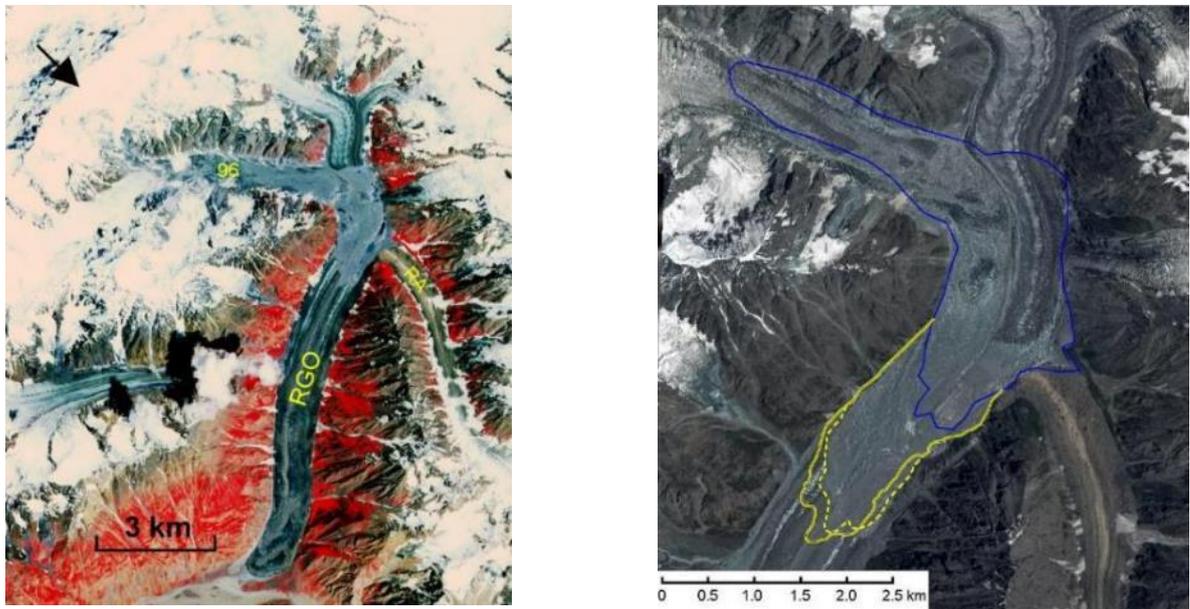


Рис. 4.23. Слева – ложноцветное изображение ASTER каменной лавины, прошедшей по леднику № 96 и вышедшей на ледник РГО, сделанное 8 августа 2003 г. Отмечен также ледник Красной армии (РА). Снимок любезно предоставлен Г.Б. Осиповой (ИГ РАН). Справа – сопоставление положения тела каменной лавины на снимке 08.08.2003 г. (синяя линия), на снимке с ресурса Google Earth 2014 г. (желтая сплошная линия) и на использованном здесь снимке с ресурса SAS Planet, полученного несколько раньше (пунктирная желтая линия, точная дата съемки неизвестна)

И на леднике РГО, и на леднике Вальтера наблюдается существенная переработка частей каменных лавин, обращенных вверх по течению ледников вследствие движения льда. Но вот поведение нижней границы обломочных тел существенно разнится. В случае ледника РГО, эта часть каменной лавины просто «едет» на леднике, как и фронтальная часть молодой лавины на Корпсайском леднике (см. рис. 4.21). Лавина же на леднике Вальтера, правая по ходу часть которой лежит уже на морене, напротив, довольно сильно перерабатывается тальми водами, но положение ее границы там, она легла на дно долины, свободное ото льда, не изменялось. Тем не менее очевидно, что отложения каменных лавин, легших на ледники, перерабатываются вплоть до их полного исчезновения за промежутки времени от десятков до первых сотен лет. Поэтому результаты изучения каменных лавин, сошедших на ледники в Центральной Азии, на Кавказе (Докукин и др., 2019), а также исследований, проведенных в Новой Зеландии (Cook et al., 2013; Reznichenko et al., 2016), позволяют предполагать, что фактически крупномасштабные обрушения скальных грунтов в приводораздельных частях высоких горных хребтов в зоне современного

оледенения намного более многочисленны, чем это удастся установить при анализе материалов дистанционных съемок, дающих информацию о таких явлениях, происходивших лишь в последние десятилетия, в то время как вне областей современного оледенения они сохраняются в течение тысячелетий.

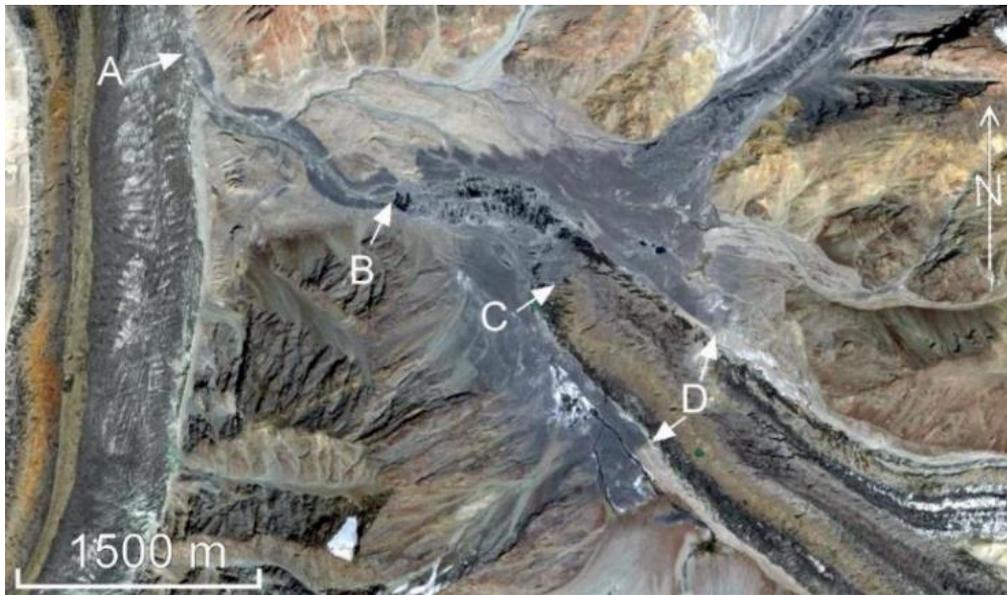


Рис. 4.24. Увеличенный фрагмент космического снимка Google Earth, на котором видно продвижение ледника Вальтера в пределы области, ранее перекрытой телом каменной лавины

4.2 База данных и принципы ее составления

В основу диссертационной работы положена база данных крупных оползней в скальных массивах и каменных лавин всего Центрально-Азиатского региона, опубликованная в виде электронного приложения к монографии "Rockslides and rock avalanches of Central Asia" (Strom, Abdrakhmatov, 2018). Такие базы данных – необходимый исходный материал при работах по изучению подверженности территории оползневым процессам, по оценке оползневой опасности и оползневому риску (Soeters, Van Westen, 1996; Ercanoglu, Gokceoglu, 2004; Van Westen et al., 2008; Guzzetti et al., 2012). При составлении базы данных анализировались в первую очередь космические снимки с таких общедоступных ресурсов, как Google Earth, SAS Планета, ArcGIS Earth, имеющиеся на всю территорию Центральной Азии. Использовались также советские космофотоснимки КФА-1000 и КФА-3000 с разрешением 5-8 м и около 3 м, и аэрофотоснимки некоторых территорий, имевшиеся в распоряжении автора, топографические карты масштабов от 1:1 000 000 до 1:25 000 и ЦМР SRTM с шагом точек ~90 м. Были проанализированы сведения о крупных оползнях исследуемого региона, приведенные в литературе, а также результаты собственных полевых исследований, проводившихся автором в различных частях Киргизии, Таджикистана, Казахстана и Узбекистана, начиная с середины 70-х годов прошлого века.

Большие размеры обследованной территории (около 900 000 км²) не позволили учесть все оползни, которые в принципе могут быть различимы на современных космоснимках высокого

разрешения. Их число составило бы многие десятки тысяч (см. результаты картирования мелких оползней, приведенные в работах Р.А. Ниязова (1974, 2009 и др.), а также в недавних англоязычных публикациях по этому региону (Havenith et al., 2015a; Golovko et al., 2017)). Поэтому было принято решение ограничиться выделением и последующим анализом оползней преимущественно в скальных массивах с объемом от ~ 1 миллиона м^3 и выше. Учитывая сравнительно низкую точность определения объемов оползней, что будет подробнее обсуждено ниже, в базу включены и некоторые оползни меньшего объема, которые были выделены, оконтурены, но объем которых после подсчета оказался меньше одного миллиона кубометров. В базу данных включались также сравнительно небольшие оползни, выявленные в окрестностях более крупных оползней, так как такие кластеры важны для понимания закономерностей пространственного распределения оползневых явлений и их генезиса. Такие сравнительно мелкие оползни учитывались при анализе соотношений между параметрами склоновых смещений (глава б), хотя и не могут считаться представительными, в отличие от оползней с объемом $\geq 10^6 \text{ м}^3$.

Описание параметров, включенных в базу данных и принципов их измерения имеет принципиальное значение, поскольку позволяет оценить однородность данных, а также сравнивать составленную базу данных с аналогичными базами данных для других районов, с тем чтобы в дальнейшем определить возможность (или невозможность) их объединения и совместного анализа. Строгое следование разработанным принципам измерения параметров позволит в дальнейшем наращивать базу данных, как путем включения новых, ранее пропущенных или неучтенных объектов в Центрально-Азиатском регионе, так и распространяя ее на смежные регионы.

У читателя вполне справедливо может возникнуть вопрос – с чем связан отказ от использования площади оползня в качестве основной меры его величины, учитывая, что площадь может быть измерена намного более точно и широко используется для статистического анализа распределения оползней по размерам (Novius et al., 1997; Stark and Novius, 2001; Malamud, et al., 2004a, b; Novius and Stark, 2006; Guzzetti et al., 2008, 2012). Такое решение было принято, поскольку одной из основных целей составления базы данных был статистический анализ крупных оползней в скальных массивах для выяснения природы их высокой подвижности. Очевидно, что для этого необходимы сведения о массе вовлеченного материала, так как от нее зависит и энергия, реализуемая в процессе перемещения, и импульс. Масса же оползня пропорциональна именно объему, а не площади.

Объем можно оценивать на основании корреляционных соотношений между этим параметром и площадью оползня (Simonett, 1967; Novius et al., 1997; Korup, 2005a,b; ten Brink et al., 2006; Guzzetti et al., 2008, 2009; Nadian-Amri et al., 2014). Однако, большинство этих соотношений было получено для оползней с площадями от 10^{-4} км^2 до 1.0 км^2 , в то время как в исследуемую базу

данных включены оползни площадью от $\sim 10^{-2}$ км² до $\sim 10^2$ км² (рис. 4.25). К тому же такие соотношения корректны при анализе однотипных оползней, преимущественно неглубоких, развивающихся в приповерхностных рыхлых отложениях. Исследуемые же оползни характеризуются чрезвычайным разнообразием геолого-геоморфологических условий как в областях их зарождения, так и в зонах транзита и аккумуляции, вследствие чего оползни с одинаковой площадью отложений характеризуются значительным – до 1 порядка и даже более, разбросом объемов, рассчитанных индивидуально для каждого конкретного случая (см. рис. 4.25). Поэтому и было принято решение использовать в качестве определяющей величины именно объем.

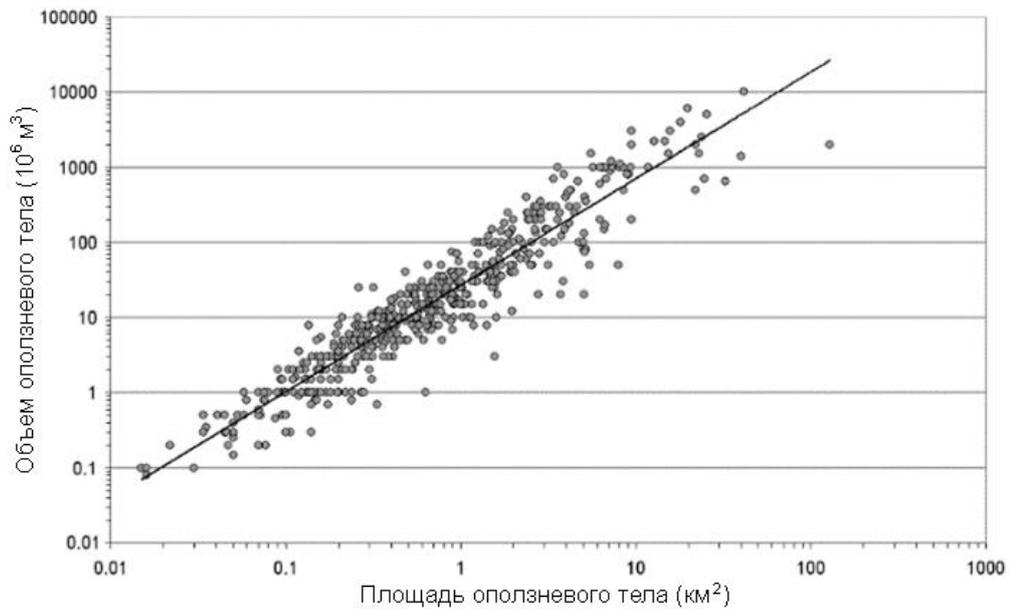


Рис. 4.25. Зависимость объема от площади оползневых отложений для 551 случая, аппроксимируемая степенным уравнением регрессии вида: $V=26.875 \times A^{1.419}$ с коэффициентом корреляции $R^2 = 0.8933$

Контуры оползневых цирков, оползневых тел, примазки, оставленные двигающимися каменными лавинами и сохранившиеся на бортах долин, контуры существующих, заиленных и, иногда, прорванных подпрудных озер оцифровывались на космических снимках в программах Google Earth и SAS Планета, сохранялись в форматах KMZ (Google Earth) и ECW (SAS Планета) и совмещались с 3" ЦМР SRTM (шаг точек ~ 90 м), имеющейся для всей исследуемой территории. С ней же совмещались привязанные растровые топографические и геологические карты. Совмещение и последующие измерения проводились с использованием программы Global Mapper. Измерение количественных параметров выявленных оползней, таких как площадь, протяженность, разница высот и т.д., а также построение профилей проводилось с помощью инструментов, доступных с этой программой. Учитывались также значения высот характерных точек, легко опознаваемых на снимках, определяемые в программе Google Earth.

Следует отметить, что отметки высот характерных точек в Google Earth в ряде случаев отличаются от отметок по 3" ЦМР SRTM при наложении выделенных контуров на эту ЦМР, а также от отметок, показанных на советских топографических картах. Различия в ряде случаев доходили до первых десятков метров. Тем не менее, учитывая размеры исследуемых объектов, такая разница не приводит к критическим ошибкам при определении их количественных характеристик. В последние годы появились общедоступные ЦМР с шагом точек ~30 м (1" SRTM DEM и ASTER-2 DEM), но для единообразия использовалась преимущественно 3" ЦМР SRTM.

Все данные обобщались в рабочем наборе программы Global Mapper (файлы *.GMW). Ведомость объектов составлялась в таблице Excel, в которую заносились как качественные (тип пород, тип каменной лавины, состояние подпрудных озер), так и количественные характеристики. Все данные сгруппированы в несколько блоков: общая информация; геология и количественные характеристики оползневых цирков; общие параметры исследуемых оползней; параметры каменных лавин; параметры завальных плотин и подпрудных озер. Перечень, принципы выбора и измерения этих параметров, в также точность их определения кратко рассмотрены ниже.

4.2.1 Общая информация

Этот блок базы данных включает 5 позиций:

№№ п.п.	Дата (если известна) и название (если имеется или присвоено)	Комментарии	Широта	Долгота
1	2	3	4	5

1. Номер объекта включает индекс страны, в которой находится оползень и его трехзначный порядковый номер, в пределах этой страны. Для удобства использования исследователями, не владеющими русским языком, индексы приведены латинским шрифтом (Afghan XXX, China XXX, Kazakh XXX, Kyrgyz XXX, Tajik XXX, Uzbek XXX). Номера присваивались в произвольном порядке, по мере выявления объектов в ходе дешифрирования и занесения их в базу данных. Поскольку космические снимки на одну и ту же территорию просматривались многократно, по крайней мере для некоторых частей региона, нередко новые оползни вблизи ранее выявленных обнаруживались спустя какое-то время. Поэтому номера соседних оползней могут отличаться довольно существенно. Иногда для обозначения небольших оползней, сопутствующих более крупным, использовались дополнительные буквенные обозначения (например, China 00б, China 00ба, China 00бб).

В тех случаях, когда границы государств проходят по рекам и оползневой цирк находится на территории одной страны, а тело – на территории соседней, в обозначении использовался индекс страны, на современной территории которой произошло обрушение склона.

2. Дата и название оползня. Названия многих оползней, расположенных на территории бывшего Советского Союза, были приведены в публикациях (см., например, Курдюков, 1964; Ходжаев, 1985; Федоренко, 1988; Винниченко, 1989, 2006). В основном они давались по названиям ближайших пунктов, (поселков, рек, гор, озер, урочищ) обозначенных на топографических картах. Многие оползни, образующие плотины подпрудных озер, названы по именам этих озер – Карасуйский, Сарычелекский, Иссыкский и др. Исключение представляет Усойский завал 1911 г., названный по имени погребенного им кишлака, в то время, как название образованного им озера – Сарезское, дано по имени кишлака, затопленного при заполнении озера.

Для многих оползней, включенных в базу данных, но ранее не описанных, названия даны автором, опять же по названиям ближайших пунктов, обозначенных на топографических картах масштабов 1:200 000 и крупнее (Стром, 1994; Abdrakhmatov, Strom, 2006; Strom, 1994, 1996, 1998, 2010b, 2012; Strom, Abdrakhmatov, 2018). Следует отметить, что для исследованной территории, особенно для ее Казахской и Киргизской частей, характерны названия Кель или Кель-сай, что на языках тюркской группы обозначает "озеро" или "долина с озером" (с озерами). В этих случаях, по возможности, в название оползня добавлялось название района, чтобы избежать дублирования. Сложнее было с оползнями в пределах Китайской и Афганской частей изученной территории, для которой детальные топографические карты были недоступны. Названия некоторых оползней в этой части региона давались в соответствии с названиями на советских топографических картах масштабов 1:1000 000 и 1:500000, имеющихся и на эти территории и, иногда, по названиям населенных пунктов, указанных в программе Google Earth. При отсутствии таковых объекту присваивался только идентификационный номер.

Приведены также годы событий для исторических оползней. Возраста доисторических оползней известны в единичных случаях и не всегда достоверны, поэтому в базе данных они не указаны. При наличии таких датировок, эти сведения приведены в работе (Strom, Abdrakhmatov, 2018).

3. В комментариях приведены некоторые сведения об особенностях исследованных оползней, а также указаны номера рисунков, на которых они изображены в вышеупомянутой монографии "Rockslides and rock avalanches of Central Asia" (Strom, Abdrakhmatov, 2018).

4, 5. Координаты (широта и долгота) приведены для всех выявленных оползней в градусах с десятичными долями и с точностью до 4-го знака (~10 м). Они соответствуют точкам, расположенным примерно в центре оползня и приведены для удобства поиска.

4.2.2 Параметры и геологическое строение области питания (оползневого цирка)

Возраст пород	Тип пород	Последовательность типов пород сверху - вниз	Высота цирка (км)	Средний угол падения поверхности скольжения (°)	Ширина основания цирка (км)
6	7	8	9	10	11

6. Возраст пород, вовлеченных в оползнеобразование, в каждом конкретном случае приведен в соответствии с указанным на геологических картах. Для большей части территории бывшего Советского Союза использовались Государственные геологические карты м-ба 1:200 000, в легендах к которым указан как возраст, так и тип горных пород. Использовались также обзорные геологические карты масштаба 1:500 000 Киргизии (1978), Таджикистана (1984) и Южного Казахстана (1979) и карта Узбекистана масштаба 1:1500,000 (1978). Обзорная карта Таджикистана охватывала также большую часть изученной территории Афганского Бадахшана. Для территории Китая использовалась геологическая карта Синьцзяна масштаба 1:2 000 000 (1985), а также геологические карты масштаба 1:250 000, доступные на сайте Геологической службы КНР (<http://www.ngac.org.cn/>).

7, 8. Типы пород, вовлеченных в оползнеобразование. Обычно это информация бралась из легенд Государственных геологических карт СССР масштаба 1:200 000. Для территории Китая, для которой карты доступны на китайском языке, получение таких сведений было затруднено. Здесь достаточно уверенно опознавались цирки, расположенные в областях развития изверженных пород, обозначенных на картах определенным цветом, и метаморфических пород, обозначенных стандартными символами.

В соответствующем поле таблицы гранитоиды обозначены, индексом “G”, осадочные терригенные породы – “T”, осадочные карбонатные – “C”, метаморфические породы – “M”, и изверженные породы, иные, чем гранитоиды – “I”.

Для оползней, которые произошли на склонах, сложенных одним типом пород, или несколькими типами, но взаимоотношение которых неизвестно или слишком сложно, они приведены в колонке 7. Для тех же оползней, которые были изучены автором в ходе полевых работ или строение цирков которых описано в литературе и у которых различные типы пород закономерно чередуются в пределах оползневого цирка, они перечислены в колонке 8 в том же порядке, в котором обнажаются сверху вниз на склоне с использованием вышеперечисленных индексов.

9. Высота цирка (H_{hs}). Эта величина измерялась, как разница высот между бровкой цирка и его основанием. Положение бровки при этом обычно определено достаточно точно. Исключение составляют оползни, захватившие водораздел (см. рис. 3.23), так как в этом случае бровка цирка

находится ниже, чем первоначальная высота обрушившегося хребта (рис. 4.26), точно определить которую иногда затруднительно, однако число таких случаев сравнительно невелико.



Рис. 4.26. Верхняя часть цирка Ак-Кельского оползня (Центральный Тянь-Шань), захватившая водораздел (линия водораздела по краям цирка обозначена белыми стрелочками). Оранжевая стрелочка указывает на наиболее удаленную часть бровки цирка, находящуюся существенно ниже

Точное определение положения основания обрушившейся части склона, напротив, в большинстве случаев весьма затруднено. Это возможно, если оползневое тело полностью ушло из цирка, как у каменной лавины в урочище Сеит (42.11° с.ш., 74.14° в.д.) (см. рис. 3.57, 4.27). В случаях, когда основание цирка скрыто под отложениями оползневого тела, его положение не может быть определено однозначно и ошибка определения высоты цирка может достигать $\pm 10-15\%$.

10. Средний угол наклона поверхности скольжения измерялся по профилям, построенным по ЦМР через осевые части оползневых цирков в программе Global Mapper. В зависимости от типа оползня (Hungar et al., 2014) и, соответственно, геометрии поверхности скольжения, точность этих оценок изменяется от $\sim 1^\circ$ для типичных оползней скольжения, образовавшихся на склонах, сложенных слоистыми породами с моноклиальной структурой (см. рис. 3.40), до $\sim 5^\circ$ и хуже для оползней с более сложной формой поверхности скольжения. Надо отметить, что использованная ЦМР с шагом точек около 90 м позволяет определить положение поверхности скольжения достаточно грубо. В то же время, учитывая, что линейный размер большинства цирков часто превышает 1 км, такая точность может считаться приемлемой.

11. Ширина основания цирка измерялась по прямой линии, соединяющей нижние точки четко определяемых границ цирка, обычно ориентированной поперек направления движения оползня. Этот параметр в дальнейшем сравнивался с максимальной шириной оползневого тела,

что позволяет анализировать распространение оползневых масс в поперечном направлении (рис. 4.28), что важно для оценки оползневой опасности и риска. Большая часть разрушений и жертв при катастрофических оползнях в горных регионах происходит не в области зарождения оползня, как в равнинных районах, а у подножий высоких склонов – в речных долинах и на подгорных равнинах, по которым распространяются каменные лавины. Несмотря на очевидность того, что, при прочих равных, разрушительный эффект оползня должен быть пропорционален, скорее, площади поражения, нежели длине пробега оползня, большинство соотношений, полученных на сегодня, выведено для зависимостей именно длины пробега (L) или отношения высоты обрушения к длине пробега (H/L) от объема (Sheidegger, 1973; Hsü, 1975; Davies, 1982; Li, 1983; Shaller, 1991; Kobayashi, 1993, 1997; Kilburn and Sørensen, 1998; Legros, 2002), и лишь в некоторых работах анализировалась зависимость площади поражения от объема (Li, 1983; Hungr, 2006; Strom, Abdrakhmatov, 2018; Strom et al., 2019). Соотношение ширины основания цирка с максимальной шириной оползневого тела, в том числе для каменных лавин, двигавшихся без выраженных ограничений, а также для завальных плотин, является важным классификационным критерием, что будет рассмотрено в главе 6.

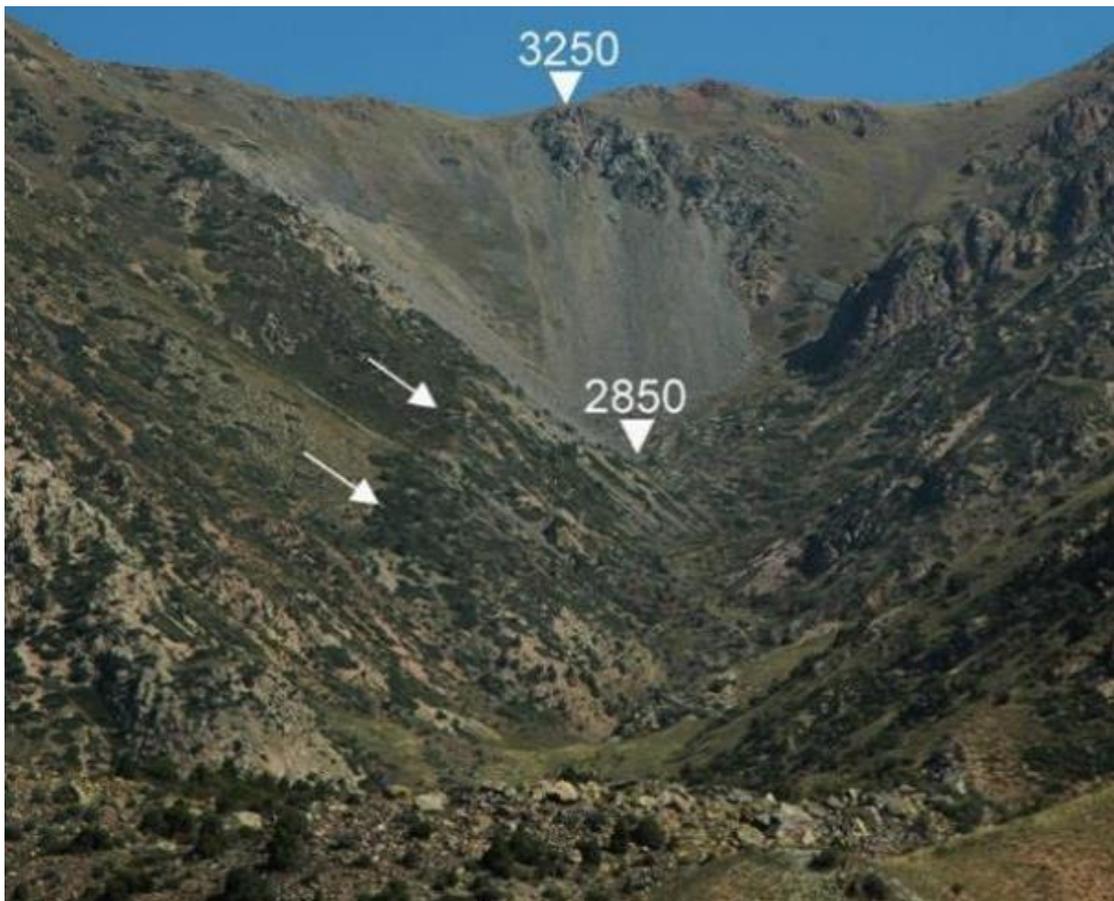


Рис. 4.27. Стенка отрыва каменной лавины в верховьях урочища Сеит (между отм. 3250 и 2850 м) и зона транзита, практически лишенная отложений, которые видны внизу на переднем плане, за исключением примазок на борту долины, отмеченных стрелочками

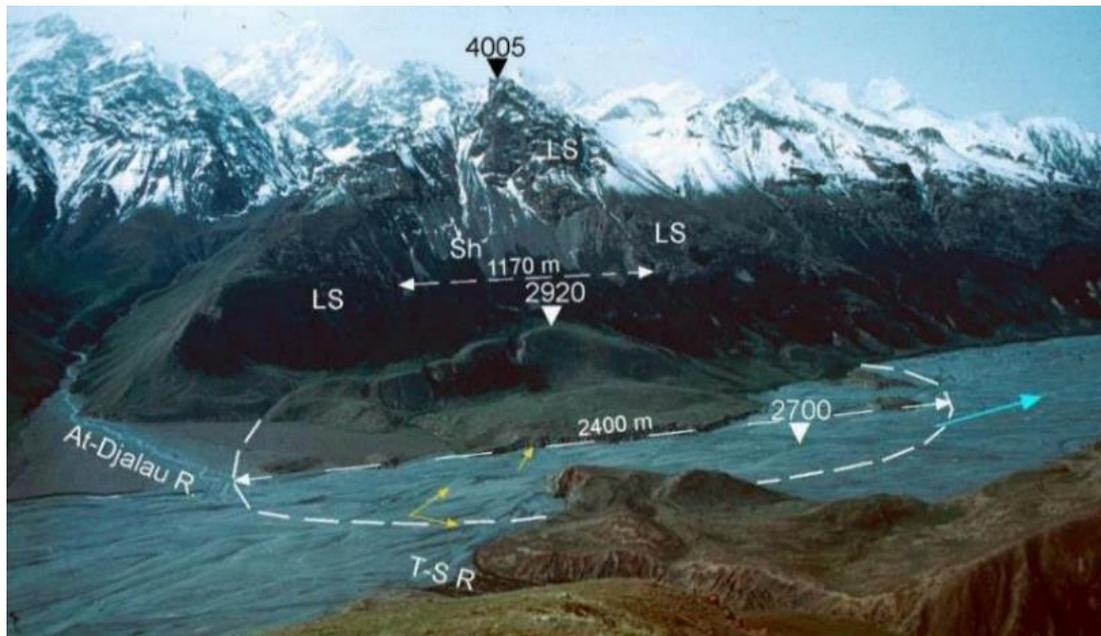


Рис. 4.28. Аtdжайлауская каменная лавина в долине р. Иныльчек, компактная часть которой мощностью до 200 м обрамлена сильно эродированным, но изначально изометричным в плане плащом отложений мощностью 10-30 м. Выступающая часть правого берега – тело Иныльчекской каменной лавины, перекрывшей фронтальную часть Аtdжайлауской лавины (см. рис. 3.16). Голубая стрелочка – направление течения реки. Т-S R – устье р. Талды-Су. Белая пунктирная линия – примерная граница отложений Аtdжайлауской каменной лавины. Пунктирными стрелками обозначены ширина основания цирка (1170 м) и максимальная ширина оползневого тела (2400 м). Двойной желтой стрелочкой обозначено место, откуда сделана фотография, показанная на рис. 3.16. LS – известняки силурийского возраста, Sh – силурийские сланцы, подстилающие известняки и обнажающиеся в наиболее глубокой части цирка

4.2.3 Параметры, характеризующие оползень (каменную лавину) в целом

Площадь отложений (км ²)	Общая площадь (км ²)	Объем (10 ⁶ м ³)	Полная длина пробега (км)	Максимальная ширина тела (км)	Максимальная высота смещения (км)	Высота до фронта оползня	Ограничение	Высота подъема (км)
12	13	14	15	16	17	18	19	20

12. Площадь отложений – параметр, определяемый с высокой точностью, зависящей в большинстве случаев от точности оцифровки границ оползневого тела на снимках. Основная неопределенность связана с оконтуриванием тех частей оползневых тел, которые скрыты под водами существующих подпрудных озер или отложениями заиленных озер, либо размыты и уничтожены эрозией. При составлении базы данных автор стремился оконтурить область, изначально покрытую отложениями (см. рис. 4.28). Однако, во многих случаях без проведения буровых или геофизических работ границы оползневых тел могут быть выделены лишь предположительно (рис. 4.29).



Рис. 4.29. Прорванная завальная плотина объемом около 60 миллионов м³ и высотой почти 200 м в верховьях р. Чилик, Южный Казахстан (43.03° с.ш., 77.51° в.д.). Около 15% его тела было размыто или погребено конусом выноса р. Кайракты. Белой пунктирной линией обозначена предполагаемая верховая граница оползневого тела. Многочисленные террасовые уровни на правом берегу р. Кайракты свидетельствуют о многоэтапном процессе прорыва завальной плотины. Перспективное изображение Google Earth

Наиболее сложными являются случаи, когда значительная часть (иногда более 50%) оползневого тела размыта. В этих случаях площадь оползневого тела может быть оценена лишь приближенно, как, например, у завальной плотины долине р. Ашу в Синьцзян-Уйгурском автономном районе КНР (рис. 4.30).



Рис. 4.30. Сильно размытая завальная плотина в долине р. Ашу (44.2° с.ш., 83.644° в.д.), фронтальная часть которой полностью уничтожена. В разрезе оползневого тела мощностью 390 м (между отметками 1940 и 1550 м) видны отдельные "слои" различного цвета и, вероятно, разного состава. Перспективное изображение Google Earth

13. Общая площадь оползня измерялась, как сумма площадей оползневого цирка, транзитной зоны (при ее наличии) и области аккумуляции отложений. Полигоны, оконтуривающие эти зоны, объединялись в один и измерялась площадь его горизонтальной проекции. Этот параметр характеризует размеры территории, так или иначе затронутой оползневим процессом. Точность его оценки аналогична точности оценки площади отложений. В случаях, когда на снимках удавалось опознать примазки, оставшиеся на бортах долин, по которым перемещался оползень (см. рис. 4.27), эта территория, относящаяся к зоне транзита, включалась в общую площадь.

14. Объем обрушения – важнейший параметр, характеризующий оползневой процесс. Большинство исследователей, изучавших подвижность больших оползней, соотносили их полную длину и эффективный угол трения (H/L) (Sheidegger, 1973; Hsü, 1975; Shaller, 1991; Kilburn, Sørensen, 1998; Legros, 2002) или площадь (Li, 1983; Hungr, 2006) именно с объемом, который, как и высота смещения, пропорционален потенциальной энергии смещающегося оползневого тела – основного, если не единственного источника энергии, расходуемой при движении оползня или каменной лавины. В то же время этот параметр является одним из наиболее трудно определяемым из-за сложности геометрических форм как оползневых тел, так и цирков, отсутствия данных о рельефе до формирования оползня, а также существенной, в ряде случаев, эрозионной переработки форм рельефа, образованных оползнями. Как уже отмечалось, статистические соотношения между площадью и объемом (Simonett, 1967; Novius et al., 1997; Korup, 2005a,b; ten Brink et al., 2006; Guzzetti et al., 2008, 2009; Nadian-Amri et al., 2014) не использовались, чтобы в последующем не вносить дополнительную ошибку в статистический анализ между различными параметрами. Разброс в пределах одного порядка величин, характерный для таких соотношений (см. рис. 4.25), представляется слишком большим. Поэтому во всех случаях объем рассчитывался индивидуально, для чего и цирки и оползневые тела рассматривались, как комбинации простых геометрических тел – пирамид, конусов, призм.

В большинстве случаев рассчитывался объем оползневого тела, который и заносился в таблицу. Иногда, для проверки, рассчитывался и объем цирка, хотя точность его определения обычно ниже, поскольку чаще всего невозможно с достаточной достоверностью восстановить дооползневой рельеф (см. рис. 4.1, 4.2).

Следует учитывать и то, что многие оползни при своем движении вовлекали рыхлый материал из области транзита. Яркие примеры описаны в работах (Hewitt, 2006a, b). Еще одно явление, которое влияет на оценку объема – разрыхление материала в процессе формирования и перемещения оползня, вследствие чего объем отложений может возрасти на 18% - 35% по сравнению с объемом пород, изначально вовлеченных в оползень (Sherard et al., 1963; Hungr, 1981; Chen et al., 2006; Crosta et al., 2011; Frattini et al., 2016).

Следует отметить, что даже для современных оползней точность определения их объемов невелика. Так, объем Хаитской каменной лавины 1949 г. (39.187° с.ш., 70.88° в.д., см. рис. 1.4) первоначально оценивался в 400 – 500 миллионов m^3 (Панасенко, 1952; Леонов, 1960), а в работе (Evans et al., 2009b) приводится значение примерно в 75 миллионов m^3 . Более реалистичная, по мнению автора, оценка в 100 миллионов m^3 приведена в работе (Strom, Abdrakhmatov, 2018). Весьма противоречивы данные об объеме Игонской каменной лавины 2000 г. в Тибете, для которой размер первоначального обрушения в верховьях ручья Жаму (Жамулонг) оценивался в диапазоне от 30 до 100 миллионов m^3 , а объем отложений, с учетом вовлеченного материала – от 105

до 300 миллионов м³ (Shang et al., 2003; Wang, 2008; Xu, 2008; Yin and Xing, 2011; Evans, Delaney, 2011). Значительный, хотя и не столь большой разброс оценок приводится в публикациях, посвященных оползнию Дагуангбао – крупнейшему из произошедших при Венчуанском землетрясении 2008 г. Несмотря на то, что для этого района имелись подробные топографические карты и ЦМР и до и после землетрясения, объем оползневого тела оценивается в диапазоне от 750 миллионов м³ (Huang et al., 2009, 2012; Chigira et al., 2010; Wu et al., 2010; Fan et al., 2012a,b) до 1.28 км³ (Chen, et al., 2014). В работе (Frattini, et al., 2016) точность определения объема каменной лавины Турвейзер, произошедшей в 2004 г., оценивалась примерно в $\pm 10\%$.

Наиболее простыми для определения объемов являются каменные лавины, двигавшиеся по ничем не ограниченным поверхностям и образовавшие покровы с более или менее постоянной мощностью отложений. В качестве примера можно привести каменную лавину Йимаке у подножия Восточного Памира в Синьцзяне (39.2° с.ш., 76.15° в.д.) образовавшую колоссальное тело размером в плане 9×5.3 км и мощностью 15-20 м (Рис. 4.31). Объем таких тел рассчитывался как произведение их площади на среднюю мощность. Основная неопределенность при этом связана с возможными ошибками при оценке мощности из-за незнания деталей дооползневого рельефа (см. например, рис. 3.68) и недостаточной точности используемой ЦМР. Дополнительным источником ошибок может служить сложность учета холмистого рельефа таких каменных лавин, что хорошо видно на примере гигантских Команской (Комансуйской) и Ачикташской (Ленинской) каменных лавин у подножия Заалайского хребта в Алайской долине (Курдюков, 1950, 1964; Strom et al., 2014a; Robinson et al., 2015; Reznichenko, Davies, 2015; Reznichenko et al., 2017; Шатравин, 2020), покрытых буграми высотой 3-5 м (см. рис. 4.3), реже более высокими, и частично размывтыми тальми водами ледников Заалайского хребта.

Для расчета объемов (V) оползней, перегораживающих сравнительно узкие речные долины, их тела рассматривались, как сочетание двух пирамид или конусов с общим основанием, площадь которого соответствовала поперечному сечению завальной плотины по ее продольной (по ходу движения оползня) оси (ABD в левой части рис. 4.32), а суммарная высота этих геометрических фигур – протяженности основания плотины (EF на рис. 4.32). Высота плотины определялась, как разница высот между гребнем плотины и ее основанием, построенном по продольному профилю вдоль реки. Таким образом $V = (AB \times CD / 2) \times (EF / 3) = AB \times CD \times EF / 6$. Некоторый "недобор" объема в нижней по течению части завала компенсируется его "перебором" в верхней части. Если плотина имеет более широкий гребень, ее центральная часть аппроксимировалась призмой, а краевые части – пирамидами. Схожий "геометризованный" подход применялся при оценке объемов оползневых цирков.

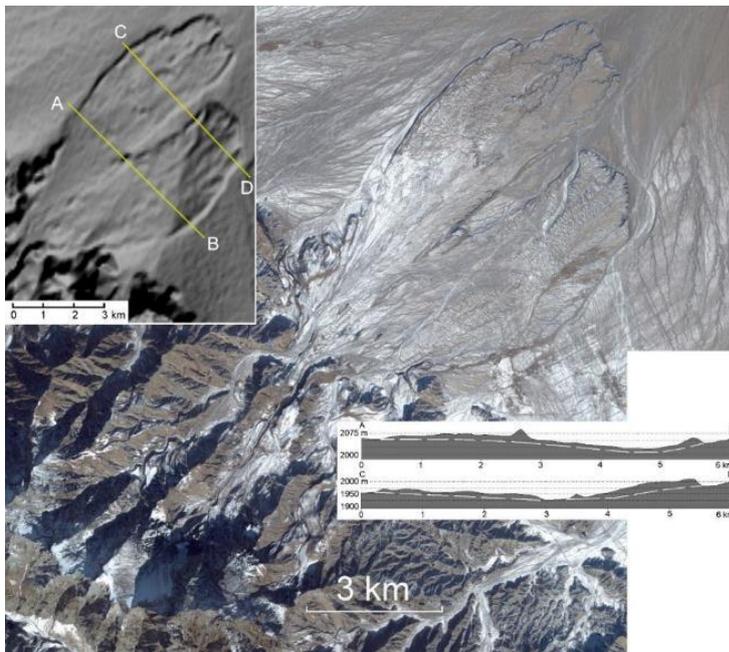


Рис. 4.31. Космический снимок каменной лавины Йимаке. На врезках показана ЦМР этого участка и схематические разрезы. Пунктирная линия на разрезах – предполагаемая подошва тела каменной лавины

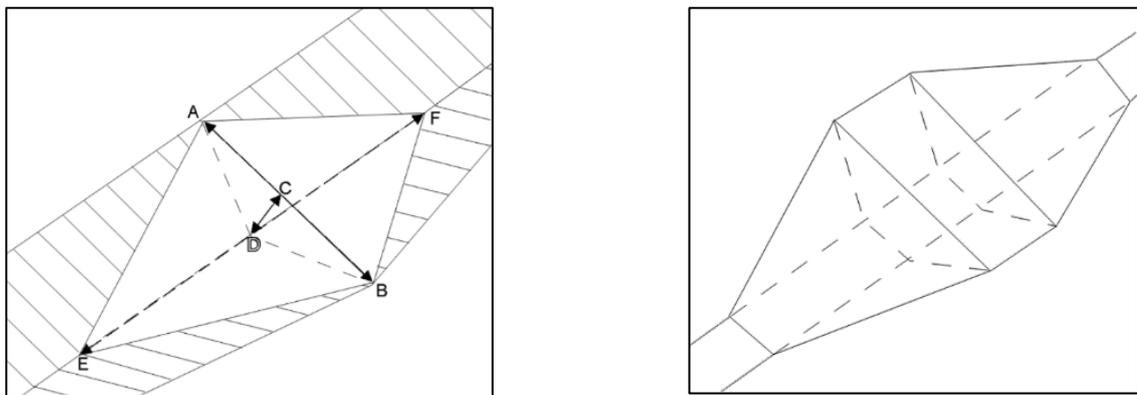


Рис. 4.32. Схематические модели оползневых тел. Слева – в узкой V-образной долине; справа – в долине с расширенной поймой и с широким гребнем

Безусловно, форма многих оползневых тел слишком сложна, чтобы ее можно было свести к столь простым геометрическим телам. В этих случаях такая аппроксимация производилась по частям, и затем полученные результаты суммировались. Учитывая все вышеприведенные обстоятельства, влияющие на точность оценок объемов оползней, возможная ошибка могла достигать примерно $\pm 50\%$ от рассчитанной величины. Тем не менее, даже такая грубая оценка может считаться приемлемой, учитывая, что вся совокупность данных охватывает оползни, объемы которых изменяются примерно на 5 порядков, от $\sim 10^6$ до 10^{10} м³.

15. Полная длина пробега оползня или каменной лавины измеряется как расстояние по горизонтали от бровки цирка до фронта отложений примерно вдоль их осевой линии. Иногда эта линия прямая, как, например у каменных лавин, показанных на Рис. 4.4 (расстояние между точками 1 и 3); иногда изогнутая или ломаная (рис. 4.33).



Рис. 4.33. Вторичная каменная лавина у северного подножия хребта Ирен-Хабырга в китайской части Тянь-Шаня (44.127° с.ш., 84.426° в.д.) длиной 1.34 км. Полная длина измерялась вдоль ломаной линии, а длина собственно вторичной лавины – между точками с отметками 1720 и 1450 м

В наиболее сложных случаях, когда направление движения оползневых масс резко изменялось, как, например, у завальных плотин озера Карасу в Киргизии (рис. 4.34) или озера Большого Дракона в Синьцзяне (КНР) (рис. 4.35), у которых направление движения т.н. вторичных каменных лавин (см. раздел 5.3.2) кардинально отличается от первоначального направления движения оползня, измерялось расстояние до конца вторичной лавины, поскольку опасность таких явлений в значительной мере обусловлена именно полной длиной пробега. В работе (Li et al. 2021) предложен способ автоматизированного измерения этой величины.

16. Максимальная ширина оползневого тела, измеренная вкрест направления движения оползня. Этот параметр, сопоставляемый с шириной основания оползневого цирка (см. параметр № 11), позволяет судить о распространении материала оползня / каменной лавины в поперечном направлении.

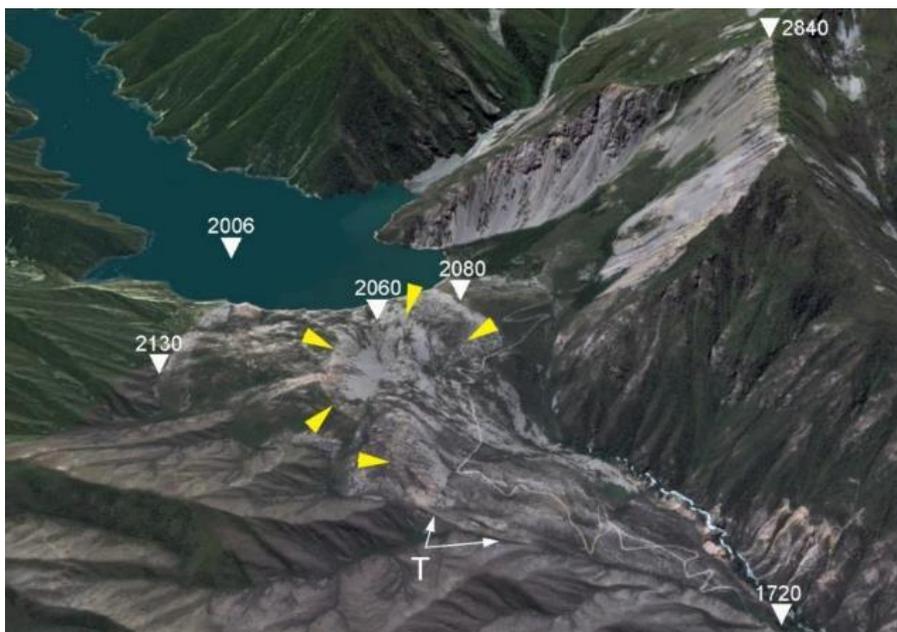


Рис. 4.34. Завальная плотина оз. Карасу в Центральном Тянь-Шане, Киргизия. 200-250 миллионов кубометров известняков, обрушившись со склона высотой около 1 км, перекрыли реку (фронт оползня у отметки 2130 м), а часть тела образовала вторичную лавину длиной 2 км (ее стенка отрыва обозначена желтыми треугольниками) до отметки 1720 м. Т – заплешина, оставленная каменной лавиной на склоне

17. Максимальная высота смещения (H_{\max}). Она определяется, как разница высот между бровкой цирка и наиболее низкой точкой в подошве оползневого тела. В простейших случаях, когда оползневое тело лишь немного сместилось вниз по склону и, практически, не вышло за пределы цирка, она равна высоте цирка (см. параметр № 9). У завальных плотин нижняя часть оползневого тела измерялась по осевой линии оползня.

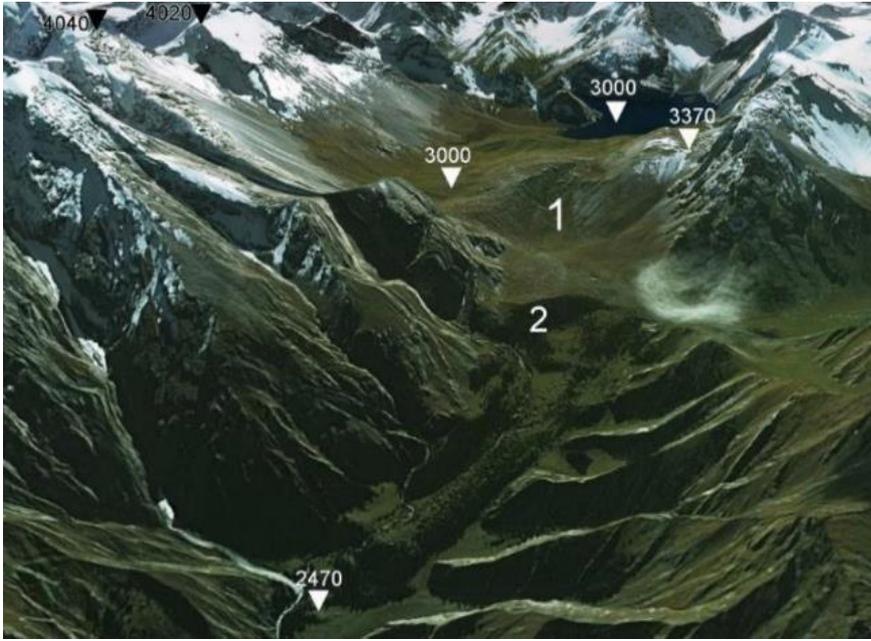


Рис. 4.35. Завальная плотина озера Большого Дракона, Восточный Тянь-Шань, Синьцзян-Уйгурский автономный район, КНР. Примерно 2 км^3 горных пород (бровка цирка на отметках 4040 м и 4020 м) образовало плотину, фронт которой поднялся на противоположный склон до отметки 3370 м. С низовой грани плотины сошла вторичная лавина, оставившая цирк, обозначенный (1). После некоторого расширения долины образовался еще один цирк (2). Вторичная лавина прошла расстояние в 4.3 км до отм. 2470 м

В случаях, когда материал оползня (каменной лавины) перемещался вниз по склону или по долине, как у большинства каменных лавин с большой длиной пробега (в т.ч. отраженных вторичных лавин, см. раздел 5.3.3), этот параметр измерялся, как разница высот между бровкой цирка и нижним концом оползневого тела. Точность определения этого параметра достаточно высокая.

18. Высота до фронта оползневого тела (H или H_{fr}). Для оползней и каменных лавин, перемещавшихся вниз по склону или по долине, эта величина равна максимальной высоте обрушения ($H_{\text{fr}} = H_{\max}$). Однако для завальных плотин в речных долинах, когда фронт оползневого тела находится на противоположном склоне, этот параметр оказывается существенно меньшим, чем H_{\max} . Так, например, у завальной плотины, показанной на рис. 4.35, если рассматривать ее в целом, $H_{\max} = 1570$ м. Если же рассматривать отдельно ее компактную часть у подножия обрушившегося склона, то у нее H_{\max} составляет примерно 1200 м, а H_{fr} всего 670 м.

19. Условия ограничения – важнейший качественный параметр, используемый для наиболее обоснованного и логичного разделения всей совокупности объектов, включенных в базу данных, при ее дальнейшей статистической обработке (см. главы 5 и 6). Выделено три основных

типа оползней (каменных лавин), а именно неограниченные (unconfined – U), канализированные (laterally confined – L) и с фронтальным ограничением (frontally confined – F) (рис. 4.35).

Неограниченные лавины перемещались по днищам широких долин, межгорных и предгорных впадин (см. рис. 3.8, 4.4, 4.31, 4.36-С) и останавливались за счет трения по основанию и диссипации энергии за счет внутренних процессов. Канализированные лавины перемещались вдоль долин рек, сухих оврагов (см. рис. 4.5, 4.36-В, 4.37), иных понижений в рельефе (см. рис. 4.12, 4.13), что существенно ограничивало возможность движения материала каменных лавин в поперечном направлении. Наиболее широко в Центрально-Азиатском регионе распространены оползни в скальных массивах и каменные лавины, перемещавшиеся в условиях фронтального ограничения, т.е. поперек сравнительно узких речных долин (см. рис. 3.6, 3.12, 3.23, 3.31, 3.37, 4.36-А).

В ряде случаев условия ограничения менялись по мере продвижения каменной лавины. Так, к примеру, упомянутая выше каменная лавина в урочище Сеит первоначально двигалась вдоль узкой сухой долины (канализированная лавина), но, пройдя примерно 3 км, остановилась, ударившись о крутой поворот левого борта этой долины (см. рис. 3.57). Крутой склон над отметкой 2130 м – это не фронт лавины, а ее боковой откос; фронт же этой каменной лавины располагается ниже отметки 2260 м, где волнообразная поверхность ее тела как-бы накатывается на борт долины (см. рис. 3.58).

Еще один пример изменения условий ограничения – катастрофическая Хаитская каменная лавина 1949 г. в Таджикистане, которая первоначально перемещалась вниз по долине (канализированный тип), но затем, выйдя в широкую долину р. Ясман, образовала широкую веерообразную неограниченную лопасть шириной около 2 км – между отметками 1590 и 1545 м на рис. 4.38.

Напротив, крупные оползни в скальных массивах, образовавшие завальные плотины озер Карасу (см. рис. 4.34) и Большого Дракона (см. рис. 4.35), первоначально двигались в условиях фронтального ограничения, вследствие чего они, собственно, и создали высокие завальные плотины, а вот связанные с ними вторичные лавины перемещались вдоль долин, т.е. относились к канализированному типу.

20. Высота подъема. Этот параметр соответствует разнице высот между наивысшей точкой подъема отложений каменной лавины на противоположный борт долины и низшей точкой гребня завальной плотины (к примеру, между отметками 3370 и 3000 м на рис. 4.35). В ряде случаев, такой подъем наблюдается и во фронте каменных лавин с иным типом ограничений, фронтальные части которых также поднялись на борт долины, в который уперлась лавина, как это наблюдалось у каменной лавины в урочище Мингтеке (42.00° с.ш., 74.355° в.д.) (рис. 4.39). В этих случаях высота подъема измеряется, как разница высот между наиболее низкой точкой на поверхности каменной лавины и наивысшим положением ее фронта (между отметками 2575 и 2665 м

на рис. 4.39). Схожий подъем на высоту до 70-100 (?) м наблюдается во фронте Комансуйской каменной лавины, которая, пройдя расстояние около 34 км, поднялась на южное подножие Алайского хребта (см. рис. 1.7).

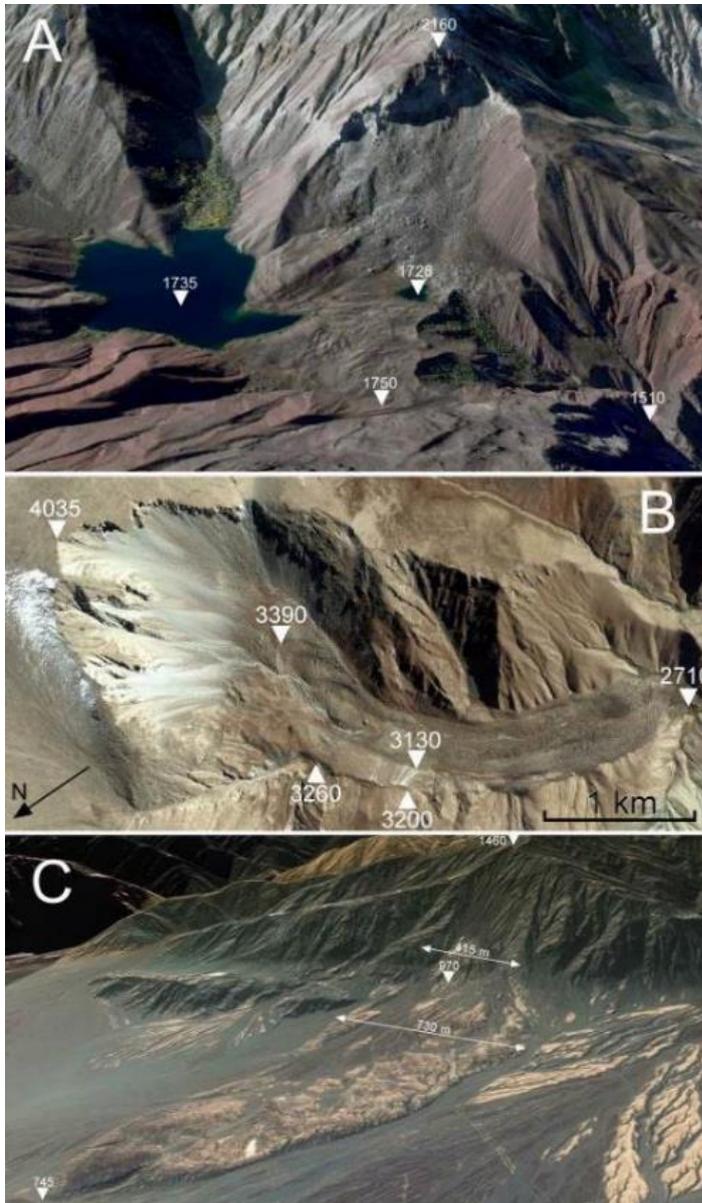


Рис. 4.36. Оползни в скальных массивах (каменные лавины) с различными ограничениями на пути распространения оползневых отложений: А – с фронтальным ограничением – Аик-Кельская завальная плотина в Центральном Тянь-Шане в бассейне р. Кокомерен, Киргизия (41.726° N, 73.96° E), В – канализованная каменная лавина в хр. Сармин-Ула в Восточном Тянь-Шане, КНР (42.467° N, 85.588° E), С – свободно перемещавшаяся каменная лавина в Восточном Тянь-Шане (42.699° N, 87.955° E), КНР

Высота подъема позволяет оценивать скорость перемещения материала непосредственно перед его остановкой, пользуясь простым соотношением между кинетической и потенциальной энергией:

$$m \times g \times H = m \times v^2 / 2; \quad v = (2 \times g \times H)^{0.5}$$

где m – масса тела, H – высота подъема и v – скорость движения каменной лавины

В случае каменной лавины Мингтеке скорость равна примерно 144 км/час, а у каменной лавины озера Большого Дракона, где высота подъема на противоположный борт составила 370 м (см. рис. 4.35) скорость движения материала составляла ~306 км/час.



Рис. 4.37. Канализованная Каракистьякская каменная лавина (42.58° с.ш., 73.13° в.д.), Северный Тянь-Шань, Казахстан, прошедшая расстояние а 6.5 км (до отметки 2230 м)



Рис. 4.38. Космический снимок Хаитской каменной лавины. После выхода из узкой долины, где она двигалась в условиях бокового ограничения, обломочная масса образовала конусообразную лопасть, фронт которой обозначен отметками 1590, 1605, 1575, 1545 м



Рис. 4.39. Каменная лавина Мингтеке в Центральном Тянь-Шане протяженностью 5.5 км, конечная часть которой поднялась на склон на 90 м (с 2575 м до 2665 м). Отметка 3700 м – бровка цирка

Надо, впрочем, отметить, что эти оценки не учитывают возможности передачи импульса от резко тормозящейся каменной лавины к ее части, сохраняющей возможность дальнейшего движения за счет чего скорость движения последней может возрасть. Этот механизм будет подробно рассмотрен ниже, в разделе 5.3.2, при описании условий формирования т.н. "вторичных" лавин. Определенные ограничения при оценке скорости движения оползней течения, точнее, селевых потоков, которые в зарубежных классификационных схемах также относят к склоновым процессам (Hungar et al., 2012, 2014) по высоте заплеска рассмотрены в работе (Prochaska et al., 2008).

4.2.4 Параметры высококомобильных каменных лавин

В этом разделе базы данных приведены параметры, характеризующие высококомобильные части прыгающих и вторичных каменных лавин (см. раздел 5.3.2). Для каменных лавин первичного типа, подробно рассмотренных в указанном разделе главы 5, соответствующие параметры (объем, длина, разница высот) идентичны характеризующим оползень (каменную лавину) в целом.

Тип каменной лавины	Объем каменной лавины (10^6 м^3)	Доля материала, вовлеченная в лавину в % от объема всего оползня	Длина пробега каменной лавины (км)	Высота смещения каменной лавины (км)	Высота вторичного цирка или высота трамплинного прыжка (км)
21	22	23	24	25	26

21. Тип каменной лавины. Выделено три основных типа каменных лавин, согласно (Strom, 2006, 2010a; Strom, Abdrakhmatov, 2018): Первичные (Primary – P), Прыгающие (Jumping – J) и Вторичные (Secondary - S), причем среди последних выделяется два подтипа – классические (Classical – SC) и с эффектом "бутылочного горлышка" (Bottleneck – SB). Более подробно эти классификационные критерии будут рассмотрены в следующей главе.

22. Объем каменной лавины. У первичных лавин, у которых в лавинообразное течение вовлекается весь обрушившийся материал, эта величина не указывалась, так как она равна объему оползня (параметр № 14). У вторичных и прыгающих лавин оценивался объем их высококомобильной части. Расчеты велись по тем же принципам, как и при определении полного объема оползневой тела.

23. Доля материала, вовлеченная в лавину. Этот параметр (в %) рассчитывался путем деления значения параметра № 22 на значение параметра № 14 и последующего умножения на 100.

24. Длина пробега каменной лавины измерялась для вторичных каменных лавин как горизонтальная проекция расстояния от бровки вторичного цирка (или от "бутылочного горлышка")

на пути ее движения) до конца лавины вдоль ее оси (к примеру, на рис. 4.34 это расстояние между отметками 2060 и 1720 м). Следует отметить, что в ряде случаев выделяется несколько последовательных вторичных цирков, как, например на рис. 4.35, где они обозначены, как 1 и 2, или у каменной лавины в Джунгарском Алатау на левом борту долины р. Иргаты (45.65° с.ш., 81.81° в.д.) общей протяженностью около 3.9 км (рис. 4.40). В таких случаях и длина каменной лавины, и высота ее смещения (параметр № 25) измерялись от бровки верхнего вторичного цирка.



Рис. 4.40. Вторичная каменная лавина в бассейне р. Иргаты (Джунгарский Алатау) с двумя отчетливо выраженными вторичными цирками (на отметках 1770 и 1630 м). Перспективное изображение Google Earth



Рис. 4.41. Низовой откос компактной части и мобильная часть прыгающей Северо-Каракунгейской каменной лавины, Центральный Тянь-Шань, Киргизия



Рис. 4.42. Вторичный цирк Южно-Каракунгейской каменной лавины в бассейне р. Кокомерен в Киргизии высотой 200 м (между отметками 2640 и 2440 м). Бровка первичного цирка находится на отметке 2990 м. Белая стрелочка указывает на фронт компактной части оползневого тела



Рис. 4.43. Прыгающая каменная лавина в долине р. Кашкасу в Центральном Тянь-Шане. Белая пунктирная линия обозначает уровень, на котором поверхность скольжения вышла на склон. Поверхность с отметкой 2000 м – не дно долины, а поверхность нижней части оползневого тела мощностью около 100 м

4.2.5 Параметры завальных плотин и подпрудных озер

Последняя группа параметров, включенных в базу данных, характеризует существующие или прорванные завальные плотины, а также подпруженные ими озера. Они были выделены в отдельную группу, учитывая особую опасность, которые такие озера, особенно в случае их прорыва, представляют для жителей горных и предгорных районов (Costa, Schuster, 1988, 1991; Evans et al., 2011).

Параметры завальной плотины			Параметры подпрудного озера				
Эффективная высота (м)	Ширина плотины (км)	Положение нижней точки гребня плотины	Состояние озера	Максимальная глубина (м)	Длина (м)	Средняя ширина (м)	Объем (10^6 м^3)
27	28	29	30	31	32	33	34

27. Эффективная высота плотины. В отличие от искусственных плотин, гребень которых находится на определенной отметке на всем его протяжении, гребень завальных плотин чаще

всего характеризуется значительными неровностями. Так, у Усойского завала на Памире (см. рис. 3.37) наивысшая точка гребня находится ближе к фронту оползневого тела, примерно на отметке 3470 м, а самая низкая точка, где, собственно, при определенных условиях и может произойти перелив с последующим размывом тела плотины – в тыловой части на высоте около 3350 м – на 120 м ниже. При этом не важно, насколько высока остальная часть плотины. Именно поэтому в качестве важнейшего параметра выбрана именно минимальная первоначальная (до начала размыва) высота завальной плотины. К примеру, у завальной плотины Большого Жашилькельского озера в долине р. Аганакты Первая в Джунгарском Алатау в Казахстане (45.28° с.ш., 80.62° в.д.) эффективная высота определена в 150 м (у правого борта долины), в то время как максимальная высота поверхности отложений была намного больше (рис. 4.44). Положение подошвы плотины определялось по продольному профилю реки, восстановленному на отрезке значительной протяженности, включающем участок долины выше озера и ниже завальной плотины (рис. 4.45). Учитывая, что далеко не все горные реки имеют столь равномерный продольный профиль (см. рис. 4.44), точность определения этого параметра не очень высока и обычно не превышает 10-20%.

Следует отметить, что существенный подъем оползневого тела на противоположный борт долины неизбежно приводит к уменьшению эффективной высоты завальной плотины, и, соответственно, допустимой глубины подпрудного озера (Korchevskiy et al., 2011).

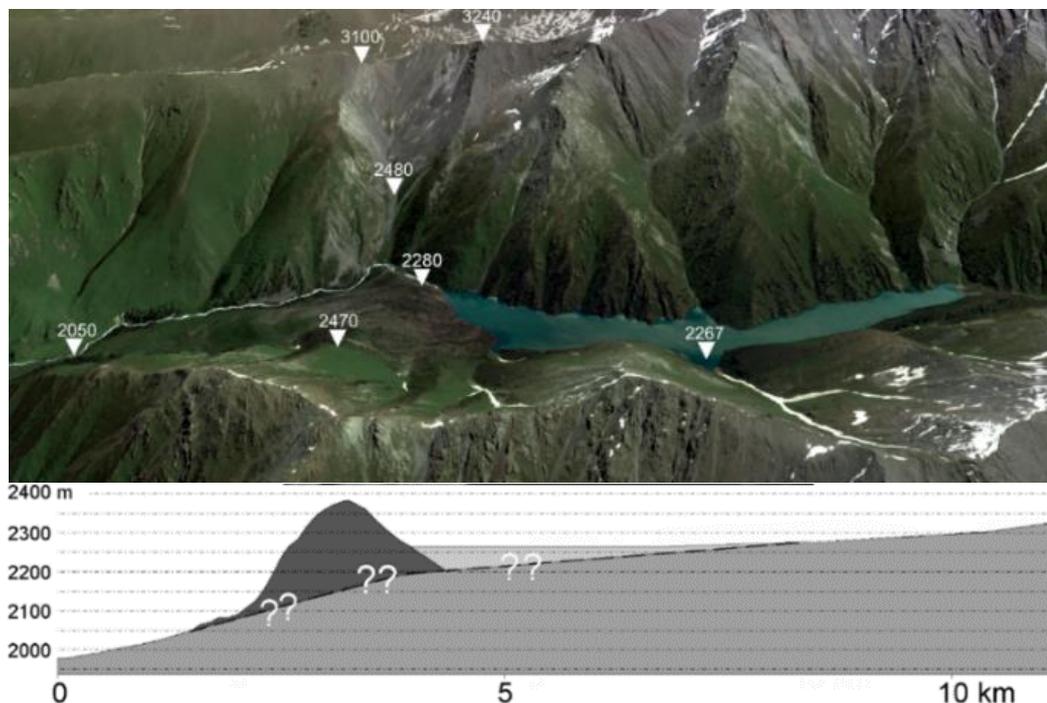


Рис. 4.44. Завальная плотина и озеро Жашинкель в Джунгарском Алатау. Перспективное изображение Google Earth и продольный профиль долины реки Аганакты Первой на этом участке. Уклон долины ниже завала существенно превышает ее уклон выше озера

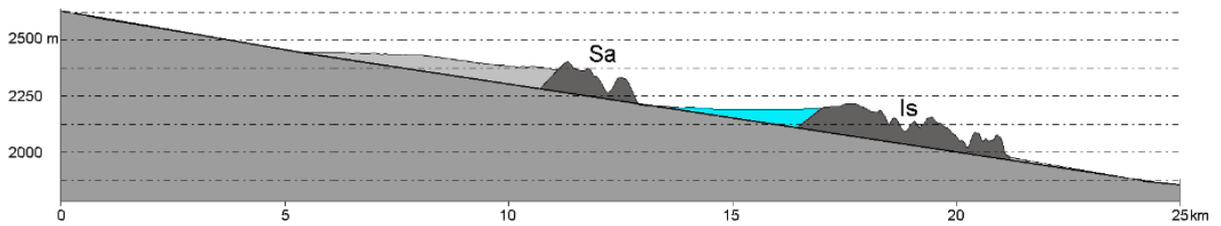


Рис. 4.45. Восстановление продольного профиля рек Сарытаг и Искандердарья, перекрытых завальными плотинами полностью заиленного озера Сарытаг (Sa) и существующего озера Искандеркуль (Is). Профиль восстановлен по ЦМР SRTM с шагом точек ~ 90 м

28. Ширина плотины. Эта величина соответствует протяженности основания тела завала вдоль реки. Точность ее оценки зависит от степени неопределенности при определении положения верхового откоса завальной плотины, скрытого под водами озера, или погребенного под озерными отложениями. Чаще всего у оползней и каменных лавин, произошедших в условиях фронтального ограничения, ширина плотины соответствует максимальной ширине оползневого тела (параметр № 16), но может и отличаться, причем весьма существенно, как, к примеру, у плотины оз. Башколь в бассейне р. Учкёль в восточной Киргизии (41.92° с.ш., 78.764° в.д.), образованной фронтальной частью оползня объемом около $50 \times 10^6 \text{ м}^3$, которая вышла в долину, образовав завальную плотину шириной около 900 м и высотой примерно 80 м, практически полностью сохранившуюся вплоть до настоящего времени (рис. 4.46).



Рис. 4.46. Завальная плотина оз. Башколь, образованная фронтальной частью оползневого тела. Маленькими черными стрелочками обозначен цирк молодого оползня на левом борту долины р. Учкёль, возможно образовавшегося вследствие фильтрации воды из озера через узкий гребень. Перспективное изображение Google Earth

29. Положение наиболее низкой части гребня завальной плотины. Это важный параметр, влияющий в значительной степени на устойчивость завальной плотины (Korchevskiy et al., 2011). Выделено 4 возможных типа расположения такого понижения: фронтальное, тыловое, центральное и ровный гребень.

Фронтальное расположение наиболее низкой части гребня, обозначенное символом D (distal) может быть проиллюстрировано на примерах Кашкасуйской прыгающей каменной лавины (см. рис. 4.43) и плотины оз. Кёль-Сай в Центральном Тянь-Шане (41.795° с.ш., 73.955° в.д.) (рис. 4.47).

Тыловое положение пониженной части (P – proximal) встречается чаще всего и нередко сопровождается значительным подъемом оползневого тела на противоположный борт долины (см. например, основную, компактную часть плотины озера Большого Дракона на рис. 4.35). Аналогичный профиль у гребня Усойского завала на Памире (см. рис. 3.37).

Центральное положение пониженной части (C – centered) может быть проиллюстрировано на примерах завальных плотин озер Ак-Кёль (см. рис. 3.23, 3.24) и Чон-Таш (42.17° с.ш., 74.616° в.д.) в Центральном Тянь-Шане, частично промытых примерно в их центральных частях, где мог происходить перелив воды через гребень. Следует, впрочем, отметить, что в последнем случае трудно строго установить, относится ли эта завальная плотина к типам с тыловым или с центральным положением нижней части гребня, так как и те и другие характеризуются подъемом фронтальной части завальной плотины на противоположный борт долины.



Рис. 4.47. Кёльсайский оползень в гранитах объемом $\sim 10^6$ м³ сопровождавшийся выбросом вниз по течению ручья отраженной каменной лавины небольшого объема, прошедшей расстояние ~ 750 м вплоть до отметки 1810 м. На врезке показаны крупные глыбы размером до 10 м, которые не могли быть перемещены, к примеру, селевым потоком, так как отсутствуют следы прорыва озера. Перспективное изображение Google Earth

Весьма редко наблюдаются завальные плотины с близгоризонтальным гребнем (F – flat), примером которой является оползень, образовавший оз. Аик-Кёль (см. рис. 4.36-А).

Следует отметить, что перечисленные здесь типы продольных (вкрест долины) профилей завальных плотин отличаются от типов, предложенных в классификации завальных плотин из работы (Hermanns et al., 2011b) и показанных на рис. 4.49.



Рис. 4.48. Завальная плотна оз. Чон-Таш с аномально большим забросом материала на противоположный борт долины (до отметки 2725 м), частично промытая вдоль ее средней части, предположительно вследствие перелива. Красными стрелками обозначены оползневые заколы над стенкой отрыва оползня

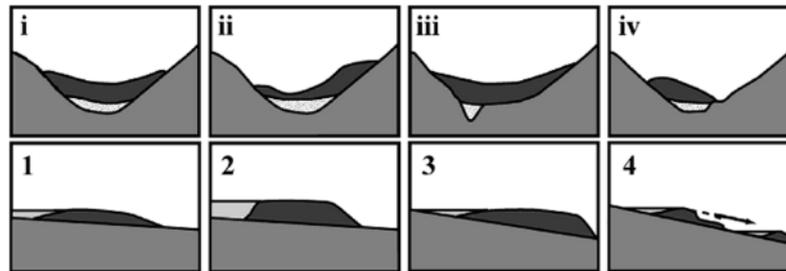


Рис. 4.49. Типы продольных (вверху) и поперечных (внизу) профилей завальных плотин из работы (Hermanns et al., 2011b).

Параметры, перечисленные в последующих позициях базы данных, описывают непосредственно подпрудные озера.

30. Состояние озера. Это качественный параметр, описывающий современное состояние водоема, созданного завальной плотиной. Выделено три основные группы таких озер – существующие (existing – E), прорванные (breached – B) и заиленные (filled – F).

В исследованном регионе находится большое число подпрудных озер, сохранившихся вплоть до настоящего времени (см. рис. 4.36-А, 1.6, 3.23, 3.34, 4.8, 4.9, 4.10, 4.16, 4.34, 4.35, 4.44, 4.46, 4.48 и многие другие). Крупнейшим из них является Сарезское озеро объемом 17 км³ и глубиной до ~500 м, образованное в 1911 г. при перекрытии долины р. Мургаб Усойским завалом (см. рис. 1.3, 3.37, 4.50).

Категория "Прорванное озеро" присваивалась тем из уже несуществующих водоемов, в чашах которых до их прорыва вследствие перелива или суффозии накопилось незначительное количество озерных отложений (см. рис. 3.6, 3.31). Некоторые из этих озер существовали сотни и даже тысячи лет, прежде чем были прорваны вследствие аномальных осадков в водосборном бассейне, как озеро Яшинкуль в 1966 г. или прорыва вышележащего ледникового озера, как озеро Иссык в 1963 г. (см. рис. 1.5; видимое на снимке озеро было воссоздано после прорыва). Озеро на р. Зеравшан у поселка Айни, созданное катастрофическим оползнем в 1964 г. было спущено через канал. Ниже будет описано несколько очень крупных подпрудных озер, прорванных и спущенных до их заполнения осадками.

К последней группе отнесены озера, ванны которых практически полностью заполнены осадками, и в настоящее время представляют собой плоские расширенные участки дна долины, по которым реки меандрируют, как на равнинах (см. рис. 4.15), либо покрыты лесом, как у бывшего озера в нижнем течении р. Кулун (40.46 с.ш., 74.067 в.д.) или в долине р. Кашкасу выше завальной плотины, образованной прыгающей каменной лавиной (рис. 4.51).



Рис. 4.50. Космический снимок Сарезского озера. RB – предполагаемый "Правобережный оползень" (Шеко, Лехатинов, 1970; Федоренко и др., 1981), в случае обрушения которого возможен перелив воды через плотину



Рис. 4.51. Полностью заиленное и заросшее лесом подпрудное озеро в долине р. Кашкасу. Вид с тела завальной плотины

Поскольку такие ровные площадки в горных районах достаточно редки, иногда днища заиленных подпрудных озер используются для размещения там населенных пунктов. Так, в частности, на отложениях полностью заиленного озера, первоначальная глубина которого достигала 140 м, расположен город Каракуль в Киргизии (41.633 с.ш., 72.645 в.д.).

В ряде случаев размыв завальных плотин или образование обходной долины происходили уже после практически полного заиления подпрудного озера. Так, озеро в долине р. Нарын, образованное гигантским Бешкельским оползнем, уровень которого достигал примерно 1700 м, просуществовало почти 3000 лет, в течение которых в нем накопилось 11-15 км³ осадков, запол-

нивших озерную ванну до уровня 1640 м (рис. 4.52), после чего река выработала обходную долину глубиной более 200 м перед фронтом оползня, частично через коренные породы правого борта (см. рис. 3.1) (Korup et al., 2006; Strom, Abdrakhmatov, 2018). Еще один пример прорыва плотины после заиления озера показан на рис. 4.29. Такие случаи обозначены в базе данных индексами F, B.

31. Максимальная глубина подпрудного озера определялась также, как и высота плотины на основании анализа продольного профиля реки (см. рис. 4.44, 4.45). В ряде случаев использовались значения глубин, приведенные в литературе. Очевидно, что точность измерения этого параметра существенно зависит от устойчивости уклона тальвега (см. рис. 4.44), а также от интенсивности заиления и от источников поступления материала в озеро. Как уже отмечалось, в горных районах заполнение озерных ванн осадками может происходить не только за счет поступления взвешенных и влекомых наносов по основному водотоку, но и непосредственно с бортов долины за счет осыпей и селевых потоков (см. рис. 4.17).

При измерении как глубины озера, так и его размеров в плане необходимо учитывать сезонные колебания уровня естественных водоемов. Так, у Сарезского озера размах сезонных колебаний достигает 11 м (см, например, A. Ischuk, 2011). При дешифрировании иногда удавалось установить признаки стояния уровня озера на более высоких отметках, чем в момент съемки, как, например, у подпрудного озера в долине р. Аттапкан в Джунгарском Алатау вблизи Казахстанско-Китайской границы (45.296 с.ш., 81.15 в.д.) (рис. 4.53). В таких случаях в базе данных указывались параметры подпрудного озера при его максимальном уровне.

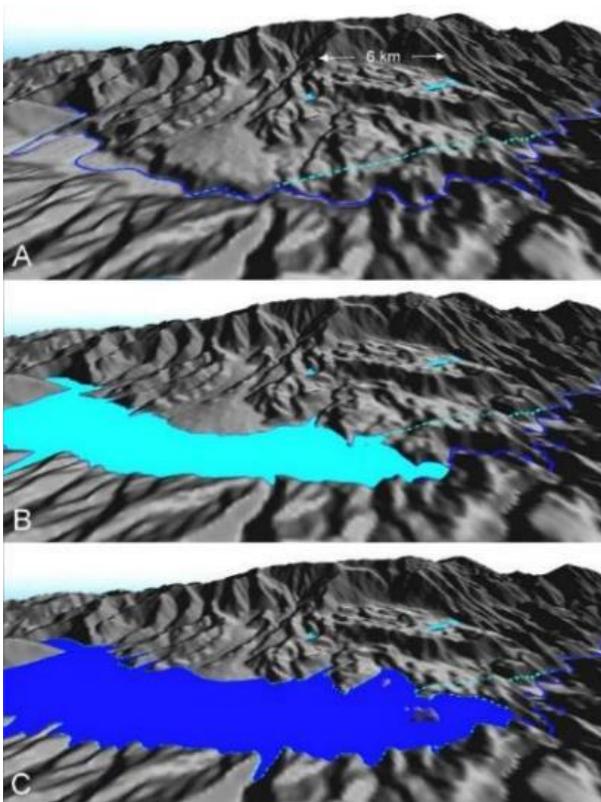


Рис. 4.52. Перспективное изображение участка Бешкельского оползня и головной части образованного им подпрудного озера (по 3" ЦМР SRTM). А – современный рельеф; В – на уровне заполнения озера осадками (~1640 м); при максимальном уровне озера около 1700 м, когда началось формирование обходной долины. Синяя линия – современное русло р. Нарын, пунктирная голубая линия – предполагаемая ось долины до образования оползня



Рис. 4.53. Признаки значительных – до 12 м сезонных колебаний уровня подпрудного озера в верховьях р. Аттапкан. Уровни низкого стояния озера в момент съемки и следов высокого стояния измерялись по данным ресурса Google Earth. Стрелка указывает направление движения каменной лавины, образовавшей плотину.

В нескольких случаях на снимках удалось также опознать следы более высокого уровня стояния воды, чем современный, сохранившийся после частичного прорыва. В частности, такие следы выявлены на берегах оз. Искандеркуль в Южном Тянь-Шане (рис. 4.54). Такие случаи отмечались при описании конкретных участков (Strom, Abdrakhmatov, 2018), но в базу данных включены параметры озер в их современном состоянии.

32. Длина озера замерялась вдоль его осевой линии. В случаях изометричных или разветвляющихся озер в качестве этого параметра принималась протяженность линии от берега озера на верховом откосе плотины до наиболее удаленной от нее части наблюдаемой или предполагаемой береговой линии.



Рис. 4.54. Следы высокого стояния озера Искандеркуль (голубые стрелочки). Перспективное изображение 3D Google Earth.

Для прорванных и заиленных озер их размеры в плане определялись на космических снимках, как расширенные плоские участки на дне долин, часто лишенные растительности, как на рис. 4.55, где показано заиленное озеро в Синьцзян-Уйгурском автономном районе КНР (42.59° с.ш., 80.584° в.д.), образованное завальной плотиной высотой около 190 м.

Поскольку многие даже существующие озера заилены частично, их длина измерялась с учетом протяженности наиболее свежих, незадернованных конусов выноса в хвостовых частях озер, уровень которых может быть даже выше, чем уровень гребня плотины, так как подпруженные водотоки формировали новые продольные профили и при значительной длине озера его хвостовая часть заполнялась отложениями выше первоначального уровня озера (см. рис. 4.55).



Рис. 4.55. Заиленное подпрудное озеро в 7 км выше по течению от селения Шаты в Синьцзян-Уйгурском автономном районе КНР. Помимо озера, на этом перспективном изображении Google Earth виден еще один предполагаемый древний оползень на склоне боковой долины

33. Средняя ширина озера рассчитывалась путем деления площади озера, оконтуренной на космоснимках и измеренной в программе Global Mapper на длину. Значения округлялись с точностью до 10 м.

34. Объем озера определялся расчетным путем. Для озер в V-образных речных долинах он рассчитывался путем умножения площади озера на $\frac{1}{4}$ его максимальной глубины. Для озер в троговых U-образных или в трапециевидных долинах площадь озера умножалась на половину максимальной глубины и делилась на 1.5, что давало более реалистичные оценки этой величины.

4.3 Выводы к главе 4

Комплексный анализ морфологии областей питания и аккумуляции обломочных отложений в горных и предгорных регионах и особенностей внутреннего строения этих отложений позволяет уверенно отличать каменные лавины от обломочных отложений разного генезиса, широко распространенных в горных и предгорных районах иного генезиса – ледниковых, селевых, каменных глетчеров, образование которых, а отличие от каменных лавин, невозможно без участия воды в жидкой или твердой фазе. По результатам такого анализа составлена база данных крупных оползней в скальных массивах и каменных лавин Центрально-Азиатского региона, учитывающая большое число качественных и количественных параметров и послужившая основой для классификации и статистического анализа каменных лавин.

Составленная база данных позволила охарактеризовать распространение оползней в скальных массивах и каменных лавин во всем Центрально-Азиатском регионе (рис. 4.56), что создает основу для анализа факторов, благоприятствующих их образованию и, соответственно, региональной оценки подверженности горных сооружений Джунгарии, Тянь-Шаня и Памира такому типу склоновых процессов. Как видно на рис. 4.56, распределение оползней в скальных массивах и каменных лавин а пределах этих горных сооружений весьма неравномерно. Протяженные зоны

и участки их массового распространения чередуются с обширными территориями, где такие образования не выявлены или очень редки. Это, в свою очередь, дает исходную информацию для решения важнейшей проблемы инженерной геодинамики – корректной и обоснованной оценки долговременной оползневой опасности в рассматриваемом регионе, а также для изучения связей между крупномасштабными обрушениями горных склонов и сейсмичностью, что будет подробнее рассмотрено в главе 7.

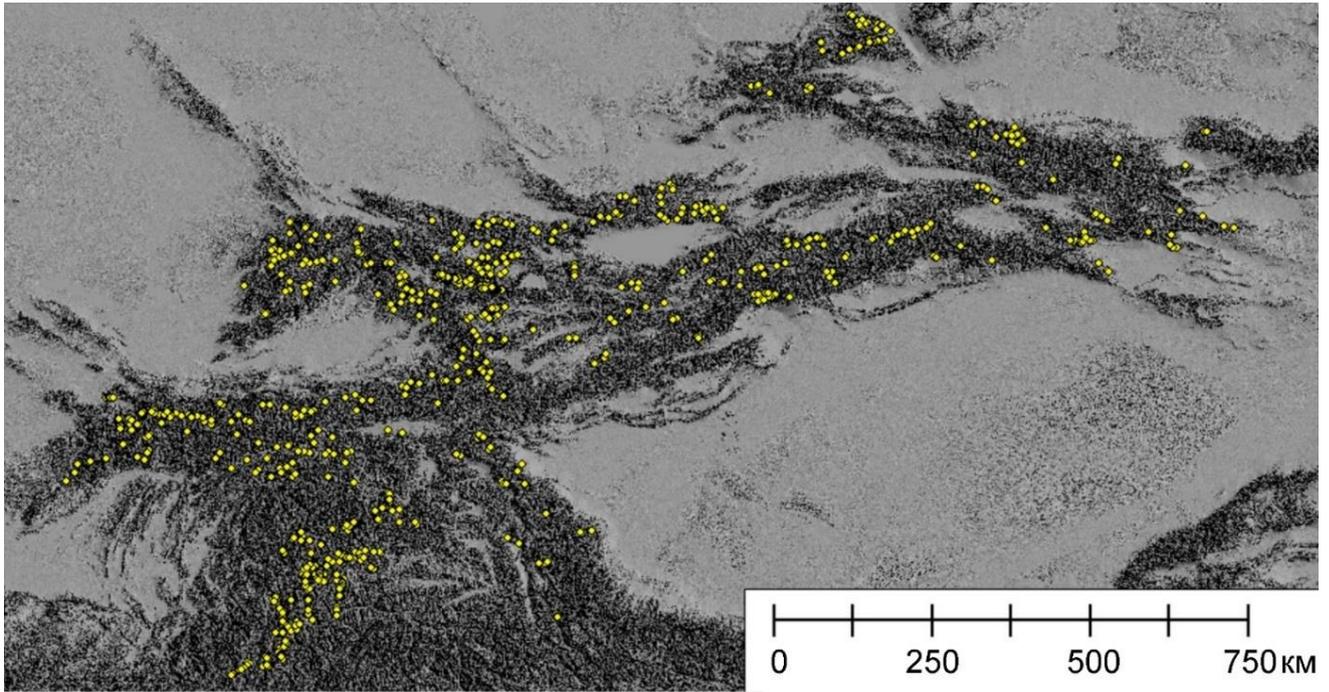


Рис. 4.56. Распространение крупных оползней в скальных массивах и каменных лавин на территории Центрально-Азиатского региона

5 ТИПЫ КАМЕННЫХ ЛАВИН И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Классификация – важный этап изучения любых природных явлений и процессов, в том числе склоновых. Их систематизация и однозначное и логичное определение помогает исследователям не только "говорить на одном языке", но и лучше понимать механизм(ы) развития изучаемых процессов. От правильного классифицирования изучаемого природного явления во многом зависит корректность оценки опасности, которое это явление представляет для населения и различных объектов. В этой главе рассмотрены принципы классификации каменных лавин, позволяющие более строго и обоснованно подходить к оценке опасности этих природных явлений и обусловленных ими рисков.

5.1 Оползни в скальных массивах и каменные лавины – понятия и применяемая терминология

Прежде чем перейти к описанию классификации как таковой, хотелось бы остановиться на использовании при описании рассматриваемых явлений терминов "оползень" (landslide), "каменная лавина" (rock avalanche), "обломочная лавина" (debris avalanche), а также терминов "оползень-обвал" и "обвал", довольно широко используемых при описании таких явлений в русскоязычной литературе (см. Золотарев и др., 1980, Васьков, 2017, 2019).

В англоязычной литературе термин "landslide" (оползень) имеет двойственное значение. С одной стороны, он применяется для описания «истинных оползней», т.е. смещения масс грунта по склону без отрыва от него, со скольжением (sliding). В то же время этот термин используется и в более широком смысле, как аналог русскоязычного термина "склоновый процесс". Так, в работе О. Хангра с соавторами "Классификация типов оползней Варнеса, обновление" (Hungr, et al., 2014, Varnes classification of landslide types, an update) рассмотрены не только оползни, но и обвалы, и медленные глубокие деформации склонов, и сели, и солюфлюкция, т.е. практически все типы склоновых процессов. Поэтому более правильным по смыслу переводом названия упомянутой работы будет "Классификация типов склоновых процессов Варнеса, обновление".

Термин "оползень в скальном массиве" ("скальный оползень", "rockslide") обычно используют, описывая более или менее компактные тела и завальные плотины, высота которых сопоставима с их длиной (поперек долины) и шириной (вдоль долины) (см., например, рис. 4.36-А). Термин же "каменная лавина" ("rock avalanche") чаще всего применяется при описании оползней, сложенных обломками скальных грунтов, тела которых прошли большое расстояние от подножия стенки отрыва (цирка), двигаясь либо вниз по склону, либо растекаясь плащом по днищам широких долин или новейших впадин (см. рис. 4.36-В, С).

Представляется, однако, что это не всегда и не совсем правильно. К примеру, хорошо известный Франкский оползень 1903 г. в Канаде, с длиной пробега 3.5 км, образовавший плащеобразный покров мощностью около 10 м (рис. 5.1) в соответствии с этим подходом будет описан, как каменная лавина (Cruden, Hungr, 1986; Evans, 2006), а Усойский завал на Памире, прошедший расстояние в 6.14 км, но образовавший плотину высотой до 600 м (см. рис. 3.37) как "скальный оползень", несмотря на то, что отношение H/L , часто используемое, как параметр, характеризующий подвижность оползня (чем это отношение меньше, тем оползень подвижнее), у Усойского завала даже несколько меньше, чем у Франкской каменной лавины (соответственно, 0.24 и 0.25).



Рис. 5.1. Франкский оползень (каменная лавина) 1903 в Канаде. Хорошо виден плащеобразный покров, образовавшийся при его обрушении

Выше, в главе 4, было показано, что большинство крупных оползней в скальных массивах в процессе их перемещения трансформируется в каменные лавины с присущими им характерными особенностями – очень высокой степенью дробления материала внутренней фации оползневых тел, перекрытой "панцирной" фацией и с сохранением в оползневом теле исходной последовательности пород. То есть, строго говоря, термин "оползень" (того или иного типа) применим при описании рассматриваемых образований лишь на начальной стадии их движения. Результирующие же тела правильнее классифицировать именно как каменные лавины.

Надо отметить, что существует еще один термин – обломочная лавина (*debris avalanche*), определяемый в работе (Hungr et al., 2014) как очень быстрое течение частично или полностью водонасыщенной обломочной толщи малой мощности на крутом склоне без выраженных боковых ограничений, которое может происходить в разном масштабе. Такие явления существенно отличаются от тех, которые классифицируются в этой же работе как каменные лавины (*rock avalanche*). Следует отметить, что, например, Хаитская каменная лавина 1949 года в ходе ее перемещения выплеснула несколько маленьких озер, существовавших в долине р. Оби-Хауз-Дара, по которой она перемещалась, а также вобрала в себя большое количество водонасыщенных лессов, сорванных с бортов долины при землетрясении. По свидетельству очевидцев (Семенов, Семенова, 1958), сразу после схода каменной лавины по ее телу было сложно ходить, так как человек

приваливался в грязь. Тем не менее, эта была именно каменная (или обломочная) лавина, а не селевой поток, так как рельеф ее поверхности в долине р. Оби-Хауз-Дара холмистый, с отдельными буграми высотой до 10 и более метров, что не характерно для селевых отложений, а вода и лессовидные суглинки составляли, очевидно, лишь незначительную часть ее колоссальной общей массы.

Следует отметить также, что термин "обломочная лавина" (*debris avalanche*) часто употребляется при описании оползневых тел, образующихся при секторальном обрушении вулканических построек, масштабы которых сопоставимы с крупнейшими оползнями в скальных массивах в невулканических районах (Сагра, 2011). В данном случае следует признать практически полную идентичность понятий "каменная лавина" и "обломочная лавина", но, так как их использование при описании крупномасштабных обрушений на склонах, сложенных скальными грунтами в невулканических и вулканических районах сложилось исторически, автор не видит смысла менять устоявшуюся терминологию.

Как отмечено выше, в русскоязычной литературе при описании каменных лавин часто используются термины "обвал" или "оползень-обвал". С точки зрения автора это неправильно и вводит в заблуждение, поскольку при перемещении каменных лавин не реализуются кинематические типы движения обломков, характерные именно для обвалов – падение, качение, прыжки отдельных глыб. Классическим примером крупного обвала являются отложения на левом борту долины р. Кокомерен вблизи устья его левого притока р. Ойкаинг у подножия склона высотой около 500 м, сложенного палеозойскими гранитами (42.043° с.ш., 74.171° в.д). – глыбы гранитов размером примерно до 10 м, лежащие на склоне и у его подножия (см. рис. 5.2). Это именно обвал, при котором отдельные блоки коренных пород падали, подпрыгивали, скатывались вниз по склону. Такие опасные явления очень широко распространены в горных районах Центральной Азии, но обычно единовременные обрушения не превышают нескольких тысяч, реже десятков тысяч кубометров и не были включены в базу данных крупномасштабных обрушений высоких горных склонов. В большинстве случаев, включая и описываемый пример, в отсутствие свидетельств очевидцев крайне сложно установить, происходили ли эти обрушения одновременно, или мы наблюдаем результат периодических обрушений на склоне.

Скорее обвальный, нежели оползневой механизм обрушения склона можно предполагать для участка в Синьцзяне, к северу от оз. Баграшколь (42.32° с.ш., 87.288° в.д.), где при обрушении примерно $500\ 000\ \text{м}^3$ метаморфизованных девонских отложений в основании 300-метрового склона сформировалось конусообразное тело, напоминающее обрушение у деревни Ранда в Швейцарии, произошедшее в 2 этапа в 1991 г. и подробно изученное и описанное в литературе (Gotz and Zimmermann, 1993; Sartori et al., 2003). Характерной особенностью таких образований является конусообразная форма тела, схожая с осыпными накоплениями. Крупные обвалы часто

зарождаются, как блоковый топлинг, когда от крутого склона отчлняются крупные блоки, которые затем обрушиваются в виде отдельных глыб.



Рис. 5.2. Отложения типичного крупного обвала в гранитах в бассейне р. Кокомерен вблизи устья р. Ойкаинг (Центральный Тянь-Шань) (42.046° с.ш., 74.171° в.д.). Видны отдельные крупные глыбы за пределами основной массы тела обвала

Следует отметить, что еще в работе (Murge, 1965) предлагалось подразделять каменные лавины, на два типа – преобразовавшиеся из оползней (rockslide-avalanche) и из обвалов (rockfall-avalanche). Однако, фактически, под последними понимались инсеквентные оползни, в то время, как под первыми – консеквентные. Т.е. настоящие обвалы в данном случае не рассматривались.

В работе (Hungr et al, 2014) понятие "каменная лавина" определено как "исключительно быстрое, крупномасштабное течение раздробленных горных пород при крупномасштабном оползне в скальном массиве или обвале". При этом никак не оговариваются ни расстояние, пройденное таким потоком обломков, ни форма или мощность образованных им отложений. Принципиально важным является именно наличие "крупномасштабного течения раздробленных горных пород" и высокая скорость движения, что может быть установлено при изучении гранулометрического состава, строения отложений и морфологии оползневых тел (например, подъем на противоположный борт долины) и отражает механизм перемещения, характерный именно для каменных лавин.

То есть если мы находим признаки такого движения оползня, произошедшего в скальном массиве, он должен быть отнесен к каменным лавинам вне зависимости от пройденного расстояния, мощности и формы его тела. Как показал анализ многочисленных примеров в Центральной Азии, в Альпах, на Кавказе, в Тибете, обследованных автором, а также расположенных в других горных странах и описанных в литературе, большинство катастрофических обрушений высоких горных склонов приводит к формированию сухих высокоскоростных ламинарных обломочных потоков, сопровождающихся интенсивным дроблением, которые, следовательно, должны классифицироваться именно как каменные лавины. Следует подчеркнуть, что интенсивное дробление происходит не до обрушения, а именно в процессе перемещения каменных лавин (Davies 1981; Davies, McSaveney 1999; McSaveney, Davies 2006; Davies et al. 2020).

Поэтому даже компактные тела завальных плотин часто представляют собой именно каменные лавины. Высокая скорость их перемещения устанавливается по подъему их фронтальных частей на противоположные борта долин (Prochaska et al., 2008; Rahman et al., 2014), иногда до 400-600 метров (Evans et al., 1994; Strom, 2004), что соответствует скорости движения более 350 км/час.

5.2 Основные типы оползней на высоких горных склонах и многостадийная классификация каменных лавин

Большинство классификаций оползневых и, шире, склоновых процессов (Varnes, 1954, 1978; Золотарев, 1964, 1983; Золотарев и др., 1969; Емельянова, 1972; WP/WLI, 1993a, b, 1994; Cruden and Varnes, 1996; Cruden and VanDine, 2013; Hungr et al., 2012, 2014; Петров и др., 2017) описывают, преимущественно, условия их зарождения. В последней международной классификации (Hungr et al., 2014) склоновые процессы классифицируются по механизму образования и по типам грунтов, в которых развиваются эти процессы. Соответственно, выделены следующие типы склоновых процессов в скальных массивах: падение – обвал; топплинг (блоковый и флексурный); скольжение (оползни вращения, оползни скольжения по напластованию, оползни скольжения по клинообразной поверхности, образованной несколькими плоскостями, сложные и нерегулярные оползни); растекание (такие образования в ряде случаев можно сопоставить с оползнями выдавливания); течение (каменные лавины); а также «склоновые деформации». Последний термин характеризует долговременные крупномасштабные процессы «разваливания» или «расседания» горных массивов, в которых сочетаются процессы скольжения и пластической деформации.

Если опираться на классификацию, приведенную в СП 420.1325800.2018 «Инженерные изыскания для строительства в районах развития оползневых процессов. Общие требования», то образования, рассматриваемые в настоящей работе, относятся, преимущественно, к следующим типам и подтипам: оползням сдвига (скольжения), среди которых выделяются инсеквентные (срезающие) и консеквентные (соскальзывающие) и каменным лавинам.

Необходимо отметить, что механизм течения, в отличие от всех остальных, применим к описанию движения обломочной массы уже после ее отчленения от основного массива, а не на стадии зарождения оползневого процесса. Каменные лавины, которые, собственно и являются крупными и чрезвычайно быстрыми оползнями течения, всегда зарождаются как оползни иных типов. Так, в каменные лавины трансформировались такие оползни скольжения по напластованию, как Флимз в Альпах (Pollet et al., 2005; Poschinger, 2011), Сеймапе в Загроце (Harrison, Falcon, 1937; Watson, Wright Jr., 1969; Shoaei, Ghayoumian, 2000; Roberts, Evans, 2013; Shoaei, 2014), Аваланч Лейк в горах Макензи (Evans et al., 1994). Грандиозный Каривхохский оползень

в долине р. Ардон на Северном Кавказе, фронтальная часть которого поднялась более чем на 400 м на противоположный борт долины (Strom, 2004; Васьков, 2017, 2019), а также Орнокский оползень в долине р. Кокомерен в Киргизии (см. рис. 3.17) (Strom, Abdrakhmatov, 2018) начинали свое движение, как оползни вращения. Каменными лавинами, преобразованными из клинообразных оползней скольжения являются Усойский завал на Памире (см. рис. 3.37, 5.3), завал оз. Карасу на Тянь-Шане (см. рис. 4.34) (Strom, Abdrakhmatov, 2018), разрушительная лавина Лейте 2006 г. на Филиппинах (Evans et al., 2007).



Рис. 5.3. Клинообразная стенка отрыва Усойского завала глубиной (по вертикали) более 1 км

Катастрофическая Хаитская каменная лавина 1949 г. в Таджикистане, прошедшая расстояние в 7.5 км (см. рис. 1.4, 4.38, 5.4) (Губин, 1960; Леонов, 1960; Evans et al., 2009b), зародилась скорее всего, как нерегулярный оползень.



Рис. 5.4. Область обрушения Хаитской каменной лавины 1949 года

В ряде случаев оползни, трансформировавшиеся в каменные лавины, зарождались, как оползни выдавливания. Примерами являются каменные лавины на левом борту долины р. Ардон на Кавказе в районе пос. Мизурский (Strom, 2004), упомянутые в разделе 4.1. Такие оползни весьма характерны для некоторых регионов Альпийского пояса, где широко развиты мощные карбонатные толщи, залегающие на глинистом флише с существенно пониженными прочностными характеристиками (Strom, Zerkal, 2021). Следует отметить, что в Центрально-Азиатском регионе оползни такого типа встречаются крайне редко.

Замечу, что, судя по многочисленным видеосъемкам (Pettley, The Landslide blog, <http://blogs.agu.org/landslideblog/>), трансформация оползней скольжения в оползни течения может происходить достаточно быстро.

Весьма широко распространенным видом длительно развивающихся деформаций высоких горных склонов, нередко заканчивающимся их катастрофическим обрушением и формированием каменных лавин является т.н. флексурный топплинг (flexural toppling), когда головы слоев, круто падающих "в склон" постепенно сползают вниз, изгибаясь и выполаживаясь. При этом на склоне формируется серия т.н. "обратных уступов", т.е. уступов, обращенных вверх по склону и подхватывающие мелкие осыпи. Такие формы микрорельефа наблюдаются как на склонах, сложенных пластичными малопрочными породами – слабыми песчаниками и алевролитами, как на рис. 5.5, так и на склонах, сложенных довольно прочными (в куске) метаморфизованными палеозойскими и докембрийскими осадочными породами с ярко выраженной слоистостью или сланцеватостью, падающими в склон, как на юго-западном борту Кызылойской межгорной впадины в Центральном Тянь-Шане (41.94° с.ш., 74.095° в.д.) (рис. 5.6).

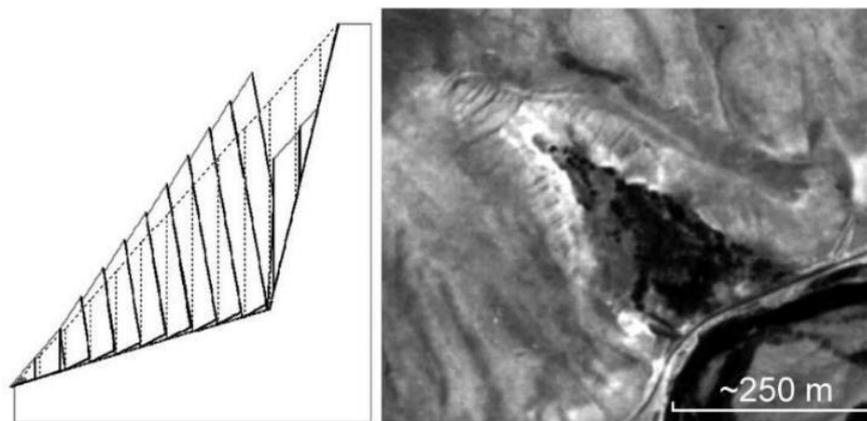


Рис. 5.5. Схематическое изображение топплинга и участок южного склона хр. Чет-Корумды, сложенного неогеновыми терригенными отложениями с яркими проявлениями флексурного топплинга. На этом участке при Суусамырском землетрясении 1992 г. произошло обрушение. Снимок был сделан за несколько лет до землетрясения.

Склон долины высотой 500-600 м на этом участке на протяжении более 1 км нарушен такими "обратными уступами, образовавшимися при загибании и выполаживании отдельных

слоев. Как отмечено в работе (Nichol et al. 2002): “... топплинг может породить хрупкое катастрофическое обрушение”, которое, при благоприятных условиях может также трансформироваться в каменную лавину. Т.е. в данном случае, наряду с первоначальным (топплинг) и финальным (течение) механизмами, можно выделить и промежуточный – скольжение по вновь образованной поверхности. На участке, показанном на рис. 5.6, такое обрушение может охватить весь склон, включая водораздел, а его объем может составить порядка 40 миллионов м³.

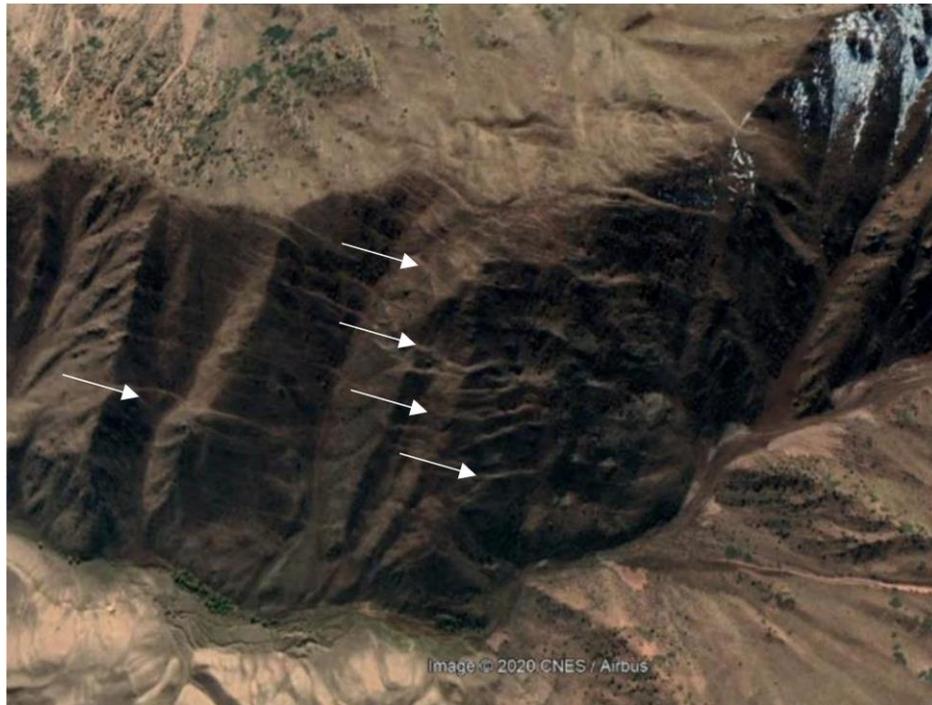


Рис. 5.6. Многочисленные "обратные уступы" (обозначены стрелочками) на склоне в бассейне р. Кокомерен (Центральный Тянь-Шань), сложенном палеозойскими метаморфизованными песчаниками и сланцами, круто падающими "в склон" – признак флексурного топплинга

Преобразование всех этих первоначально блоковых оползней в преимущественно сухие обломочные потоки происходит в процессе их перемещения под действием, в основном, внутренних процессов, развивающихся в массе обломков,двигающейся вниз по склону или по долине. Огромную роль при этом играет также морфология областей перемещения и аккумуляции. В ряде случаев наблюдается частичная трансформация блокового оползня в каменную лавину. В качестве примеров можно привести грандиозный оползень Вайкаремоана в Новой Зеландии (Beetham et al., 2002; Davies, McSaveney, 2011), который сместился по наклонной поверхности напластования на сотни метров, сохранившись при этом как гигантский блок, но его фронтальная часть раздробилась и начала трансформироваться в каменную лавину, а также упомянутый выше Орнокский оползень, большая часть тела которого сохранилась, как гигантский оползень вращения, а фронтальная образовала классическую «псевдослоистую» каменную лавину (см. рис. 3.17-3.21).

Важность учета такой трансформации крупных и грандиозных оползней в скальных массивах в процессе их перемещения обусловлена тем, что в высокогорных районах обусловленная ими опасность определяется в первую очередь не условиями зарождения оползня и размерами его цирка, а размерами возможной области поражения у подножий склонов и возможностью или невозможностью образования завальной плотины. Такая оценка опасности нуждается в классифицировании оползней и каменных лавин не столько по механизму их зарождения, сколько по степени их подвижности, по пройденному расстоянию и по форме оползневых тел. Примерами таких классификаций, не учитывающих условия зарождения крупномасштабных склоновых смещений, являются классификации завальных плотин, предложенные в работах (Schuster and Costa, 1986; Costa and Shuster, 1988; Hermanns et al., 2011b; Fan et al, 2020), а также типизация каменных лавин по распределению материала по направлению их движения (Strom, 1996, 2006, 2010a), которая будет подробно рассмотрена в следующем разделе.

Табл. 5.1. Многостадийная классификация оползневых явлений на склонах, сложенных скальными грунтами

Зарождение оползня		Промежуточный механизм	Финальный механизм	Тип склонового процесса, его номер, согласно таблице 5 из работы (Hung et al., 2014) и примеры оползней и каменных лавин, относящихся к этим типам <small>(ссылка)</small>
Тип	Подтип			
механизма движения				
Падение			Падение	Обвал (1)
Топплинг	Блоковый	Падение	Падение	обвал (1)
	Флексурный		Скольжение по вновь образованной поверхности	Скольжение
Скольжение (по существующим поверхностям)	По плоскости	Скольжение по вновь образованной поверхности	Течение	Каменная лавина вращения; Горы Акайши ²
			Скольжение	Оползень по напластованию (7); Вайкаремоана (основная часть) ³
	Течение		Каменная лавина по напластованию; Флимз ⁴ , Аваланч Лейк ⁵ , Нижне-Акаёльский ⁶	
	Скольжение		Клиновидный оползень (8) Ак-Кельский ⁶	
По клину	Течение		Клиновидная каменная лавина; Усойский завал ⁶ , Кельсу Аксайская ⁶	
	Скольжение		Оползень вращения (6); Оползень на плато Лиард ¹	
Скольжение (по вновь образуемой поверхности)	Вращение		Течение	Каменная лавина вращения; Орнокская (фронтальная часть) ⁶
	Сложное		Скольжение	Сложный оползень (9); Бешкельский ⁶
			Течение	Сложная каменная лавина; Минтеке ⁶ , Айдын-Уланская ⁶
	Нерегулярное		Скольжение	Нерегулярный оползень (10)*
Выдавливание		Скольжение	Течение	Нерегулярная каменная лавина; Хаитская ⁶ , Сеитская ⁶
			Скольжение	Оползень выдавливания; Ангарские оползни ⁷
			Течение	Каменная лавина выдавливания; Верхне-Мизурская ⁸

1 – Hung et al., 2014; 2 – Chigira and Kiho, 1994; 3 – Davies and McSaveney, 2011; 4 – Pollet, 2005; 5 – Evans et al., 1994; 6 – Strom, Abdrakhmatov, 2018; 7 – Трофимов, Калинин, 2013; 8 – Strom, 2004.

* Все обнаруженные крупные нерегулярные оползни в скальных массивах трансформировались в каменные лавины.

Представляется, однако, что можно объединить "традиционные" классификации, описывающие, преимущественно, условия зарождения оползней, и классификацию именно каменных ла-

вин. Такой подход, предложенный в работах (Strom, 2021; Стром, 2021), можно описать, как многостадийную классификацию крупномасштабных обрушений скальных массивов. Она учитывает, произошла трансформация первоначального блокового смещения в сухое течение потока обломков или нет. Соответствующие термины включают как тип первоначального смещения (скольжение, вращение, выдавливание, инсеквентный, консеквентный и т.д., в зависимости от применяемой классификационной схемы), так и характера движения на последующих этапах – скольжения или течения. Пример такой многостадийной классификации, базирующейся на классификации из работы (Hung et al., 2014), но с добавлением в явном виде оползней выдавливания, приведен в табл. 5.1.

Классификационными критериями в данном случае являются: 1) механизм движения (сдвиг/скольжение того или иного типа или течение) и 2) произошла трансформация первоначального сдвига/скольжения в течение или нет. Такая классификация, однако, не учитывает особенностей последующего взаимодействия каменной лавины с основанием, в т.ч. влияния рельефа областей транзита и аккумуляции на движение каменной лавины. При оценке оползневой опасности и обусловленных ей рисков ее целесообразно использовать на первом шаге, а дальнейшее классифицирование каменных лавин, учитывающее упомянутые факторы, рассмотрено в следующем разделе этой главы.

5.3 Морфологические классификационные критерии

Предлагаемое развитие классификации основывается на учете морфологических особенностей отложений каменных лавин и их взаимоотношения с рельефом. Анализ собранной базы данных позволил выделить три основных морфологических классификационных критерия: (1) условия перемещения каменной лавины в зависимости от наличия и характера ограничений на пути ее движения, (2) распределение материала по направлению движения каменной лавины, и (3) направленность движения каменных лавин (табл. 5.2). Эти характеристики, с одной стороны, отражают особенности механизма движения каменных лавин, а с другой – определяют размеры и форму территории, подверженной воздействию этих опасных природных явлений, что принципиально важно для оценки опасности и риска.

5.3.1 Классификация каменных лавин по условиям перемещения их материала

Перемещение материала каменных лавин в значительной мере зависит от наличия или отсутствия ограничений на пути их распространения и от характера этих ограничений. Этот классификационный критерий вполне очевиден и позволяет выделять три основных типа каменных

лавин (см. рис. 4.36): (1) неограниченные,двигающиеся по поверхностям, лишенным препятствий, движение которых определяется только внутренними процессами и трением по основанию; (2) канализованные, перемещающиеся вдоль долин и ограниченные их бортами, препятствующими распространению материала в поперечном направлении; их движение также определяется внутренними процессами и трением по основанию и бортам долины; (3) ограниченные с фронта, т.е.двигающиеся поперек речных долин и упирающиеся в противоположный борт или поднимающиеся на него. Такое движение против силы тяжести рассматривается, как дополнительный фактор, влияющий на распространение материала каменной лавины, наряду с внутренними процессами и трением по основанию и отсутствующий у каменных лавин двух других типов. Достаточно часто, впрочем, один тип ограничений сменяется другим. Так, к примеру, канализованная каменная лавина может выйти в более широкую долину, где боковое ограничение пропадает (см. рис. 4.38), или, наоборот, упереться в крутой поворот узкой долины, образующий фронтальное ограничение (см. рис. 3.57, 3.58).

Дальнейшее деление каменных лавин на подтипы в рамках этого классификационного критерия производится в зависимости от распространения обломочного материала в направлении, поперечном к направлению его первоначального движения, что применимо для неограниченных каменных лавин и лавин с фронтальным ограничением. Разделение канализованных каменных лавин на подтипы по этому классификационному критерию нецелесообразно, так как у них движение материала в поперечном направлении жестко ограничено бортами долины.

Неограниченные каменные лавины, в зависимости от формы их тел, в свою очередь подразделяются на три подтипа: однонаправленные ("вытянутые"), ширина тел которых близка к ширине основания оползневого цирка (см. рис. 4.4, 4.36-С), веерообразные (см. рис. 4.31) и изометричные ("блинообразные") (см. рис. 4.28). Движение материала однонаправленных каменных лавин полностью обусловлено импульсом, накопленным при первоначальном смещении вниз по склону. У веерообразных и изометричных каменных лавин материал перемещается также и в поперечном направлении. Можно предположить, что такое распространение материала происходит, когда каменная лавина двигается по поверхности с пониженным трением (с неглубоким залеганием грунтовых вод, по ледникам), что позволяет обломочной массе распространяться во всех направлениях под действием собственного веса (Strom, 2006).

Каменные лавины с фронтальным ограничением в соответствии с этим же критерием подразделяются на "компактные" (см. рис. 4.48, 5.7) и "расширенные" (см. рис. 4.8, 4.34), у которых отложения распространяются на значительное расстояние вниз и/или вверх по долине. Следует еще раз отметить, что процессы, определяющие движение каменных лавин, ограниченных с фронта, отличаются от тех, которые протекают при движении лавин других типов, так как они

останавливаются не только вследствие внутреннего трения и трения по основанию, но и вследствие потерь энергии из-за подъема на противоположный склон (против силы тяжести) и/или из-за удара о противоположный борт долины (рис. 5.8). Физический смысл этих различий состоит в том, что до достижения точки "А" на рис. 5.8 движение материала и у неограниченных и канализированных каменных лавин (1 на рис. 5.8) и у лавин с фронтальным ограничением (2 на рис. 5.8) определяется трением по основанию и процессами, протекающими в потоке обломков (внутреннее трение, дробление и др.). У неограниченных каменных лавин и у лавин, ограниченных с фронта, материал может также "растекаться" в стороны, что невозможно у канализированных лавин. Однако, после прохождения точки "А" лавины с фронтальным ограничением вынуждены преодолевать силу тяжести, поднимаясь на противоположный склон, на что также расходуется энергия. В ряде случаев часть кинетической энергии расходуется и на непосредственный удар о преграду.

Рассмотренный классификационный критерий – наличие или отсутствие ограничений на пути движения каменной лавины и характер этих ограничений (боковое или фронтальное) наиболее очевиден и был положен в основу разделения базы данных на отдельные выборки при изучении количественных соотношений между параметрами, характеризующими первоначальное обрушение, и параметрами, характеризующими подвижность каменных лавин, что будет подробно рассмотрено в главе 6.

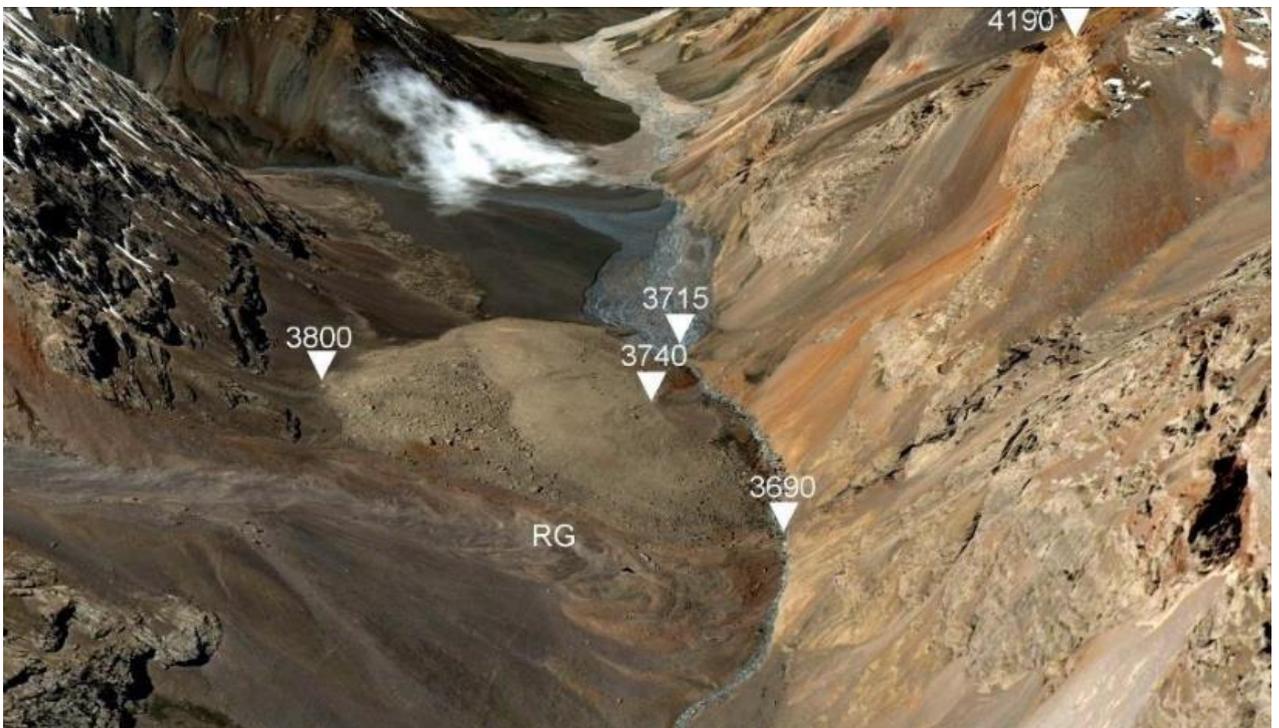


Рис. 5.7. Компактная каменная лавина, ограниченная с фронта в долине р. Кайнар, Южный Тянь-Шань (41.39° с.ш., 77.803° в.д.) с отчетливым делением на фронтальную крупноглыбовую зону и относительно мелкообломочную тыловую. Бровка цирка на отм. 4190 м, фронт каменной лавины – на отм. 3800 м. RG – каменный глетчер (rock glacier), предположительно ограничивший распространение материала каменной лавины вниз по течению реки. Перспективное изображение Google Earth

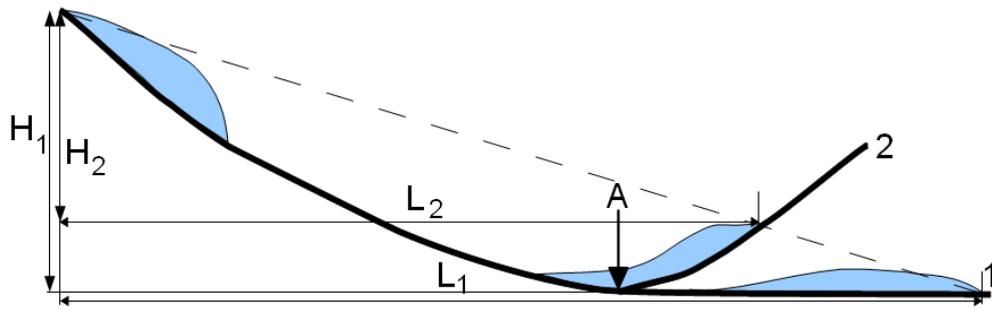


Рис. 5.8. Принципиальная 2-мерная модель, иллюстрирующая различия между неограниченными и канализованными каменными лавинами ((1) и каменными лавинами с фронтальным ограничением ((2)). Несмотря на существенные различия между параметрами H_1 и H_2 и между L_1 и L_2 , отношение H/L для всех типов лавин одинаковое. Точка "А" обозначает границу, после достижения которой силы, определяющие движение материала в вариантах "1" и "2" различаются

5.3.2 Классификация каменных лавин по характеру распределения материала по направлению его движения

Этот критерий позволяет классифицировать каменные лавины вне зависимости и от типа первоначального обрушения (см. раздел 5.2), и от наличия или отсутствия ограничений на путях их движения, описанных выше (Strom, 1996, 2006; Стром, 1999). Анализ распределения материала по направлению его движения позволяет, как уже отмечалось выше при описании базы данных (раздел 4.2), выделять "первичные лавины", у которых большая часть материала аккумулируется во фронтальной части, и лавины с отчетливым двучленным строением – с компактной частью у подножия обрушившегося склона и более подвижной, собственно "лавиной" частью. Последние, в свою очередь, подразделяются на "прыгающие лавины" с относительно плавным переходом от компактной части к подвижной, лавинообразной, и на "вторичные лавины" с отчетливой границей между компактной и подвижной частями (рис. 5.9). Перечисленные типы распределения материала отражают условия перехода от первоначального смещения оползневого тела вниз по склону к последующему движению каменной лавины по подножию склона по инерции. Если для некоторого упрощения классификации, приведенной в табл. 5.2, убрать "промежуточный" критерий (наличие или отсутствие компактной части у подножия склона), то каменные лавины могут быть разделены на три типа – первичные, прыгающие и вторичные.

Первичные лавины (рис. 5.9-1а,б) характеризуются тем, что большая часть вовлеченного материала аккумулируется во их фронтальной части (см. рис. 3.57, 3.58, 4.31, 4.48, 5.7). Такое же распределение материала наблюдается у компактных частей некоторых вторичных лавин, например у колоссальной лавины, образующей завальную плотину озера Большого Дракона (см. рис. 4.35). Оно наблюдается и у Усойского завала (см. рис. 3.37), хотя это тело имеет некоторые признаки, характерные и для вторичных лавин, что будет рассмотрено ниже.

Надо отметить, что у первичных каменных лавин, образующих завальные плотины, часто, хотя и не всегда, низшая часть гребня плотины находится вблизи основания цирка, в ее тыловой части, сложенной сравнительно рыхлыми накоплениями, образовавшимися при последующих обвалах и осыпях со стенки отрыва, что повышает вероятность их размыва при переливе (Korchevskiy et al., 2011; Strom, Abdrakhmatov, 2018).

Условием, приводящим к образованию **прыгающих каменных лавин** (см. рис. 5.9) является то, что их поверхность скольжения выходит на склон не у его основания, как у первичных лавин, а намного выше (см. рис. 4.43), вследствие чего оползневое тело действительно прыгает, как с трамплина (Рис. 5.10). Это приводит к формированию компактного тела в основании склона с выпуклыми или ровными склонами и с более подвижной лавинообразной частью, мощность которой постепенно уменьшается к ее окончанию, как у Северо-Каракунгейской каменной лавины (см. рис. 4.41). Ярким примером каменной лавины такого же типа является Эльмская лавина в Альпах, произошедшая в 1881 г. (Heim, 1882, 1932; Hsü, 1975, 1978) в результате подрезки склона карьером. Сползший блок шиферных сланцев ударился о дно выработки, "спрыгнул" в долину и образовал каменную лавину, продольный профиль которой схож с продольным профилем Северо-Каракунгейской каменной лавины.

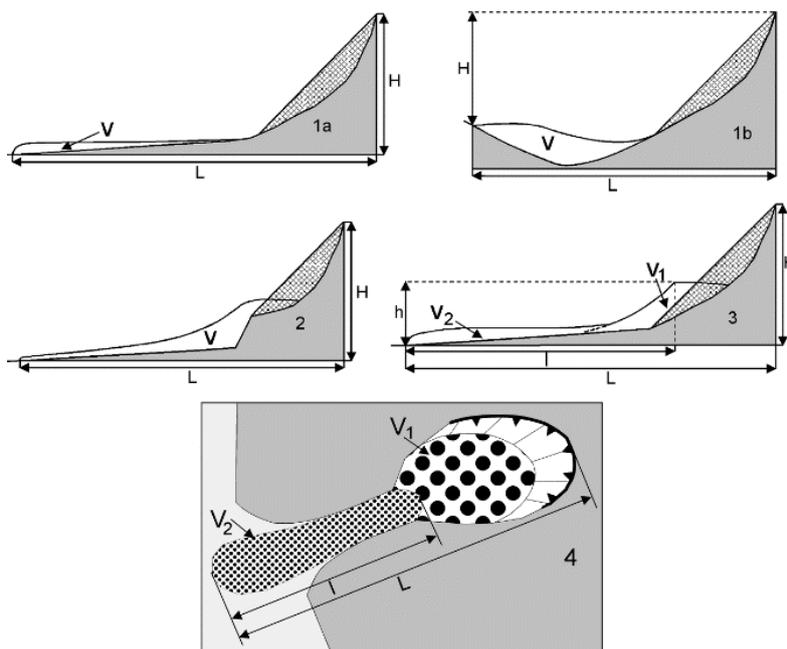


Рис. 5.9. Типы каменных лавин с различным распределением материала по направлению движения. 1 – первичные каменные лавины: 1a – неограниченные или канализированные, 1b – с фронтальным ограничением; 2 – прыгающая каменная лавина; 3, 4 – вторичные каменные лавины: 3 – ударившиеся о преграду, 4 – с эффектом бутылочного горлышка. H – высота от бровки цирка до фронта оползня; h – высота от бровки вторичного цирка до фронта вторичной лавины; L – длина пробега; l – длина пробега вторичной лавины; V – полный объем смещенного материала, V_1 – объем компактной части, V_2 – объем мобильной лавинообразной части

Можно предположить, что такое распределение материала возникает из-за того, что когда фронтальная часть оползневого тела уже находится на дне долины (у подножия склона), части этого тела, изначально находившиеся выше, еще продолжают движение и падают на фронтальную часть, оказывая интенсивное механическое воздействие и приводя ее в псевдооживленное

состояние. В результате материал фронтальной части выдавливается из-под основного тела, двигаясь как вязкий обломочный поток (рис. 5.11) (Strom 2006, 2015b; Strom, Abdrakhmatov 2018). Это напоминает поведение бетонной смеси, выгружаемой из самосвала. К сожалению, немногочисленные прыгающие каменные лавины, которые удалось обследовать в поле, произошли на склонах, сложенных однородными породами (гранитами, гнейсами) и автору не удалось найти следов действия описанного механизма в виде обломков разного состава, слагающих разные части тел таких каменных лавин.

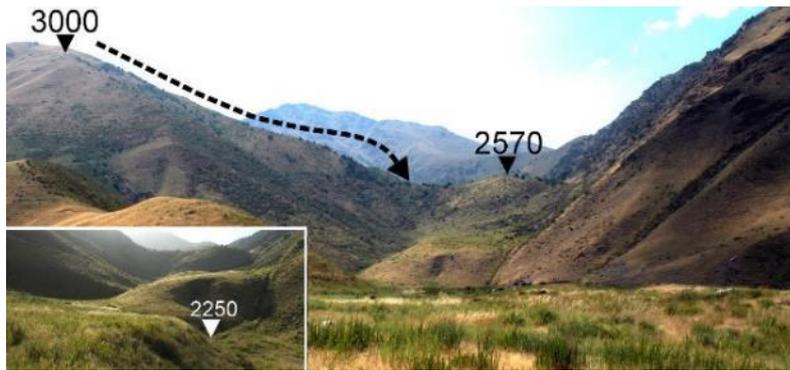


Рис. 5.10. Прыгающая отраженная Северо-Каракунгейская каменная лавина в гранитах (41.87° с.ш., 74.24° в.д.). Пунктирная стрелка показывает направление первоначального движения оползня. На врезке вид на лавинообразную часть, заполняющую наиболее глубоко врезанную часть долины

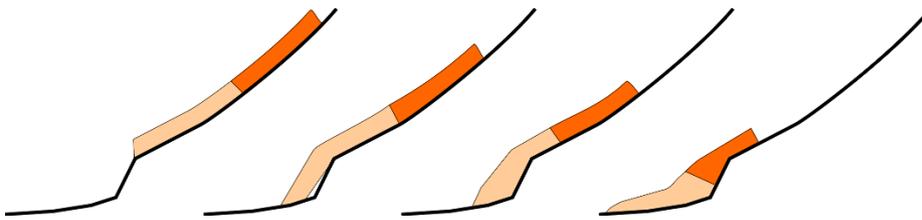


Рис. 5.11. Схема формирования прыгающей каменной лавины. Цветом обозначены фронтальная и тыловая части массива, смещающегося вниз по склону

Завершая описание прыгающих каменных лавин, следует добавить, что направление движения их подвижных частей может как совпадать с направлением первоначального движения и "прыжка с трамплина", как у Эльмской каменной лавины, так и отличаться от него. Так, к примеру, подвижная часть Северо-Каракунгейской прыгающей каменной лавины двигалась вниз по долине, в направлении, перпендикулярном к направлению первоначального обрушения (см. рис. 3.52). Эта их особенность будет рассмотрена в следующем разделе.

Пожалуй, потенциально наиболее опасными являются **вторичные каменные лавины**. Для них, как и для прыгающих каменных лавин, характерно двучленное строение с компактной частью у подножия обрушившегося склона и высокоподвижной лавинообразной частью (см. рис. 4.19, 4.33 – 4.35). При этом можно выделить два подтипа таких лавин – "ударившиеся о преграду" (см. рис. 5.9-3) и с эффектом "бутылочного горлышка" (см. рис. 5.9-4) (Strom, 2006, 2010, 2021; Strom, Abdrakhmatov, 2018). Рассмотрим их более подробно.

Тела вторичных лавин, ударившихся о преграду, отличаются от схожих с ними прыгающих лавин тем, что если у последних склон компактного тела, возвышающийся над лавинообразной

частью, выпуклый или ровный (см. рис. 4.41), то у первых он вогнутый, циркообразный (см., например, рис. 4.34). Этот "вторичный цирк" четко маркирует границу между компактной и лавинообразной частями.

Вторичные лавины с эффектом "бутылочного горлышка" также отчетливо разделяются на компактную и лавинообразную части, иногда со вторичным цирком (см. участок 2 на рис. 4.35), но иногда и без такой формы рельефа. Их характерной особенностью является то, что обрушившийся материал, двигаясь вниз по долине, встречает на своем пути резкое сужение ("бутылочное горлышко"), и часть тела, прошедшая через это сужение, приобретает аномально высокую подвижность. К такому типу относится, к примеру, 2-я Чаарташская каменная лавина, прошедшая на много большее расстояние, чем схожая с ней по параметрам обрушившегося скального массива 3-я Чаарташская лавина (см. А на рис. 4.4). Пожалуй, наиболее ярким примером является Змееголовая каменная лавина в восточной части Суусамырской межгорной впадины Северного Тянь-Шаня (42.35° с.ш., 74.34° в.д.), произошедшая на склоне, сложенном девонскими песчаниками (рис. 5.12).

Несмотря на сравнительно небольшой объем – всего 5-7 миллионов кубометров, она имеет очень низкое значение отношения H/L – 0.14, если считать от бровки цирка до конца лавины, и даже 0.11, если рассматривать отдельно собственно лавинообразную часть, объем которой оценивается примерно в 3×10^5 м³. Такие значения этого параметра характерны для каменных лавин объемом в несколько кубических километров (Hsü, 1975; Strom, Abdrakhmatov, 2018; Strom et al., 2019). Аномально высокими для такого объема являются и значения длины пробега, на много большие, чем характерные для канализированных каменных лавин.

Змееголовая каменная лавина отличается еще рядом особенностей. Во-первых, при первоначальном обрушении тело оползня двигалось не вниз по склону, а несколько вбок, как раз в сторону резкого сужения (рис. 5.13), что позволяет предполагать сейсмический генезис этого обрушения в скальном массиве. Необычен также рельеф фронтальной части этой каменной лавины, представляющей собой веслообразную лопасть длиной около 550 м, шириной до 145 м и высотой примерно до 5 м с боковыми грядами и отчетливой поперечной волнистостью (рис. 5.14). В отдельных промоинах видно, что это тело сложено обломками песчаника, раздробленными до щебня с размером обломков 3-5 см в еще более мелкообломочном заполнителе того же литологического состава. С поверхности она покрыта глыбами песчаника размером от 20-30 до 50 см. Интересно, что очень похожий микрорельеф, хотя в на много более крупном масштабе описан у фронтальной лопасти колоссальной плейстоценовой каменной лавины Серринос Негрос в Перу, объемом около 15 км³ с длиной пробега 43 км (!) (Crosta et al., 2012, 2015).

Предполагается (Strom, 2006, 2010; Strom, Abdrakhmatov 2018), что формирование вторичных каменных лавин обоих подтипов происходит при соударении быстро перемещающейся обломочной массы с какой-либо преградой – противоположным бортом долины, дном долины или при ее вхождении в резкое сужение. Это приводит к передаче импульса от очень резко тормозящейся основной части оползневого тела к его части, сохраняющей возможность дальнейшего движения, которая устремляется вперед (или вбок) в свободное пространство, приобретая некоторый дополнительный импульс. Наличие отчетливого вогнутого склона компактной части, как бы стенки отрыва над подвижной лавинообразной частью (см., например, рис. 4.34) маркирует такой переход. Предложенный механизм подтверждается статистическим анализом длин пробега вторичных каменных лавин, что будет подробно рассмотрено в разделе 6.4.

Как и в случае прыгающих лавин, направление движения высококомобильных частей вторичных каменных лавин может совпадать с направлением их первоначального смещения, а может отличаться, причем значительно, что будет рассмотрено в следующем разделе этой главы.

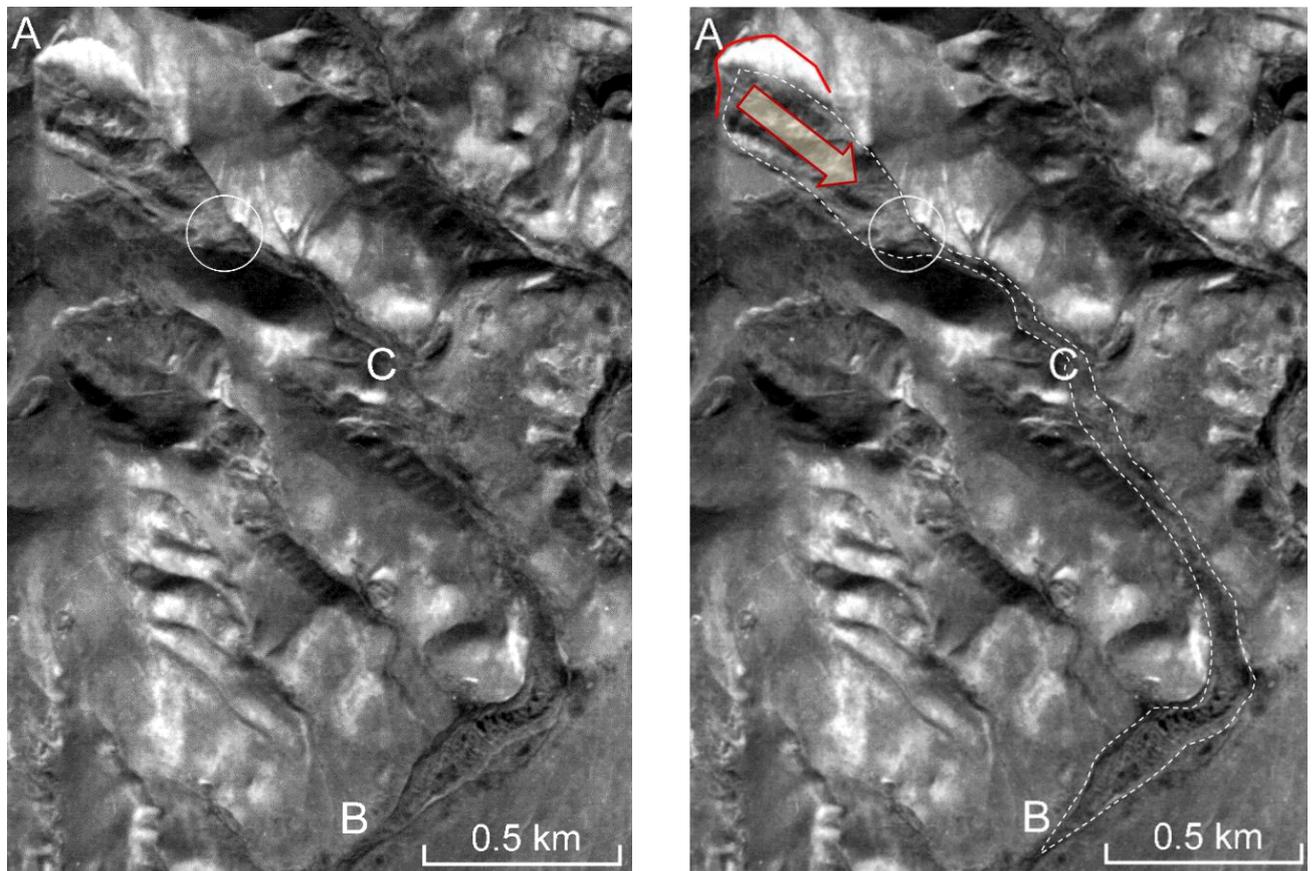


Рис. 5.12. Змееголовая вторичная каменная лавина. Космический снимок КФА-3000 и схема его дешифрирования. После первоначального обрушения в цирке (А – стенка отрыва обозначена красной линией) тело оползня (его граница показана белой пунктирной линией) прошло через резкое сужение (обозначено белой окружностью), вследствие чего образовалась каменная лавина, дошедшая вдоль узкой долины до точки В. Полная длина пробега составила 2.88 км. На участке С к лавине добавились небольшие оползни с бортов долины. Прозрачная красная стрелка обозначает направление первоначального перемещения оползневого тела

Морфологические особенности, указывающие на возможность такой передачи импульса от одной части оползневого тела (точнее, тела каменной лавины) к другой выявлены не только у высококомобильных вторичных каменных лавин с большой длиной пробега, но и у компактных завальных плотин. Некоторые из них перекрывают речные долины на участках, где противоположный борт долины рассечен устьем притока или иным понижением. Сравнение форм тел таких завальных плотин, особенно их продольных по отношению к реке профилей (рис. 5.15), показало их явную зависимость от положения понижений в бортах долин относительно оси оползневого тела (Strom, 2010a).

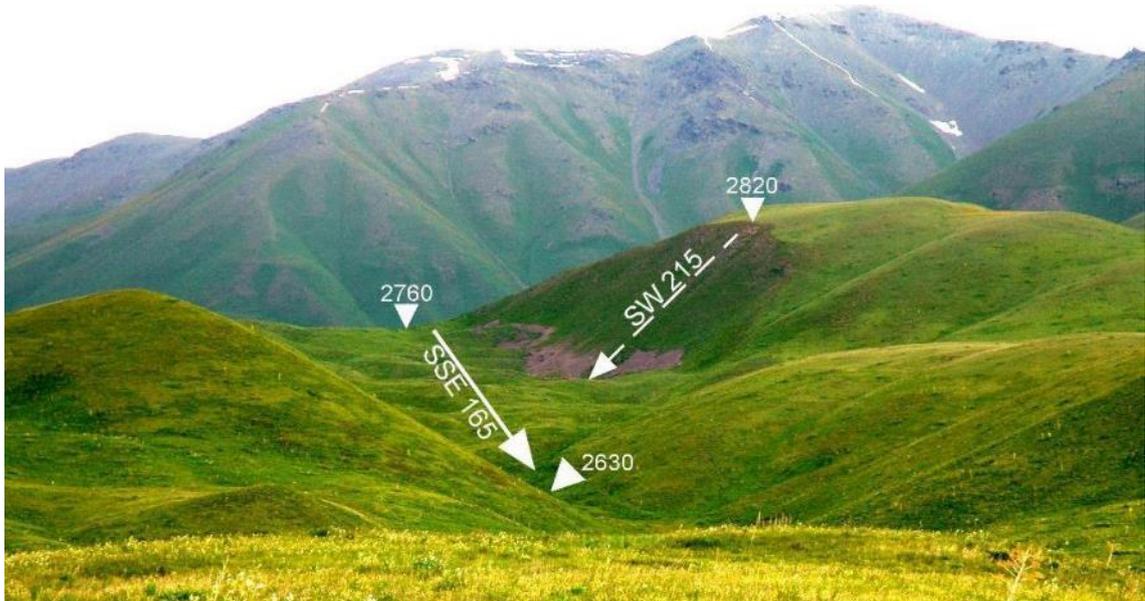


Рис. 5.13. Область питания Змееголовой каменной лавины. Пунктирная стрелка – ориентировка склона, на котором, в основном, и произошло смешение; сплошная стрелка – направление движения отчленившейся массы песчаников к резкому сужению, при прохождении через которое и сформировалась вторичная лавина.

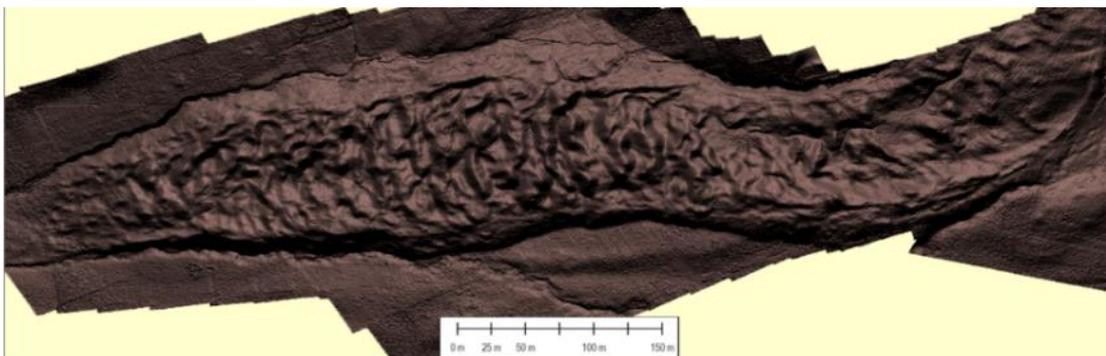


Рис. 5.14. ЦМР фронтальной лопасти Змееголовой каменной лавины по материалам съемки с БПЛА, любезно предоставленная Giulia Magnarini, Centre for Planetary Sciences, University College London, UK.

Оказалось, что завальные плотины на участках, где крупное понижение в рельефе на противоположном борту долины расположено по оси завальной плотины, как в долине р. Аксу в Киргизском хребте недалеко от Бишкека (42.54° с.ш., 74.0° в.д.) (рис. 5.16) или в долине р. Кулун

в Ферганском хребте (44.537° с.ш., 74.285° в.д.) имеют компактную симметричную форму с верховым и низовым откосами близкими к углу естественного откоса. Схожую форму имеют колоссальный Кёфельский завал в Тирольских Альпах в Австрии (Abele, 1974; Brückl, Heuberger, 2001), Карачаулинская завальная плотина в низовьях р. Кокомерен (см. рис. 3.9, 3.10), фронтальная часть тела которой, сложенная раздробленными конгломератами неогена с захваченными блоками аллювиальных отложений была буквально "вбита" в устье бокового притока более чем на 500 м, и ряд других завальных плотин, описанных в работе (Strom, Abdrakhmatov, 2018). Такие устья притоков играют роль своего рода "ловушек" и, если их размеры достаточно велики, поглощают значительную часть импульса движущегося оползневого тела за счет подъема вверх по долине притока и трения о его борта, препятствуя тем самым распространению материала вдоль основной долины (см. рис. 5.15-А).

Совершенно иное сечение завальных плотин наблюдается в случаях, когда такая "ловушка" расположена не по оси движущейся каменной лавины, а смещена относительно нее вверх или вниз по течению. В этих случаях откос завальной плотины, расположенный ближе к устью притока, оказывается более крутым, причем это может быть как верховой откос, как у Усойского завала (см. рис. 5.15-В, 5.17), так и низовой откос, как у прорванной Джашилькульской плотины в долине р. Чон-Кемин (см. рис. 5.15-С, 5.18). Противоположные же откосы либо просто положе, либо на них проявляются формы рельефа, характерные для вторичных лавин, как на низовой грани Усойского завала (см. рис. 5.17). Это можно объяснить тем, что у той части каменной лавины, которая вошла в долину бокового притока, накопленный импульс был израсходован на продвижение материала в эту долину и близлежащий откос завальной плотины сохранил угол, близкий к углу внутреннего трения обломочной массы. У остальной же части каменной лавины, ударившейся о крутой борт долины, произошло перераспределение импульса, выразившееся в изменении направления движения материала, что и привело к выполаживанию соответствующего откоса плотины.

Редкое исключение – каменная лавина с площадью отложений 1.34 км^2 в долине р. Ривакдара на Памире, на участке впадения ее левого притока р. Зиргаздара (37.605° с.ш., 71.911° в.д.). Тело каменной лавины мощностью 20-30 м, сложенное с поверхности обломками и глыбами размером до 15-20 м, прошло до 1 км вверх по течению долины притока и одновременно распространилось вверх и вниз по долине основной реки на 2.3 км (рис. 5.19). В данном случае можно предположить, что "растекание" материала вдоль долины произошло еще до того, как поглощение части импульса за счет внедрения в долину притока стало играть значительную роль (Strom, Abdrakhmatov, 2018). По-видимому, здесь просто не хватило материала, чтобы рассматриваемый эффект проявился в полной мере. Количественно это может быть охарактеризовано отношением объема обрушения к ширине дна долины. В данном случае это отношение составляет $\sim 15 \times 10^3 \text{ м}^2$,

т.е. намного меньше, чем в вышеописанных случаях, где оно изменяется от $\sim 13 \times 10^4 \text{ м}^2$ до $\sim 80 \times 10^4 \text{ м}^2$.

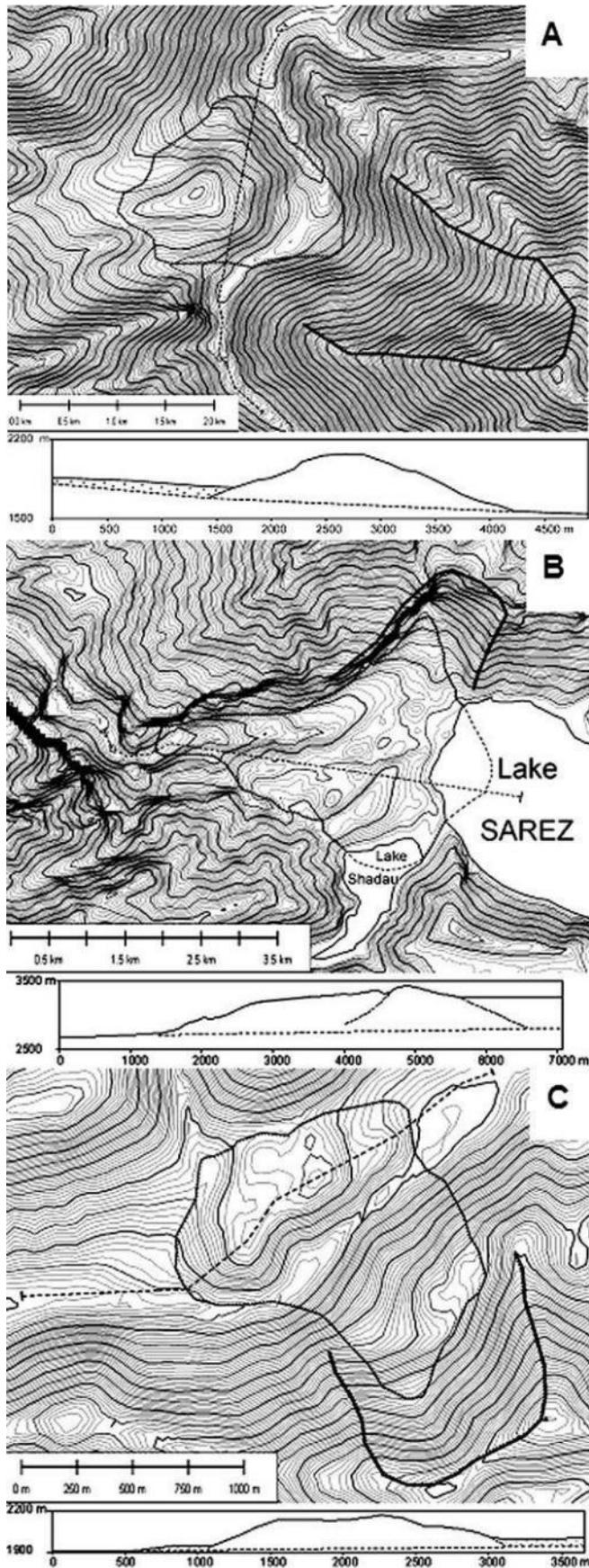


Рис. 5.15. Схематические карты и профили завальных плотин вдоль рек на участках, где противоположные борта речных долин расчленены долинами притоков или иными понижениями в рельефе. А – Симметричная плотина в долине р. Аксу (см. рис. 5.16); В – Усойский завал с более пологим низовым откосом (см. рис. 5.17); С – Джашилькульская завальная плотина в долине р. Чон-Кемин (см. рис. 5.18) с более пологим верховым откосом

В работе (Strom, Abdrakhmatov, 2018) было также высказано предположение, что аналогичную природу может иметь образование так называемых брандунгов (brandung – Heim, 1882, 1932; Hewitt, 2002) – плащеобразных покровов обломочного материала на склонах выше гребней завальных плотин (см. например, 4.35). Когда быстро перемещающаяся масса обломков ударяется о противоположный склон, она испытывает сильное продольное сжатие, вследствие чего стремится распространиться в поперечном направлении (в свободное пространство). Такое распространение может происходить не только в горизонтальном направлении, как было описано выше, но и вверх по склону. При определенных условиях фронтальная часть материала может приобретать импульс, направленный вверх по склону, и формировать такой покров. Описанный механизм в определенной мере схож и с механизмом, обеспечивающим повышенную подвижность у прыгающих каменных лавин (см. рис. 5.11), только здесь оживенный материал выжимается не вниз по уклону рельефа, а вверх по склону.



Рис. 5.16. Перспективное изображение Google Earth Аксуйской завальной плотины объемом около 1 км^3 в Киргизском хребте со стороны оползневого цирка. Расстояние между отметками 1785 м и 1570 м составляет примерно 2.5 км



Рис. 5.17. Вид с вертолета на Усойский завал со стороны нижнего бьефа. На заднем плане Сарзское озеро. Голубая стрелка обозначает устье р. Шадау, заполненное одноименным озером. Пунктирная оранжевая стрелка – примерная ось движения каменной лавины; тонкий красный пунктир – бровка уступа, представляющего собой вторичный цирк; красные стрелки – направление движения материала, образующего низовой откос плотины



Рис. 5.18. Вид на Джашилькульскую завальную плотину в долине р. Чон-Кемин (42.78° с.ш., 76.362° в.д.). Белыми стрелочками обозначена полоса крупных глыб на поверхности завала. 2065 – отметка маленького подпрудного озера в устье бокового притока. Река Чон-Кемин протекает слева-направо, где виден крутой низовой откос плотины



Рис. 5.19. Каменная лавина в долине р. Ривакдара на Памире, у устья ее левого притока р. Зиргаздара. Вверху – перспективное изображение Google Earth. R – Ривакдара; Z – Зиргаздара. Внизу – увеличенное плановое изображение оконтуренного участка с ресурса SAS Planet. Справа – схема дешифрирования. Красная пунктирная линия – оползневой цирк, желтая пунктирная линия – тело каменной лавины

5.3.3 Классификация каменных лавин по направленности их движения

Этот классификационный критерий позволяет выделять два дополнительных подтипа "прыгающих" и "вторичных" каменных лавин – "прямолинейный", у которого направление движения наследует направление движения первоначального оползня, и "отраженный", направление движения которого после удара о препятствие менялось кардинально, иногда на 90° . Такое изменение направления движения характерно для каменных лавин с фронтальным ограничением, особенно когда столкновение с противоположным бортом долины происходит не под прямым углом, хотя встречаются и исключения, как, например, у завальной плотины оз. Карасу (см. рис. 4.34) или у завальной плотины озера Большого Дракона (см. рис. 4.35). Реже оно наблюдается у канализированных каменных лавин (см. рис. 4.37).

Различия между прямолинейными и отраженными каменными лавинами можно проиллюстрировать на примере двух вторичных лавин в бассейне р. Кокомерен в Киргизии – Чонгсуйской прямолинейной (41.99° с.ш., 74.02° в.д.) объемом около 7 миллионов кубометров (рис. 5.20) и Южно-Каракунгейской отраженной (41.86° с.ш., 74.25° в.д.) объемом около 20 миллионов кубометров (рис. 5.21). Обе они сформировались при обрушении склонов, сложенных гранитами, но первая ударила об основание склона, а вторая – о противоположный борт долины.

Рассматриваемый классификационный критерий имеет большое прикладное значение. Возможность резкой, иногда до 90° , смены направления движения каменной лавины необходимо учитывать при оценке опасности для площадок, расположенных не просто на значительном удалении от потенциально неустойчивых склонов, но и в стороне от ожидаемой области поражения.

5.4 Выводы к главе 5: комплексная многоуровневая классификация каменных лавин

Учет вышеописанных классификационных критериев позволяет перейти к комплексной многоуровневой морфологической классификации каменных лавин. Первый уровень представляет собой многостадийная классификация (табл. 5.1), описанная в разделе 5.2 и учитывающая и механизм первоначального обрушения скального массива, и его последующую трансформацию в движение обломочной массы, сходное с ламинарным течением – каменную лавину.

Далее каменные лавины подразделяются на типы и подтипы, описанные в разделе 5.3 и учитывающие наличие или отсутствие ограничений на пути их движения и характер этих ограничений (боковое или фронтальное), распределение материала по направлению движения каменной лавины и траекторию ее движения (табл. 5.2). Графическое объединение этих двух классификационных схем (таблиц) в одну приведет к излишнему усложнению – практически каждый

тип каменных лавин, указанный в табл. 5.2, может быть в дальнейшем классифицирован с учетом критериев, приведенных в табл. 5.2.

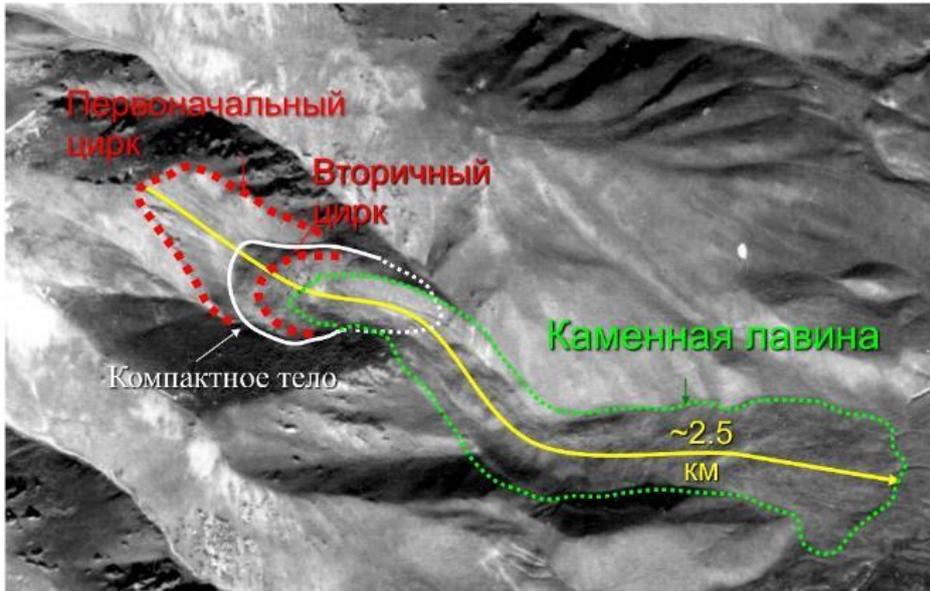


Рис. 5.20. Чонгсуйская прямолинейная канализированная вторичная каменная лавина. Подложка – космический снимок КФА-1000

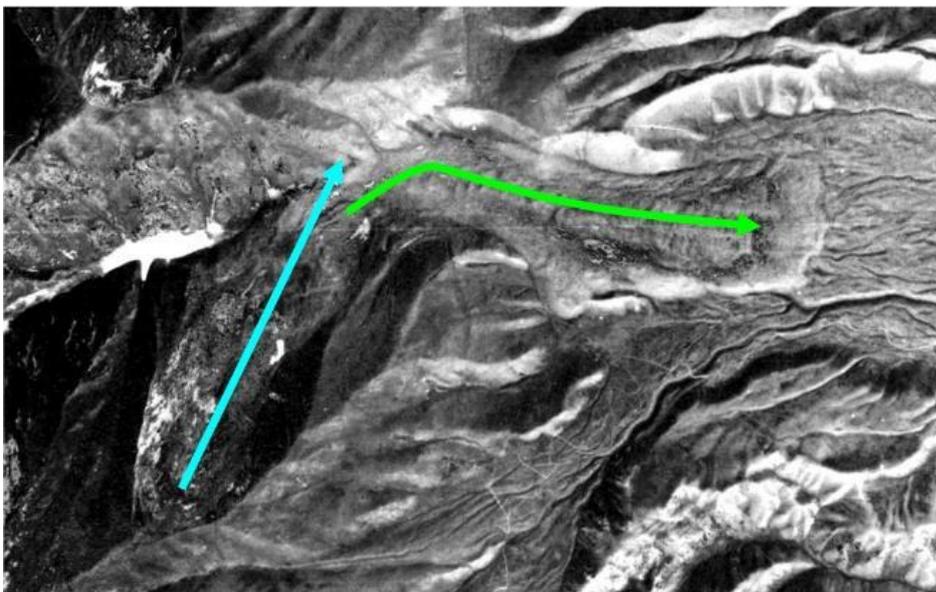


Рис. 5.21. Южно-Каракунгейская отраженная вторичная каменная лавина. Подложка – космический снимок КФА-1000. Стрелками разного цвета обозначены направления движения при первоначальном обрушении и при движении собственно вторичной лавины

Необходимо подчеркнуть, что выделенные морфологические типы и подтипы каменных лавин тесно взаимосвязаны. Так, траектория движения может рассматриваться и как самостоятельный классификационный критерий (табл. 5.2), и как дополнительная характеристика прыгающих и вторичных каменных лавин (табл. 5.3). Первичные каменные лавины могут быть неограниченными, канализованными или ограниченными с фронта (табл. 5.4). В свою очередь, наличие фронтального ограничения встречается и у первичных, и у прыгающих и у вторичных каменных лавин и т.д. В зависимости от решаемой в каждом конкретном случае задачи, приоритет при типизации той или иной каменной лавины может отдаваться наличию или отсутствию ограничений, распределению материала по направлению движения каменной лавины, направленности ее движения. Учет морфологических особенностей отложений каменных лавин позволяет выделять

их типы, различающиеся по степени опасности для объектов и субъектов риска, расположенных у подножий высоких горных склонов.

Значительное разнообразие сочетаний используемых признаков демонстрирует, что для лучшего понимания механики движения каменных лавин и для получения более точных и обоснованных соотношений между параметрами, характеризующими первоначальное смещение (объем, высота) и параметрами, определяющими опасность, представляемую каменными лавинами (длина пробега, площадь поражения, высота завальной плотины и др.) нужно анализировать выборки для каждого типа и подтипа отдельно. При этом выборки должны обеспечивать статистическую представительность получаемых соотношений. Это возможно при создании глобальной базы данных, построенной на единых, согласованных принципах. Количественные соотношения между различными параметрами для выборок из центральноазиатской базы данных, полученные для трех типов каменных лавин с учетом ограничений на пути их движения и позволяющие прогнозировать размеры возможной области поражения каменной лавины, рассмотрены в следующей главе.

6 КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ РАЗЛИЧНЫМИ ПАРАМЕТРАМИ КАМЕННЫХ ЛАВИН

Одно из важнейших направлений в изучении каменных лавин – исследование количественных соотношений между различными параметрами, характеризующими, с одной стороны, исходное состояние массива, смещающегося со склона (высота и объем обрушения), а с другой – параметры области поражения каменной лавины – ее площадь, длина пробега и некоторые другие. Эти соотношения помогают понять природу аномально высокой подвижности каменных лавин и позволяют прогнозировать опасность и риск при обрушении высоких горных склонов, так как от размеров области поражения зависит такая важнейшая составляющая оценки риска, как подверженность объектов и субъектов риска воздействию опасного процесса (*exposure*) (Рагозин, 2003; Corominas et al. 2015).

Как отмечалось в работе (Iverson, 2006), оценка опасности неизбежных в будущем крупных оползней и каменных лавин может выполняться двумя основными способами – путем численного моделирования процессов их формирования и движения (Григорян, Остроумов, 1980; Григорян и др., 1983; Sassa et al., 1994, 2010; Hungr, 1989, 1995; Зеркаль С., Калинин, 1998; Denlinger, Iverson, 2001; Зеркаль С., 2002; Crosta et al., 2003; McDougall, Hungr, 2004; Iverson, 2006; Hungr, McDougall, 2009), или на основании эмпирических соотношений между параметрами, характеризующими обрушивающийся склон и геометрическими параметрами областей, подверженных воздействию смещающегося со склона материала. Численное моделирование весьма трудоемко, требует соответствующих вычислительных мощностей, в также детальных данных о рельефе территории, о механических свойствах пород, вовлеченных в обрушение и грунтов основания, по которым перемещается каменная лавина. Более того, для корректного численного моделирования надо знать, какие физические процессы развиваются при движении каменных лавин, чтобы подобрать адекватные реологические модели и уравнения движения, в то время как природа этих процессов все еще не до конца изучена. Замечу, что корректное физическое моделирование еще более проблематично, так как требует соблюдения условий подобия.

Вполне эффективным, особенно для оперативной оценки опасности, является использование эмпирических соотношений с высокими коэффициентами корреляции, которые позволяют, при условии корректной оценки исходных параметров – объема и высоты первоначального обрушения, быстро и достаточно надежно прогнозировать длину пробега и площадь поражения, а также некоторые другие характеристики возможных каменных лавин (Strom et al., 2019; Fomenko et al., 2021).

6.1 Распределение оползней по частоте встречаемости в зависимости от их величины и представительность базы данных

Прежде чем перейти к анализу соотношений между теми или иными исследованными параметрами, характеризующими каменные лавины, рассмотрим распределение оползней по частоте встречаемости в зависимости от их величины, а также то, насколько имеющаяся выборка, включающая около 60% всех выявленных в регионе оползней в скальных массивах и каменных лавин, может рассматриваться, как представительная.

Поскольку в Китайской и Казахской частях региона доля объектов, у которых были измерены их геометрические параметры, достигает 90%, эта выборка может считаться представительной. Проведенное сопоставление распределений по числу выявленных оползней и каменных лавин разного объема в разных частях региона, где доли объектов охарактеризованных количественно различаются, показало что эти распределения очень близки (рис. 6.1).

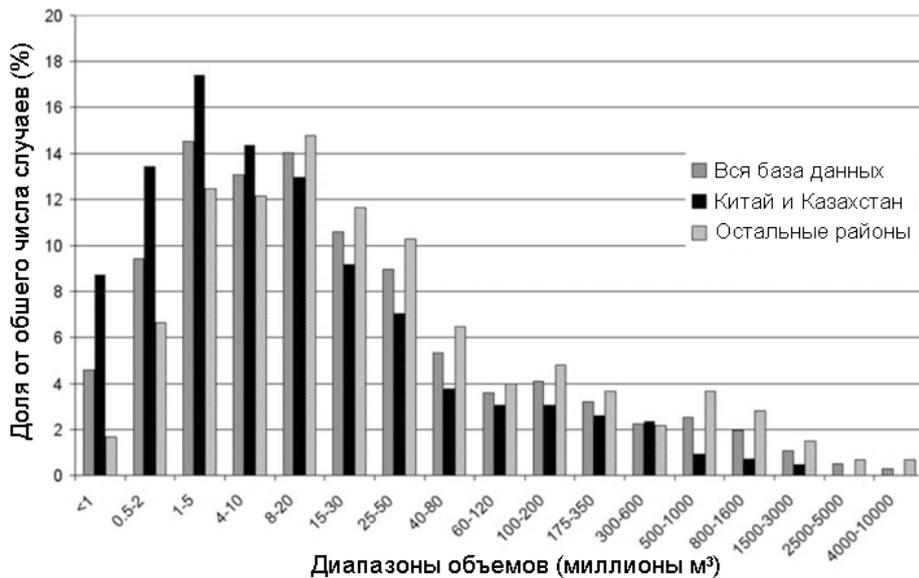


Рис. 6.1. Распределение частоты встречаемости оползней по объемам для всего Центрально-Азиатского региона (595 случаев), для его Китайской и Казахской части (251 случай) и для остальной части региона (344 случая)

На этом основании может быть сделан вывод, что выбор объектов, у которых измерены геометрические параметры во всем Центрально-Азиатском регионе, был, в целом, случаен. Замечу, впрочем, что для районов с меньшей долей оползней и каменных лавин, охарактеризованных количественно, доля наиболее крупных объектов, у которых определены их геометрические характеристики, несколько выше (им уделялось большее внимание). Тем не менее, проведенный анализ показал, что выборки для всего рассматриваемого региона могут рассматриваться, как достаточно представительные. Следует отметить, что у каждого конкретного объекта не всегда измерялись все параметры. Поэтому размеры выборок, использованных для установления тех или иных соотношений, могут различаться. Необходимо также еще раз отметить, что если такие параметры, как высота обрушения, длина пробега, площадь (полная или отложений) измерялись

непосредственно по космическим снимкам и ЦМР, то объемы обрушения оценивались в каждом конкретном случае в соответствие с подходом, описанным выше в разделе 4.2.4.

Учитывая сравнительно низкую точность оценки объемов (иногда до $\pm 50\%$) и "индивидуальный" подход к этим измерениям, при построении графика, показанного на рис. 6.1, использовались перекрывающиеся диапазоны объемов. Это позволило получить более сглаженные и, как представляется, более реалистичные распределения, близкие к логнормальному. Ранее распределения оползней по размерам для разных регионов анализировались в работах (Hadjigeorgiou et al. 1996; Hovious et al. 1997; Pelletier et al. 1997; Stark, Hovious 2001; Malamud et al. 2004a; Turcotte, Malamud 2004; Hovious, Stark 2006; Guzzetti et al. 2008, 2012; Corominas, Moya 2008; Chen et al. 2011; Korup et al. 2012; Li et al. 2012, 2014, 2016; Mavrouli, Corominas 2015; Corominas et al. 2017). Обычно при анализе распределения оползней по размерам анализировался не объем смещенного материала, а площадь (полная или отложений), так как она измеряется непосредственно и точность ее определения выше, чем точность определения объема. Такой анализ был проведен и для рассматриваемого региона. Полученное распределение для оползней с площадью отложений от 10^4 м^2 до $\sim 10^8 \text{ м}^2$ (примерно 5 порядков) показано на рис. 6.2.

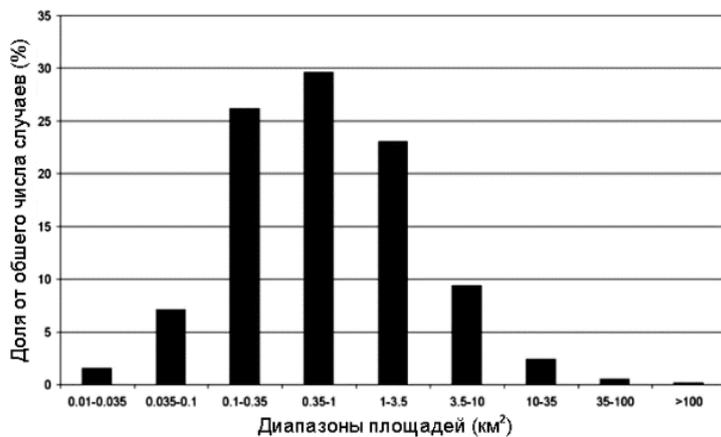


Рис. 6.2. Распределение оползней Центрально-Азиатского региона по площади отложений (577 случаев)

Как было отмечено в работе (Corominas, Moya, 2008), интегральная функция распределения частоты встречаемости оползней разной величины (измерявшейся в данном случае, по площади оползня) обычно имеет степенной характер и отклоняется от него для оползней с площадью менее 10^4 м^2 , число которых меньше, чем предсказанное данным распределением. Схожий характер имеет распределение крупных Центрально-Азиатских оползней в скальных массивах с размерами в диапазоне от $\sim 10^4$ до $\sim 10^8 \text{ м}^2$. Большинство из них имеет площадь отложений от первых сотен тысяч квадратных метров до $3.5 \times 10^6 \text{ м}^2$ (см. рис. 6.2), но здесь явное отклонение от степенной функции распределения, связанное с "недостатком" оползней малых размеров, начинается с величины примерно в 10^5 м^2 . Следует отметить, что это, скорее всего, связано не с про-

пуском при картировании большого числа оползней с площадью менее 10 га, а отражает определенные закономерности формирования оползней на высоких горных склонах, сложенных скальными грунтами.

Несмотря на несомненно более высокую точность определения площадей, чем объемов, в дальнейшем, в качестве параметра, характеризующего величину оползня (каменной лавины), рассматривается именно объем горных пород, вовлеченных в обрушение, как величина, пропорциональная массе оползня и, соответственно, располагаемой потенциальной энергии. К тому же, диапазон объемов проанализированных оползней столь велик – от примерно 5×10^5 до 10^{10} м³, что сравнительно низкая точность определения (до $\pm 50\%$ от измеренной величины), вполне приемлема для получения достоверных эмпирических соотношений между различными параметрами, включающими объем обрушения.

Анализ распределения частоты встречаемости оползней разной величины (в данном случае по объему обрушения) был проведен также для Альпийской горной системы (рис. 6.3). При этом использовалась база данных из работ (Heim, 1932; Abele, 1974), включающая 125 событий в том же диапазоне объемов, что и для Центрально-Азиатского региона. Было проведено сопоставление таких распределений для Центральной Азии и Альп, показавшее, что для последних распределение частоты встречаемости оползней разной величины имеет менее выраженный максимум и что там выше доля оползней, объемом >50 миллионов м³.

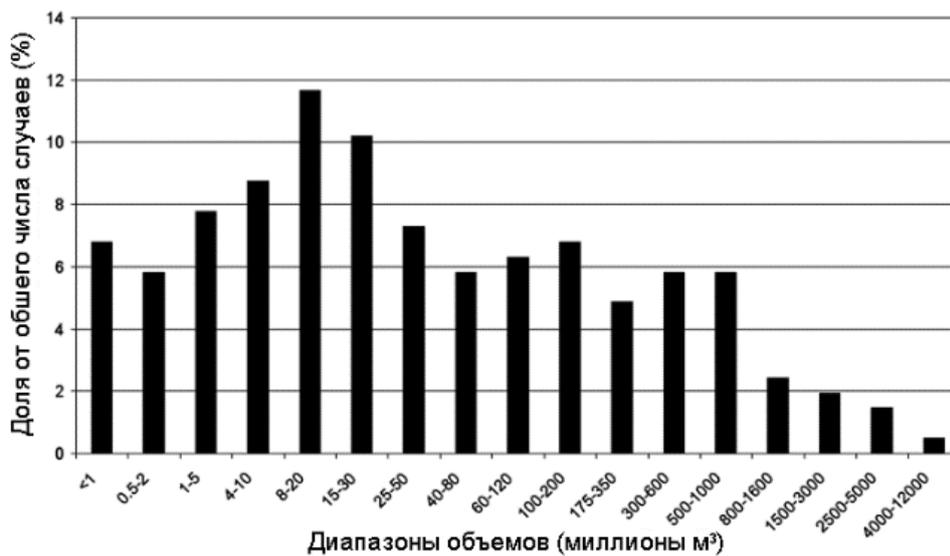


Рис. 6.3. Распределение частоты встречаемости оползней по объемам для Альпийского региона

Можно предположить, что такие различия в частоте встречаемости оползней разных размеров в этих регионах могут быть обусловлены различиями между условиями, способствующими обрушению высоких горных склонов в Центральной Азии и в Альпах. В принципе, величина сил, способствующих обрушению (вес неустойчивых массивов горных пород) пропорциональна объему, т.е., с определенными оговорками, кубу их линейных размеров, а величина сил, препятствующих обрушению (сила трения по основанию) пропорциональна площади зоны обрушения, т.е.

квадрату линейных размеров. Соответственно, при прочих равных, если не учитывать распределение склонов по высоте и крутизне и особенности геологического строения, более крупные оползни должны были бы происходить чаще, чем мелкие. Альпийское распределение ближе к этому, чем Центральноазиатское.

Очевидно, однако, что распределение оползней по размерам зависит также от многих других факторов, влияние которых может превосходить влияние соотношения сил, способствующих и препятствующих обрушению. В первую очередь это расчлененность рельефа и глубина эрозионного вреза – чем выше и протяженнее склоны, тем более крупные оползни могут на них возникать. Это можно проиллюстрировать соотношением между высотой смещения (разницей высот между бровкой цирка и нижней точкой подошвы отложений) и объемом оползней Центральной Азии, произошедших в условиях фронтального ограничения, т.е. преимущественно на бортах относительно узких и глубоких долин (298 случаев). В таких условиях эффект распространения материала вниз по долине минимален и учитываемая высота смещения наиболее полно характеризует высоту обрушивающегося склона (рис. 6.4). Несмотря на очень существенный разброс, составляющий примерно 3 порядка по объему для склона заданной высоты, график демонстрирует отчетливую положительную корреляцию. Однако для того, чтобы корректно оценить влияние рельефа на распределение оползней по размерам, необходимо провести анализ распределения самих склонов на исследуемой территории по высоте и крутизне, что представляет собой отдельную и весьма нетривиальную задачу. В частности, потребуется определить, что в данном случае можно рассматривать, как "элементарный склон", параметры которого надо учитывать. Такие геологические факторы как состав пород, структура массива, глубина и характер зоны выветривания и т.д., несомненно влияющие на размеры обрушений, намного разнообразнее и их намного сложнее охарактеризовать количественно.

Существенное и очевидное различие между Альпами и горами Центральной Азии, что может влиять на распределение оползней по размерам – намного более высокая неотектоническая и сейсмическая активность последних. Можно предполагать, что в Центральной Азии относительно большая (по сравнению с Альпами) часть крупных оползней могла быть спровоцирована сильными землетрясениями, причем даже в тех районах, где такие исторические события неизвестны. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в главе 7. В Альпах же, напротив, большинство аналогичных образований трактуется как результат дегляциации (Brückl, Heuberger, 2001; Poschinger et al., 2006; Poschinger, 2011; Agliardi et al., 2013), хотя там известны исторические землетрясения, сопровождавшиеся крупными оползнями (Bonnard, 2011) и есть работы, в которых образование некоторых Альпийских оползней связывают с палеоземлетрясениями (Aaron, et al., 2020; Lemaire, et al., 2020, 2021).

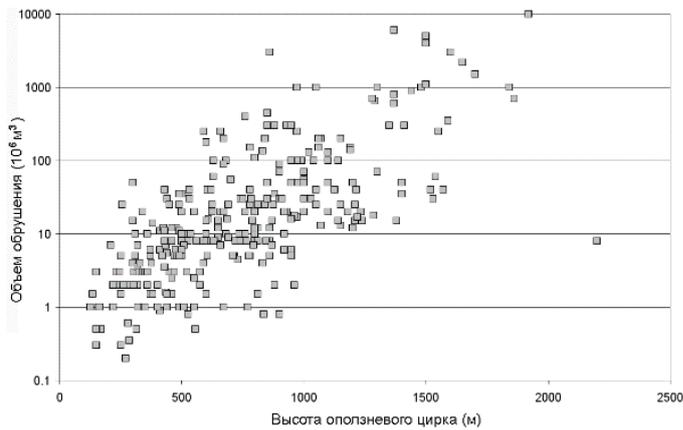


Рис. 6.4. Соотношение между высотой бортов долин (до бровки цирка) в Центрально-Азиатском регионе и объемом обрушений на них ($R^2=0.5018$)

6.2 Учет влияния ограничений на пути распространения каменных лавин

Очевидно, что форма тел каменных лавин и их геометрические параметры, такие как длина пробега и площадь поражения, сильно зависят от морфологии областей транзита и аккумуляции и, в первую очередь, от наличия или отсутствия препятствий на пути распространения каменных лавин (см. раздел 5.3.1).

Тем не менее, большинство зависимостей, связывающих подвижность каменных лавин с их объемом (Sheidegger 1973; Hsü 1975; Davies 1982; Li 1983; Kobayashi 1993, 1997; Kilburn, Sørensen 1998; Legros 2002), было получено без разделения используемых баз данных на группы с разными ограничениями на пути распространения материала. При этом анализировались в основном соотношения между отношением H/L (тангенсом угла между линией, соединяющей бровку цирка и фронт оползня или каменной лавины, и горизонталью) и объемом (V). Несмотря на очевидную связь между этими параметрами, подтверждающуюся и на материале из Центральной Азии (рис. 6.5), количественно корреляция между ними невелика – так, значение квадрата коэффициента корреляции (R^2) для всей совокупности составляет всего 0.3524.

Сравнительно редкими исключениями были работы (Shaller, 1991; Nicoletti and Sorriso-Valvo, 1991; Corominas, 1996), где анализ соотношений параметров каменных лавин выполнялся отдельно для неограниченных, канализированных и ограниченных с фронта каменных лавин. При этом работа (Shaller, 1991) основана на базе данных о крупных каменных лавинах на Земле, Луне и на Марсе, включавшей 182 случая, а в работе (Nicoletti, Sorriso-Valvo, 1991) проанализирован всего 41 случай. Джорди Короминас (Corominas, 1996) рассматривал очень большую базу данных из 2004 примеров, но в нее включены склоновые процессы разных типов, не только оползни в скальных массивах и каменные лавины, причем преобладают проявления склоновых процессов иных типов. Аналогичный подход с разделением базы данных на выборки с учетом условий распространения материала применялся и в данной работе (см. также Strom, Abdrakhmatov, 2018; Strom, 2018; Strom et al., 2019).

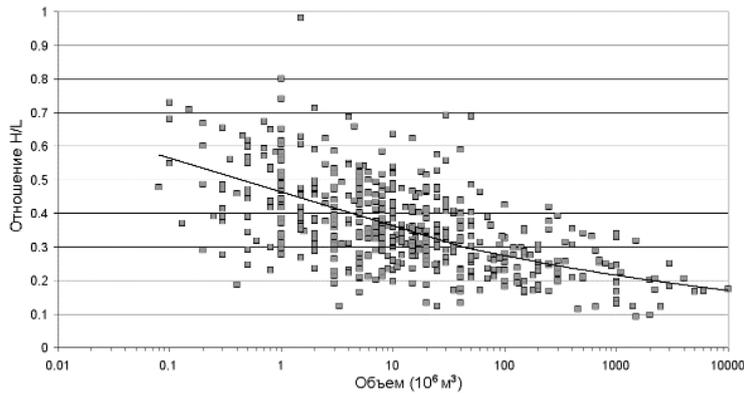


Рис. 6.5. Соотношение между объемом (V) и отношением H/L для всей совокупности данных (536 случаев)

6.3 Оптимальная характеристика подвижности каменных лавин

Большое число оползней в скальных массивах и производных от них каменных лавин, выявленных в Центрально-Азиатском регионе, для которых измерены геометрические параметры, позволило получить статистически представительные соотношения с высокими значениями коэффициента корреляции, характеризующие подвижность каменных лавин с учетом условий распространения материала (Strom, Abdrakhmatov, 2018; Strom, 2018; Strom et al., 2019). При этом анализировались зависимости не только длины пробега каменной лавины и ее отношения к высоте смещения от параметров, характеризующих обрушившийся скальный массив, но и соответствующие зависимости для площади поражения. Различные соотношения, характеризующие подвижность каменных лавин, сопоставлялись путем сравнения значений коэффициента детерминации R^2 (квадрата коэффициента корреляции) (Strom, Abdrakhmatov, 2018; Strom et al., 2019), что позволило выбрать и рекомендовать для практического использования наиболее достоверные и представительные соотношения (табл. 6.1).

Еще один важнейший параметр, характеризующий подвижность каменных лавин и влияющий на обусловленную ими опасность – скорость перемещения, которая, как было отмечено выше, может достигать первых сотен км/час. Именно от нее во многом зависит уязвимость объектов, подверженных воздействию каменных лавин. К сожалению, прямые измерения скорости движения каменных лавин достаточно редки – описано несколько случаев, преимущественно результатов наблюдения за движением каменных лавин, спровоцированных подземными ядерными взрывами (Adushkin, 2006); имеются также свидетельства очевидцев и оценки скоростей смещения по длительности сейсмических записей (Зеркаль и др. 2019; Zerkal et al., 2021; Zhang et al., under review). Оценки скорости, получаемые на основании данных об подъеме материала на противоположный склон, в большинстве случаев характеризуют скорость каменных лавин на завершающих этапах их движения, а не ее максимальную величину. К тому же высота подъема сильно зависит от морфологии областей транзита и аккумуляции. Поэтому прогнозировать возможную

пиковую скорость перемещения каменной лавины на основании эмпирических соотношений пока что не представляется возможным.

6.3.1 Одномерный (L) и безразмерный (H/L) параметры и их соотношение с объемом

При установлении эмпирических соотношений между различными параметрами, характеризующими каменные лавины, большинство исследователей (Heim, 1932, Sheidegger, 1973; Hsü, 1975; Davies, 1982; Li, 1983; Shaller, 1991; Nicoletti, Sorriso-Valvo, 1991; Kobayashi, 1993, 1997; Corominas 1996) характеризовали подвижность каменных лавин, используя отношение H/L , для которого А. Гейм (Heim, 1932) предложил термин "fahrborshung", широко применяемый и в англоязычных публикациях, и его зависимость от объема обрушения. Величина (H) в данном случае – это разница высот между бровкой цирка и фронтом оползня (см. раздел 4.2.3, п. 18 базы данных). Однако, как показано в работе (Legros, 2002), этот безразмерный, чисто геометрический параметр не имеет физического смысла, в отличие от длины пробега (L), зависимость которой от объема обрушения проанализирована в работах (Kilburn, Sørensen, 1998; Legros, 2002). Тем не менее, параметр (H/L) широко используется вплоть до настоящего времени (Yu, Su, 2021).

Следует отметить, что разные исследователи, рассматривавшие различные, обычно ограниченные базы данных, иногда приходили к противоположным заключениям о влиянии тех или иных факторов на подвижность каменных лавин. Так, к примеру, в работе (Shaller, 1991) был сделан вывод, что движение каменных лавин вниз по долинам, а также деление их тел на отдельные языки не оказывает существенного влияния на подвижность, характеризуемую отношением H/L . Противоположные выводы сделаны в работе (Nicoletti, Sorriso-Valvo, 1991), авторы которой нашли, что канализированные каменные лавины имеют большую длину пробега (L) и, следовательно, "более подвижны". Несколько забегаая вперед отмечу, что полученные нами результаты согласуются со второй точкой зрения.

Табл. 6.1. Коэффициенты в степенных билигарифмических уравнениях регрессии между различными параметрами каменных ла-
вин (Strom et al., 2019)

Условия распространения	$L = f(V)$		$H/L = f(V)^{\#}$		$L = f(V \times H_{\max})$	
	$\log(L) = a + b \times \log(V)$ $L = 10^a \times V^b$	R^2	$\log(H/L) = a + b \times \log(V)$ $H/L = 10^a \times V^b$	R^2	$\log(L) = a + b \times \log(V \times H_{\max})$ $L = 10^a \times (V \times H_{\max})^b$	R^2
Ограниченные с фронта	0.7335 -0.1057 (0.0136)	0.2619 (0.0091)	0.3008 -0.3529 (0.0131)	-0.0984 (0.0089)	0.8160 0.6635 (0.0142)	0.2282 (0.0063)
Канализованные	0.7301 0.0279 (0.0247)	0.3024 (0.0159)	0.4497 -0.3690 (0.0168)	-0.1127 (0.0109)	0.0510 0.5246 (0.0860)	0.0709 (0.0377)
Неограниченные	0.8066 -0.1729 (0.0228)	0.3492 (0.0196)	0.3962 -0.3310 (0.0212)	-0.1232 (0.0179)	0.8824 0.8351 (0.0362)	0.2885 (0.0124)
Все	0.7126 -0.0953 (0.0117)	0.2929 (0.0080)	0.3524 -0.3551 (0.0090)	-0.1042 (0.0062)		

Условия распространения	$A_{\text{total}} = f(V)$		$H/A_{\text{total}} = f(V)$		$A_{\text{total}} = f(V \times H_{\max})$	
	$\log(A_{\text{total}}) = a + b \times \log(V)$ $A_{\text{total}} = 10^a \times V^b$	R^2	$\log(H/A_{\text{total}}) = a + b \times \log(V)$ $H/A_{\text{total}} = 10^a \times V^b$	R^2	$\log(A_{\text{total}}) = a + b \times \log(V \times H_{\max})$ $A_{\text{total}} = 10^a \times (V \times H_{\max})^b$	R^2
Ограниченные с фронта	0.9008 -0.6794 (0.0159)	0.5797 (0.0105)	0.8006 0.2569 (0.0158)	-0.3829 (0.0105)	0.9258 0.9791 (0.0168)	0.4849 (0.0076)
Канализованные	0.8833 -0.7388 (0.0376)	0.6522 (0.0247)	0.8686 0.3932 (0.0270)	-0.4480 (0.0184)	0.9267 1.0884 (0.0357)	0.5497 (0.0163)
Неограниченные	0.9151 -0.7312 (0.0286)	0.6981 (0.0242)	0.8330 0.2348 (0.0301)	-0.4701 (0.0245)	0.9361 1.2537 (0.0497)	0.5668 (0.0172)
Все	0.8972 -0.7049 (0.0135)	0.6107 (0.0092)				

Условия распространения	$A_{\text{dep}} = f(V \times H_{\max})$	
	$\log(A_{\text{dep}}) = a + b \times \log(V \times H_{\max})$ $A_{\text{dep}} = 10^a \times (V \times H_{\max})^b$	R^2
Ограниченные с фронта	0.9064 0.7954 (0.0197)	0.5039 (0.0089)
Канализованные	0.9150 0.9748 (0.0394)	0.5745 (0.0182)
Неограниченные	0.9111 1.1283 (0.0607)	0.5769 (0.0210)

* R^2 : Коэффициенты детерминации степенных билигарифмических уравнений регрессии

** a (σ_a): Коэффициенты "а" билигарифмических уравнений регрессии и соответствующие значения стандартного отклонения (σ)

*** b (σ_b): Коэффициенты "б" билигарифмических уравнений регрессии и соответствующие значения стандартного отклонения (σ)

графики соотношений $H/L \div V$ приведены на Рис. 6.6b в полулогарифмическом масштабе.

С чисто физической точки зрения было бы логично измерять и рассматривать не вертикальное и горизонтальное расстояния между фронтом каменной лавины и бровкой цирка, а соответствующие смещения центров масс, как, например, в работе (Adushkin, 2006). Тем не менее, эти параметры были исключены по нескольким причинам. Во-первых, определить истинное положение центра масс как до, так и после обрушения крайне сложно из-за нерегулярности форм оползневых тел, усугубляемой отсутствием, в подавляющем большинстве случаев, сведений о дооползневом рельефе. Поэтому достоверность таких оценок будет намного хуже, чем для принятых значений длины пробега и высоты обрушения. Во-вторых, учет горизонтального смещения центра масс не позволяет охарактеризовать истинные размеры области поражения, так как фронт каменной лавины может отстоять от центра масс на много километров. А это не позволит оценивать размеры территории, реально подверженной воздействию каменных лавин, что необходимо для оценки оползневой опасности и обусловленных ею рисков.

Начиная с работ А. Гейма (Heim, 1932) известно, что и длина пробега и ее отношение к высоте смещения сильно зависят от объема обрушения – чем крупнее оползень, тем, в среднем, большее расстояние L он проходит и тем положе угол между линией, соединяющей бровку стенки отрыва и фронт каменной лавины и горизонталью (или отношение H/L). Это особенность описана в работах (Sheidegger 1973; Hsü 1975; Davies 1982; Li 1983; Shaller 1991; Nicoletti and Sorriso-Valvo 1991; Kobayashi 1993, 1997; Corominas 1996; Kilburn and Sørensen 1998; Legros 2002).

Анализ соотношений между V и L для оползней Центральной Азии (Рис. 6.6а) и между V и H/L (рис. 6.6-б) показал, что такая зависимость выдерживается и для этого региона (Strom, Abdrakhmatov 2018; Strom 2018; Strom et al., 2019). Но при этом значения R^2 для соотношений $V \div L$ примерно в 2 раза выше, чем для соотношений $V \div H/L$ для всех условий распространения материала. Это свидетельствует о том, что именно длина пробега является предпочтительной величиной, характеризующей подвижность каменных лавин. Следует отметить, что значения R^2 у соотношений $V \div L$ для выборок с разными условиями распространения материала лишь немного выше, чем для всей совокупности данных, а у соотношений $V \div H/L$ для выборок, включающих ограниченные с фронта каменные лавины значение R^2 даже ниже, чем для всей совокупности данных (см. табл. 6.1).

Эти результаты имеют большое практическое значение, так как позволяют предсказывать расстояние, которое может быть пройдено каменной лавиной заданного объема. Как явствует из рис. 6.6-А, канализированные каменные лавины проходят расстояние, примерно в 2 раза превышающее таковое у лавин сопоставимого объема, ограниченных с фронта, что, в общем-то, очевидно, учитывая условия их распространения.

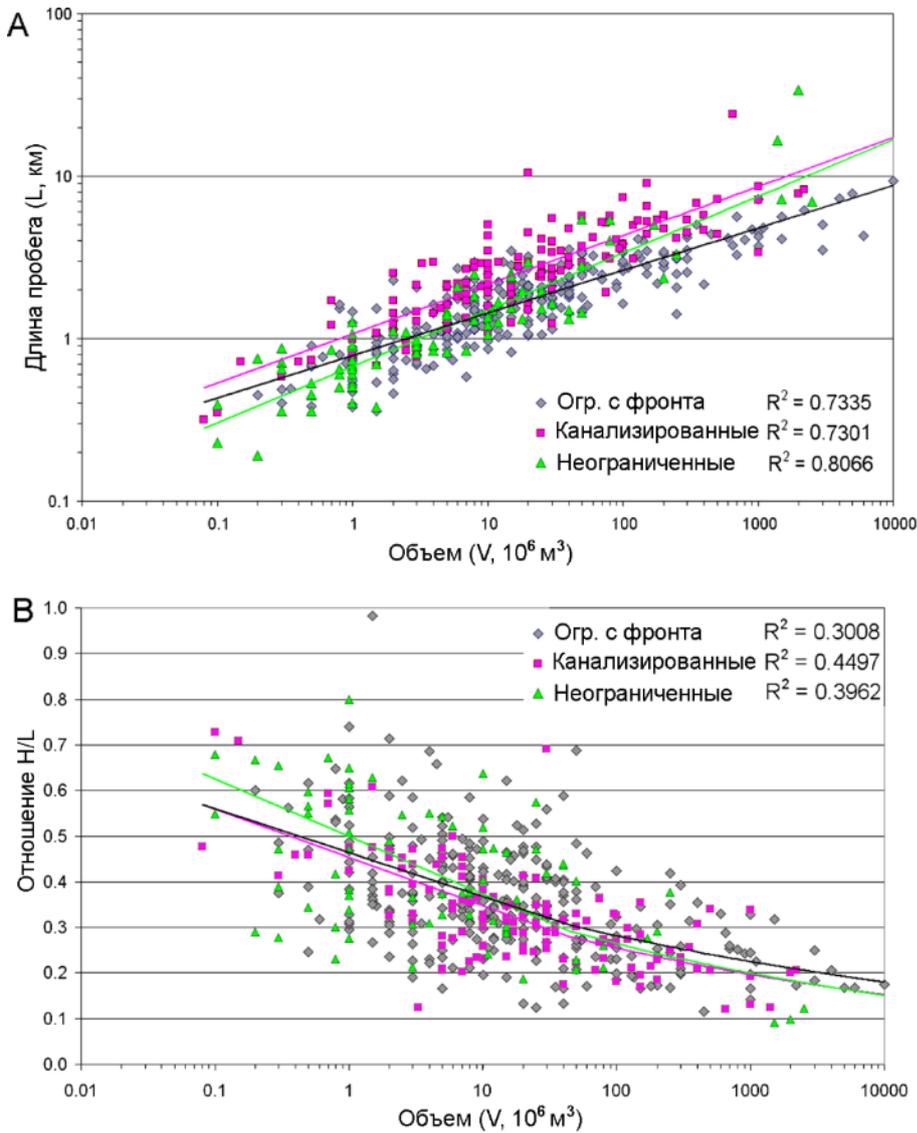


Рис. 6.6. Соотношения между объемом каменных лавин (V) с разными условиями распространения материала и: А - длиной пробега (L); В - отношением (H/L). Здесь и далее в легенде приведены значения коэффициента детерминации R^2 (квадрата коэффициента корреляции) для степенных уравнений регрессии

Поведение неограниченных каменных лавин более сложное – такие лавины сравнительно малого объема имеют (в среднем) длину пробега, меньшую даже, чем лавины с фронтальным ограничением, перемещавшиеся поперек узких долин. Можно предположить, что многие из таких неограниченных лавин объемом менее $\sim 5 \times 10^6 \text{ м}^3$ часто образуют веерообразные или изометричные тела (см. Рис. 3.8) и у них просто не хватает материала, чтобы пройти большее расстояние от подножия обрушившегося склона. Напротив, у крупнейших неограниченных лавин средняя длина пробега приближается к таковой у канализированных лавин. Следует, впрочем, отметить, что число примеров с максимальными и с минимальными объемами для лавин всех типов сравнительно невелико (см. Рис. 6.1) и при увеличении числа рассмотренных случаев (за счет примеров из других районов мира) значения параметра "b" в уравнениях регрессии, приведенных в табл. 6.1, могут измениться.

6.3.2 Двумерные параметры – общая площадь оползня и площадь отложений и их соотношение с объемом

Представляется, однако, что ни одномерная характеристика – длина пробега (L), ни безразмерная величина (H/L), не являются оптимальными параметрами, характеризующими подвижность каменных лавин, особенно с практической точки зрения – для оценки подверженности объектов и субъектов риска воздействию этих опасных явлений, что необходимо для оценки оползневого риска (Corominas et al. 2014, 2015). Необходимо анализировать также площадь поражения, которую можно характеризовать как площадью отложений A_{dep} , так и общей площадью оползня A_{total} (см. разделы 4.2.3, 4.2.4).

Как отмечено выше, обломочный материал каменной лавины может распространяться не только вперед, но и в стороны, образуя веерообразные или изометричные в плане тела, которые могут покрывать бóльшую площадь, и, тем самым воздействовать на бóльшее число объектов, даже если расстояние, пройденное по направлению движения такой каменной лавины меньше, чем у лавины, двигавшейся строго вперед, не расширяясь. Зависимость площади отложений от объема обрушения рассматривалась в работах (Li, 1983; Hungr, 2006; Legros, 2006; Griswold, Iverson, 2008; Mitchell et al., 2020; Liu et al., under review). Однако эти работы базировались на сравнительно небольших выборках, включавших примерно до 200 событий всех типов.

В данной работе рассматриваются соотношения между объемом обрушения и площадью отложений каменных лавин (A_{dep}), а также их общей площадью, охватывающей зоны обрушения, транзита и аккумуляции (A_{total}) (Strom, Abdrakhmatov, 2018; Strom et al., 2019). Действительно, для субъектов и объектов риска (людей, сооружений, инфраструктуры) не столь важно, "уйдет ли у них земля из-под ног", или они будут снесены потоком обломков, перемещающимся с высокой скоростью, или будут погребены под оползневыми отложениями – в любом случае они пострадают, хотя, безусловно, методы защиты или предотвращения таких угроз будут разными. Как показал статистический анализ (табл. 6.1), значения R^2 для регрессионных соотношений между объемом обрушения и общей площадью ($V \div A_{total}$) выше чем у соотношений между объемом и длиной пробега ($V \div L$) или $V \div H/L$. При этом, если для соотношений $V \div A_{total}$ эти значения лишь на 12-19% выше чем у соотношений $V \div L$ для тех же условий распространения, то для соотношений $V \div H/A_{total}$ они выше чем для $V \div H/L$ примерно в 2 раза. Это подтверждает предположение, что двумерная величина – общая площадь оползня и ее отношение к объему намного лучше характеризуют подвижность каменных лавин, чем одномерная – длина пробега и ее отношение к объему.

Интересный и во многом неожиданный результат был получен при изучении соотношений между длиной пробега каменной лавины и ее общей площадью (рис. 6.7). Значения коэффициента "b" в уравнениях регрессии, связывающие эти параметры для всех трех типов ограничений, практически идентичны (от 1.7594 ± 0.0659 до 1.7765 ± 0.0422) и соответствующие графики субпараллельны. При этом при одинаковой длине пробега площади неограниченных каменных лавин и лавин с фронтальным ограничением практически одинаковы и в среднем в 2 раза больше, чем у канализированных лавин. Сходство уравнений регрессии для неограниченных каменных лавин и каменных лавин с фронтальным ограничением позволяет предположить, что распространение материала в стороны вследствие удара о противоположный борт долины имеет сходство с распластыванием каменных лавин,двигающихся по неограниченной поверхности. Здесь следует, однако, учитывать, что на эти соотношения косвенно влияет и объем обрушения, хотя он и не учитывается здесь непосредственно. Как видно из табл. 6.2, относительный вклад объема обрушения и длины пробега каменной лавины в оценку общей площади оползня, определенный по уравнению тройной регрессии вида:

$$\log(A_{\text{total}}) = a \times \log(V) + b \times \log(L) + c$$

практически идентичен (различия на $\pm 1\%$).

Табл. 6.2. Относительная значимость объема (V) и длины пробега (L) при определении общей площади оползня (A_{total})

Условия распространения	Число случаев	Коэффициенты			R^2	Относительный вклад	
		a	b	c		V	L
Ограниченные с фронта	294	0.34	0.91	1.47	0.95	0.51	0.49
Канализированные	68	0.34	0.99	0.49	0.97	0.49	0.51
Неограниченные	71	0.38	0.90	1.00	0.96	0.50	0.50

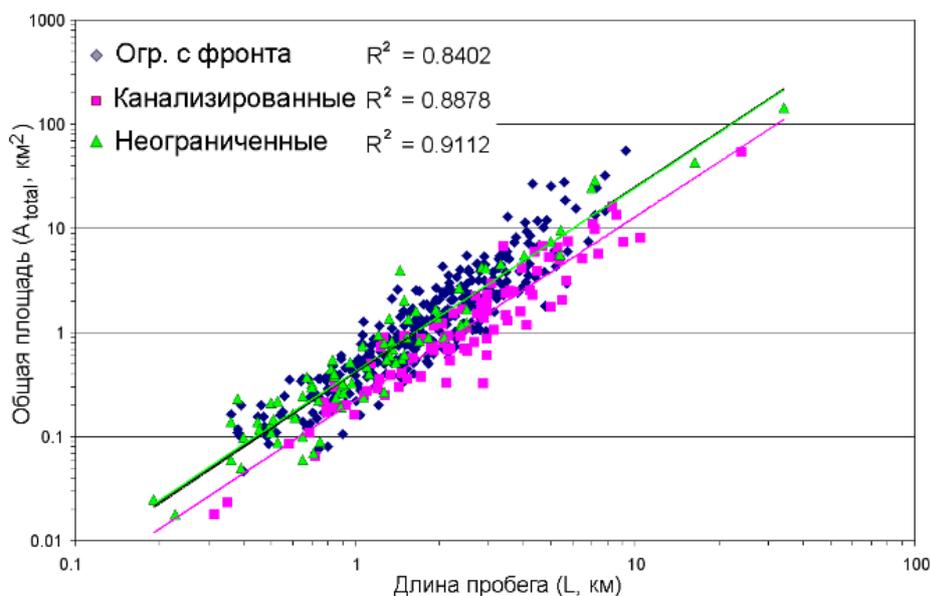


Рис. 6.7. Соотношения между длиной пробега (L) и общей площадью (A_{total}) у оползней с разными условиями распространения. Приведены значения R^2 для соответствующих уравнений регрессии

6.3.3 Зависимость подвижности каменных лавин от располагаемой потенциальной энергии

Удивительно, но практически не встречается работ, в которых такие параметры, как длина пробега или площадь, характеризующие подвижность каменных лавин, сопоставлялись бы с произведением объема на высоту обрушения ($V \times H_{\max}$), хотя именно эта величина в первом приближении пропорциональна располагаемой потенциальной энергии ($E_{\text{пот}}$) и, тем самым, наиболее подходит для этих целей с физической точки зрения. Единственное найденное автором исключение – работа американского исследователя К. Ховарда почти 50-летней давности (Howard, 1973) в которой он сравнил отношение L/H с потенциальной энергией на материале двадцати двух земных и трех лунных каменных лавин. Его анализ, однако, не учитывал того факта, что сопоставляемые параметры не были независимыми – оба включали высоту смещения H .

Более строгое определение потенциальной энергии подразумевает знание величины вертикального смещения центра масс объема горных пород, вовлеченных в оползень ($H_{\text{цм}}$) и плотности грунта (ρ): $E_{\text{пот}} = V \times \rho \times g \times H_{\text{цм}}$, где "g" – ускорение свободного падения. Однако, учитывая форму большинства оползневых цирков можно предполагать, что $H_{\text{цм}}$ составляет от 0.5 до 0.3 H_{\max} . Объемная плотность наиболее распространенных типов скальных грунтов изменяется в диапазоне от ~2000 до ~3000 кг/м³. Таким образом, возможный разброс оценок этих величин, точное значение которых в каждом конкретном случае нам не известно, сопоставим с точностью оценок объемов оползней (примерно до $\pm 50\%$) или даже меньше возможного разброса оценок объема. В то же время диапазон значений объемов оползней, включенных в базу данных, превышает 5 порядков (примерно от 5×10^5 до 10^{10} м³). Следовательно, влияние неопределенностей из-за неучета плотности пород и положения центра масс относительно бровки цирка при оценке потенциальной энергии массива для всей базы данных намного меньше, чем влияние объема и ими можно пренебречь, что позволяет рассматривать величину $V \times H_{\max}$ как вполне представительную.

Как показал проведенный анализ, соотношения между общей площадью оползня (A_{total}) и произведением объема на максимальную высоту смещения ($V \times H_{\max}$) характеризуются наивысшими значениями квадрата коэффициента корреляции R^2 (см. рис. 6.8, табл. 6.1, Рис. 6.8). Несколько меньшие, но тоже высокие значения ($R^2 > 0.9$) получены для соотношений между этим произведением и площадью отложений каменных лавин (см. табл. 6.1) (Strom, Abdrakhmatov, 2018; Strom et al., 2019).

Достаточно высокие (близкие к 0.9) значения R^2 характеризуют и соотношения между указанным произведением ($V \times H_{\max}$) и длиной пробега, но только для неограниченных и ограниченных с фронта каменных лавин (см. табл. 6.1, рис. 6.9). Эти значения превосходят значения квадрата коэффициента корреляции для соотношений, связывающих длину пробега только с объемом

обрушения (см. табл. 6.1). Однако, для канализированных каменных лавин корреляция их длины пробега с произведением ($V \times H_{\max}$), как ни странно, оказалась намного хуже (см. рис. 6.9), хотя корреляция площади с этим произведением для аналогичной выборки достаточно устойчивая и, в целом, не хуже, чем для каменных лавин с остальными двумя типами ограничений.

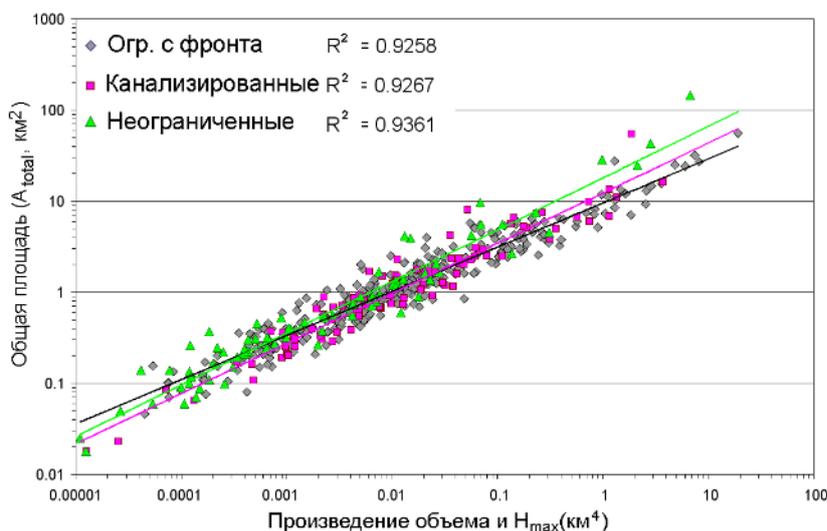


Рис. 6.8. Соотношения между общей площадью (A_{total}) и произведением объема на максимальную высоту смещения ($V \times H_{\max}$) у каменных лавин с разными условиями распространения. Приведены значения R^2 для соответствующих уравнений регрессии

Аномально низкая корреляция длины пробега (L) и произведения объема на высоту смещения ($V \times H_{\max}$) у канализированных каменных лавин связана, скорее всего, именно с отсутствием корреляции у этой выборки между длиной пробега и высотой обрушения (рис. 6.10), поскольку зависимость длины пробега для лавин такого типа только от объема вполне устойчивая (см. рис. 6.6 и табл. 6.1). Следует, впрочем, отметить, что такие параметры, как высота склона и объем не являются полностью независимыми (см. рис. 6.4) – чем склон выше, тем, в среднем, более крупный оползень может на нем произойти.

Анализ относительной значимости влияния исходных параметров – объема (V) и высоты смещения (H_{\max}) на длину пробега (L) и общую площадь оползня (A_{total}), выполненный методом тройной корреляции (см. табл. 6.2, 6.3, и табл. 6.4) показал, что высота смещения (H_{\max}) сильнее влияет на длину пробега, чем на площадь (Strom et al., 2019).

Этим можно объяснить отсутствие корреляции между длиной пробега (L) и произведением ($V \times H_{\max}$) у канализированных каменных лавин, у которых влияние увеличения объема смещающейся массы обломков на размеры области поражения ограничено из-за невозможности пропорционального "растекания" материала в стороны.

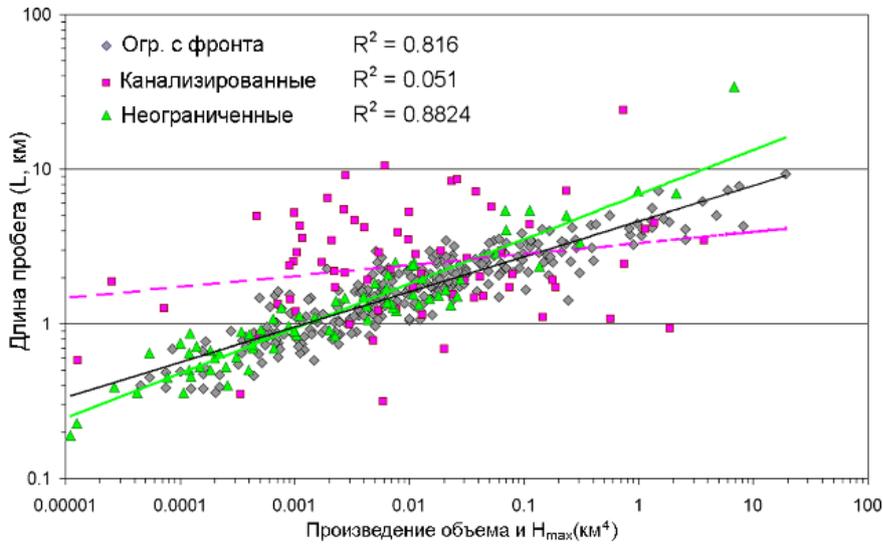


Рис. 6.9. Соотношения между длиной пробега (L) и произведением объема на максимальную высоту смещения ($V \times H_{\max}$) у каменных лавин с разными условиями распространения. Приведены значения R^2 для соответствующих уравнений регрессии

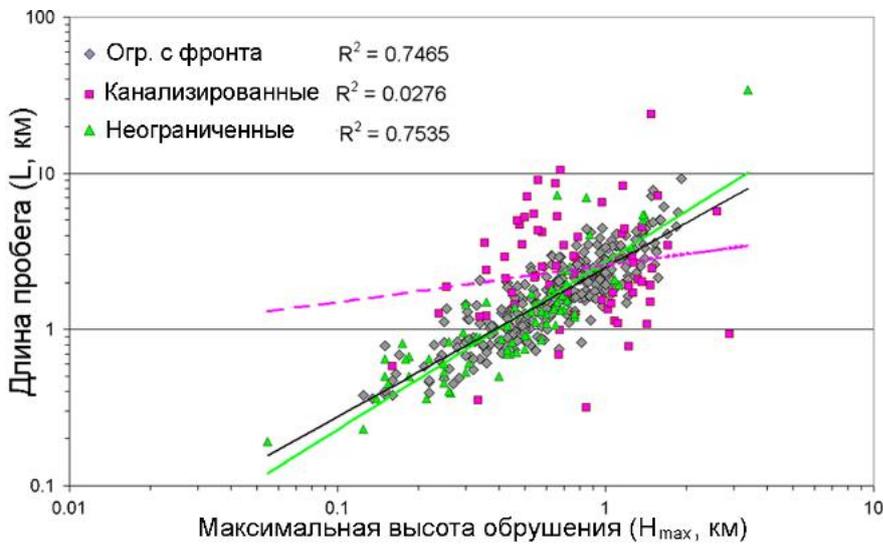


Рис. 6.10. Соотношения между длиной пробега (L) и максимальной высотой смещения (H_{\max}) у каменных лавин с разными условиями распространения. Приведены значения R^2 для соответствующих уравнений регрессии

Табл. 6.3. Относительная значимость объема (V) и высоты смещения (H_{\max}) при определении длины пробега (L)

Условия распространения	Число случаев	Коэффициенты			R^2	Относительный вклад	
		a	b	c		V	H_{\max}
Ограниченные с фронта	294	0.15	0.57	1.20	0.87	0.49	0.51
Канализированные	68	0.14	0.94	-0.65	0.90	0.43	0.57
Неограниченные	71	0.22	0.56	0.25	0.91	0.53	0.47

Табл. 6.4. Относительная значимость объема (V) и высоты смещения (H_{\max}) при определении общей площади оползня (A_{total})

Условия распространения	Число случаев	Коэффициенты			R^2	Относительный вклад	
		a	b	c		V	H_{\max}
Ограниченные с фронта	294	0.48	0.53	2.52	0.92	0.65	0.35
Канализированные	68	0.47	0.95	-0.23	0.94	0.57	0.43
Неограниченные	71	0.58	0.49	1.26	0.94	0.65	0.35

Максимальная высота смещения (H_{\max}), является, по-видимому, оптимальным параметром при анализе соотношений между располагаемой потенциальной энергией и параметрами, характеризующими подвижность каменных лавин. Однако, для прогноза размеров области поражения, когда заранее неизвестно, насколько далеко от основания склона может распространиться обломочная толща, этот параметр не всегда подходит. Изначально, до того как произошло обрушение, мы можем оценить объем потенциально неустойчивых грунтов и высоту склона (цирка), на котором предполагаем возможность обрушения (параметр № 9, описанный в разделе 4.2.2 - H_{hs}). Для каменных лавин с фронтальным ограничением максимальная высота смещения (H_{\max}) и высота бровки цирка над дном долины (H_{hs}) практически идентичны, однако неограниченные и канализированные каменные лавины могут распространяться достаточно далеко от подножия оползневого цирка, двигаясь по наклонной поверхности у подножия склона или вниз по долине (см., например, рис. 4.33, 4.39). В этих случаях максимальная высота смещения, которая в данном случае связана с длиной пробега и, фактически, является одним из прогнозируемых параметров, неизвестна.

Поэтому для прогнозирования параметров области поражения целесообразно использовать соотношения между общей площадью каменной лавины (A_{total}) и длиной пробега (L) и произведением объема на максимальную высоту смещения, а на высоту цирка ($V \times H_{hs}$). Последняя принимается равной высоте обрушивающегося склона. Такие соотношения приведены в табл. 6.5 и показаны на рис. 6.11 и 6.12.

Табл. 6.5. Коэффициенты в степенных билогарифмических уравнениях регрессии, связывающих параметры области поражения каменной лавины с произведением объема на высоту цирка

Условия распространения	$A_{\text{total}} = a \times (V \times H_{hs})^b$			$L = a \times (V \times H_{hs})^b$		
	R^2 *	a**	b***	R^2 *	a**	b***
Ограниченные с фронта	0.9283	0.3922	0.5614	0.7352	1.0572	0.2297
Канализированные	0.247	0.3744	0.5378	0.5497	1.4494	0.2676
Неограниченные	0.877	0.3879	0.4832	0.7347	0.9813	0.2873

* R^2 : Коэффициенты детерминации степенных билогарифмических уравнений регрессии

** a (σ_a): Коэффициенты "a" билогарифмических уравнений регрессии

*** b (σ_b): Коэффициенты "b" билогарифмических уравнений регрессии

Значение коэффициента R^2 в уравнении регрессии для общей площади каменных лавин ограниченных с фронта даже несколько выше, чем в аналогичном уравнении для H_{\max} . Для неограниченных лавин оно несколько ниже, но все равно высокое. А вот для канализированных лавин, хотя визуальная зависимость достаточно устойчивая (см. рис. 6.11), значение коэффициента корреляции оказалось неожиданно низким (расчеты велись в программе Excell).

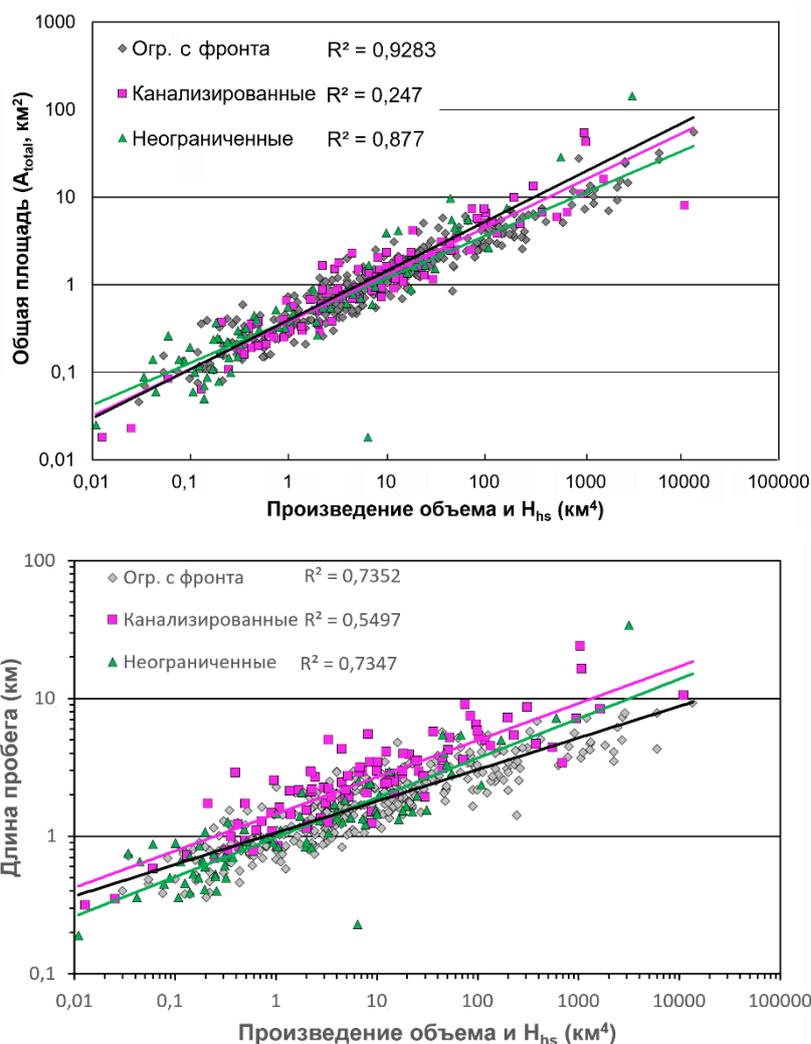


Рис. 6.11. Соотношения между общей площадью (A_{total}) и произведением объема на высоту цирка ($V \times H_{hs}$) у каменных лавин с разными условиями распространения. Приведены значения R^2 для соответствующих уравнений регрессии.

Рис. 6.12. Соотношения между длиной пробега (L) и произведением объема на высоту цирка ($V \times H_{hs}$) у каменных лавин с разными условиями распространения. Приведены значения R^2 для соответствующих уравнений регрессии.

Напротив, в уравнениях регрессии, связывающих длину пробега (L) с произведением ($V \times H_{hs}$), значения коэффициента R^2 для канализированных каменных лавин хотя и меньше, чем для лавин других типов (см. рис. 6.12), но существенно выше, чем у соотношений, полученных при умножении объема на максимальную высоту смещения (см. рис. 6.9). Для каменных лавин ограниченных с фронта и для неограниченных они несколько превышают 0,73, что хотя и ниже, чем для аналогичных соотношений, учитывающих максимальную высоту смещения, но все же достаточно велики.

Таким образом, канализированные каменные лавины характеризуются наименее устойчивой зависимостью от потенциальной энергии смещающегося массива, а корреляция между длиной пробега (L) и произведением объема на максимальную высоту смещения ($V \times H_{max}$) практически отсутствует (см. рис. 6.9). Можно предположить, что на такие результаты статистического анализа влияет то, что при движении многих лавин, отнесенных к канализированному типу, возникали ситуации, характерные и для других условий распространения. Так Сеитская каменная лавина остановилась, ударившись о борт долины на ее крутом повороте (см. рис. 3.57, 58), т.е. в

условиях фронтального ограничения. Напротив, Каракистыякская каменная лавина в Южном Казахстане (42.58° с.ш., 73.13° в.д.), выйдя из узкой боковой долины и ударившись о противоположный борт основной долины (см. рис. 4.37), т.е. также в условиях фронтального ограничения, не остановилась, а повернула почти под прямым углом и прошла вниз по основной долине еще несколько километров, до отметки 2230 м. Некоторые канализированные лавины, вышедшие в широкие долины, как, например Хаитская 1949 г. (см. рис. 4.38), двигались далее, как неограниченные. На распространение канализированных каменных лавин могла влиять и непрямолинейность некоторых долин, по которым они смещались. Корректный статистический анализ таких более сложных случаев может быть проведен только с использованием намного большей базы данных, чем имеется в настоящее время.

Для лучшего понимания влияния различных параметров и точности их определения на оценку подвижности каменных лавин, следует также учитывать диапазон изменчивости каждого из исследуемых параметров, который можно охарактеризовать, как отношение максимального и минимального значений, приведенного в базе данных (табл 6.6). Из этой таблицы следует, что если параметры, характеризующие высоту смещения (H_{hs} , H_{max} , H – см. пояснения в разделе 4.2) изменяются примерно в 70 раз (т.е. меньше, чем на 2 порядка), то объем меняется на 5 порядков, что примерно соответствует кубу изменения высоты.

Диапазон же изменчивости двумерных параметров, характеризующих площадь (A_{total} и A_{dep}) примерно на порядок меньше, чем квадрат диапазона изменчивости линейного параметра – длины пробега (L). Т.е. площадь растет непропорционально медленнее, чем длина пробега, что указывает на преобладание движения, направленного вперед, по ходу каменных лавин, вне зависимости от условий распространения материала, хотя для канализированных лавин этот эффект, что ожидаемо, выражен сильнее (см. рис. 6.7).

Для канализированных каменных лавин отсутствие растекания в стороны очевидно и обусловлено ограничениями в виде бортов долины. Но ряд неограниченных каменных лавин, таких как Чаарташская-3 (см. рис. 4.4) или каменная лавина, показанная на рис. 4.36-С, также распространялись только вперед, в то время как другие образовывали веерообразные или изометричные тела (см. рис. 3.8, 4.28, 4.31). Схожие явления наблюдались, когда некоторые канализированные каменные лавины, выходя из узких долин в межгорные впадины или на широкие террасы крупных речных долин, как, например, Чукурчакская (Гущенко, Леонов, 1972; Чедия, Лемзин, 1980) и Хаитская также образовывали веерообразные в плане тела (см. рис. 4.31, 4.38, 6.13). Такие "аномальные конуса выноса" (Jagman et al., 2011), рассмотрены в разделе 4.1.3.

Табл. 6.6. Изменчивость исследуемых параметров каменных лавин

Диапазон значений	Исходные параметры				Результирующие параметры		
	H_s	H_{max}	H	V	L	A_{dep}	A_{total}

	(км)	(км)	(км)	(10 ⁶ м ³)	(км)	(км ²)	(км ²)
Min*	0.05	0.05	0.05	0.08	0.19	0.02	0.02
Max	1.84	3.4	3.33	10000	34	128	144
Отношение Max/Min	37	68	67	125000	179	6400	7200

H_s – разница высот между бровкой цирка и основанием обрушившегося склона (точка А на рис. 5.8);
 H_{max} – разница высот между бровкой цирка и наиболее низкой точкой в основании отложений каменной лавины; H – разница высот между бровкой цирка и фронтом каменной лавины. Для неограниченных и канализованных каменных лавин $H = H_{max}$, но для лавин с фронтальным ограничением $H \ll H_{max}$.
 * Каменные лавины обычно формируются при объеме обрушения, превышающем 1×10^6 м³. Однако несколько меньших оползней, включенных в базу данных, также имеют признаки течения материала, и могут быть отнесены к каменным лавинам. Следует также учитывать замечание в работе (Corominas, 1996) что "маленькие оползни ... имеют избыточную длину пробега, аналогично большим оползням". Поэтому примеры с объемом меньшим 1 миллиона кубометров, включенные в базу данных, не были исключены из анализа.



Рис. 6.13. Фронтальная часть Чукурчакской каменной лавины, вышедшей из узкой ложбины в долину р. Чаткал (41.805° с.ш., 71.15° в.д.) и распространившейся на 2 км вдоль реки по поверхности террас высотой 12-20 м. Стрелочками показано направление движения материала

Количественной характеристикой распространения материала в направлении, поперечном к направлению движения каменной лавины, может служить отношение максимальной ширины тела каменной лавины (W_{dep}) к ширине основания цирка (W_{scar}). Такие расчеты были сделаны для 531 каменной лавины с разными условиями ограничения, у которых были измерены обе величины (рис. 6.14). В случаях, когда резкое расширение происходило после выхода канализованных каменных лавин на неограниченные поверхности, как на рис. 4.31, 4.38, 6.13, в качестве W_{scar} бралась ширина устья долины или ложбины, по которой распространялась каменная лавина.

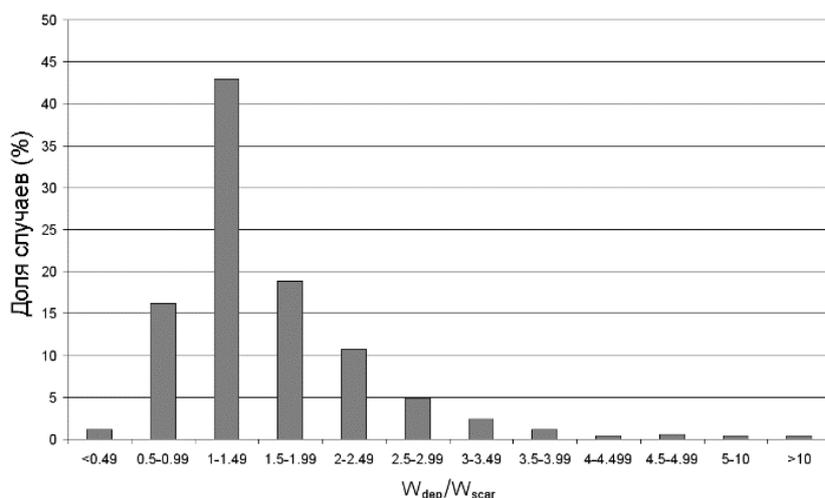


Рис. 6.14. Распределение каменных лавин по отношению параметров W_{dep}/W_{scar}

Распространение материала в стороны во многом зависит от наличия ограничений. Очевидно, что у канализированных лавин оно лимитировано шириной области транзита и аккумуляции. Для 83 неограниченных лавин в большинстве случаев отношение W_{dep}/W_{scar} не превышало 2, но в достаточно большом числе случаев достигало 4-4.5 (рис. 6.15). Большие значения получены лишь для нескольких каменных лавин с фронтальным ограничением, распространившимся вниз и вверх по долинам. Естественно, возникает вопрос, что определяет наличие или отсутствие движения материала в направлении, поперечном к изначальному направлению движения каменной лавины? Предполагается, что это можно объяснить следующим образом.

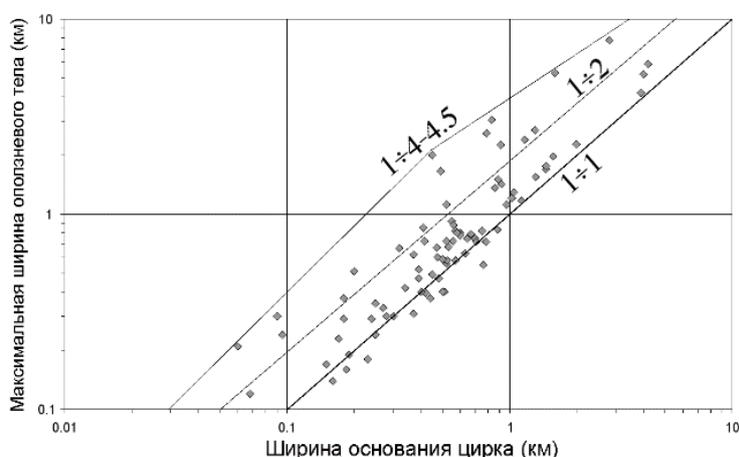


Рис. 6.15. Соотношение между шириной основания оползневого цирка и максимальной шириной отложений для неограниченных каменных лавин

Импульс (количество движения), приобретенный каменной лавиной в ходе ее первоначального движения с ускорением вниз по склону – векторная величина. Поэтому для изменения направления движения (вектора скорости), без чего невозможно движение материала в поперечном направлении, требуется привлечение дополнительных сил. Такие силы могут возникать, в частности, при распластываниидвигающегося тела, сложенного раздробленным материалом под действием силы тяжести и вибраций, неизбежных при его перемещении. Сила тяжести, направленная вниз, порождает силы, направленные в стороны, как при растекании жидкости. В идеальных условиях (движение по горизонтальной плоскости) эти "дополнительные" силы действуют

во всех направлениях – и вперед, и назад, и в стороны. Если их величина такова, что она превышает силу трения по основанию, постепенно распластывающаяся обломочная масса будет распространяться и вперед и в стороны, формируя веерообразные или изометричные тела. По-видимому, именно такие условия возникают, когда каменная лавина движется по поверхности с низким коэффициентом трения или сложенной материалом с низкой прочностью на сдвиг. Это могут быть ледники, поймы и низкие террасы с неглубоким залеганием грунтовых вод, а также поверхности, покрытые снегом. Если же прочность материала поверхности, по которой распространяется каменная лавина, велика (например в сухих межгорных впадинах, выполненных слившимися грубообломочными конусами выноса), и сил, действующих в поперечном направлении недостаточно, чтобы преодолеть силу трения, то дополнительный импульс, порождаемый гравитационным распластыванием (растеканием) материала, лишь суммируются с количеством движения по инерции, увеличивая в конечном итоге длину пробега.

6.3.4 Проверка применимости полученных соотношений

Как показал проведенный анализ, наилучшая корреляция установлена между площадью каменных лавин (общей – A_{total} , и отложений – A_{dep}) и произведением объема на высоту смещения ($V \times H_{max}$) (см. рис. 6.11) или на высоту цирка ($V \times H_{hs}$) (см. табл. 6.5). Для проверки применимости этих соотношений при решении прикладных задач, связанных с оценкой оползневой опасности и обусловленных ей рисков, было проанализировано несколько каменных лавин в других районах мира, для которых известны как исходные (V , H_{max}), так и результирующие (A_{total} , A_{dep}) параметры (табл. 6.7).

Для некоторых из них в литературе приведены разные значения объемов и площадей. В этих случаях они все включены в таблицу и рассматривались, как отдельные примеры. Поскольку потенциальная энергия должна быть пропорциональна объему массива в коренном залегании, а не объему отложений, для случаев, когда измерялся последний, эти значения уменьшались на 20%, чтобы учесть возможное разрыхление материала, а также захват грунта по пути прохождения каменной лавины. Расчеты для разных условий распространения проводились с учетом соответствующих коэффициентов в уравнениях регрессии, приведенных в табл. 6.1.

Рассчитанные по этим уравнениям оценки площадей в среднем отличаются от измеренных на $|30|$ – $|32|$ % (по модулю). Такая точность может рассматриваться, как приемлемая для предварительной оценки опасности. Получаемые таким образом оценки площади отложений позволяют предварительно оценивать и возможную высоту завальных плотин (Fomenko et al., 2020).

Табл. 6.7. Сопоставление измеренных и рассчитанных площадей оползней за пределами Центрально-Азиатского региона

Название оползня, страна	Условия распространения	Измеренная площадь ($A_{изм}$, км ²)		H_{max} (км)	Объем отложенный ($V_{дер}$, км ³)	Расчетная площадь (A_p , км ²)	Ошибка в %*	Исходный объем [#] (V_s , км ³)	Расчетная площадь (A_p , км ²)	Ошибка в %*	Ссылки	
		A_{total}	$A_{дер}$									Для объема отложенный ($V_{дер}$)
Шинмо, Китай	U	1.62		1.25	0.0077	1.29	20	0.0062	1.14	30	Fan et al. 2017	
Йигон, Китай	L	9.82		3.1	0.1	6.44	34	0.0051	1.02	37	Ouyang et al. 2017	
Дагуангбао, Китай	F	7.23		1.5	1.28	13.08	-81	1.024	5.7	42	Evans and Delaney 2011	
Везувий 5, Италия	U		0.1264	0.636	0.001	0.19	-52	0.6	11.73	-62	Chen et al. 2014	
Везувий 6, Италия	U		0.136	0.36	0.0011	0.15	-8	0.0008	0.17	-34	Huang et al. 2009, 2012	
Везувий 7, Италия	U		0.1456	0.41	0.0012	0.17	-14	0.0009	0.15	5	Shaller 1991	
Бормио, Италия	F		6	1.62	0.18	3.35	44	0.001	3	0	Shaller 1991	
Циргант, Австрия	U?	13.2		1.46	0.16	7.87	40	0.144	6.93	50	Heim 1932	
Кёфельс, Австрия	F		9.8		0.16	5.81	41	0.128	5.11	48	Heuberger et al. 1984, Dufresne et al. 2016	
		16	13.5	1.5	3	13.32	1	2.4	11.9	12	Dufresne et al. 2016	
Монт-Гранье, Франция	U		17.5	1.6	0.5	11.81	32	2.4	17.73	-11	Heuberger et al. 1984, Dufresne et al. 2016	
Флимз, Швейцария	F		40		12	31.89	20	0.4	10.39	41	Eisbacher and Clague 1984	
		61	52	2.12	12	31.89	39	8	25.99	35	Heim 1932, Poschinger et al. 2006	
Байге, Китай	F	1.62	0.85	0.7	0.034	1.56	-2	0.0272	0.85	-7	CDUT website (2018)	
Среднее (по модулю):										30	32	

* Относительная ошибка рассчитана как: $(A_{изм} - A_p) / A_{изм} \times 100$ (%)

Объем в коренном залегании (если он не измерен непосредственно) принят равным 80% от объема отложенный.

6.4 Подвижность вторичных каменных лавин

Как было отмечено выше, в разделе 5.3.2, т.н. "вторичные" каменные лавины характеризуются аномально высокой подвижностью, которая может быть обусловлена перераспределением импульса от резко тормозящейся части обломочной массы к ее части, способной продолжать движение (Strom, 2010). В работе (Strom, Abdrakhmatov, 2018) была предпринята попытка оценить на основе статистического анализа, насколько вторичные лавины мобильнее каменных лавин других типов, в первую очередь первичных. Поскольку число вторичных каменных лавин, выделенных с большой достоверностью и охарактеризованных количественно достигает 60, такой анализ, результаты которого приведены в этом разделе, основан на достаточно представительной выборке.

Для решения этой задачи было проведено сопоставление графиков, построенных по уравнениям регрессии, связывающим длину пробега мобильных частей вторичных каменных лавин с их объемом (рис. 6.16), высотой смещения (рис. 6.17), и с произведением этих параметров (рис. 6.18), с аналогичными графиками, связывающими длину пробега всех каменных лавин с их объемом (для всей совокупности, показанном на рис. 6.19), а также с графиками для каменных лавин с фронтальным ограничением и для неограниченных, показанными на рис. 6.9 и 6.10.

Большинство графиков построено для степенных билогарифмических уравнений регрессии, за исключением графика соотношений между длиной пробега подвижных частей вторичных каменных лавин и высотой от бровки вторичного цирка до фронта каменной лавины, у которого более высокий коэффициент корреляции получен для линейного уравнения регрессии (см. рис. 6.17).

Во всех проанализированных случаях мобильные части вторичных лавин характеризуются большей длиной пробега (рис. 6.20), что может рассматриваться, как подтверждение выдвинутой гипотезы о механизме их образования вследствие некоторого перераспределения импульса. Прыгающие лавины, также имеющие компактную и более подвижную лавинообразную части, встречаются весьма редко и подвижность их мобильных частей пока не может быть оценена статистически. Для каменных лавин с фронтальным ограничением было бы интересно учесть влияние поперечного сечения долин, которые они перекрывали. В первом приближении можно будет попробовать разделить эти долины на U-образные (ледниковые) и V-образные (эрозионные), но для такого анализа необходимо иметь более подробную цифровую модель рельефа.

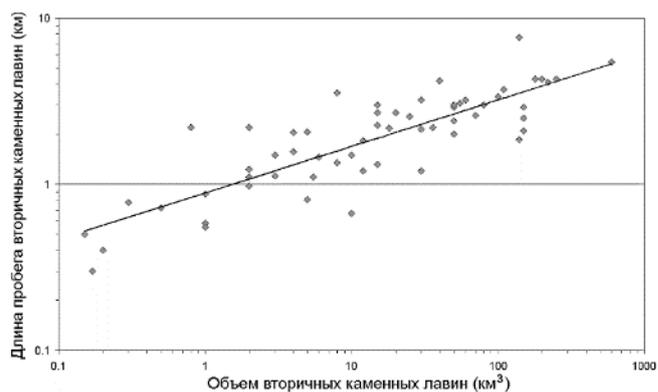


Рис. 6.16. Соотношение между объемом и длиной пробега подвижных частей вторичных каменных лавин $R^2=0.6995$ (60 случаев).

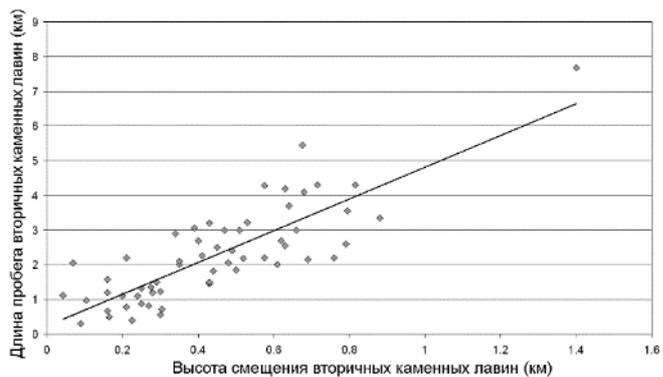


Рис. 6.17. Соотношение между высотой смещения и длиной пробега мобильных частей вторичных каменных лавин $R^2=0.6825$ (58 случаев).

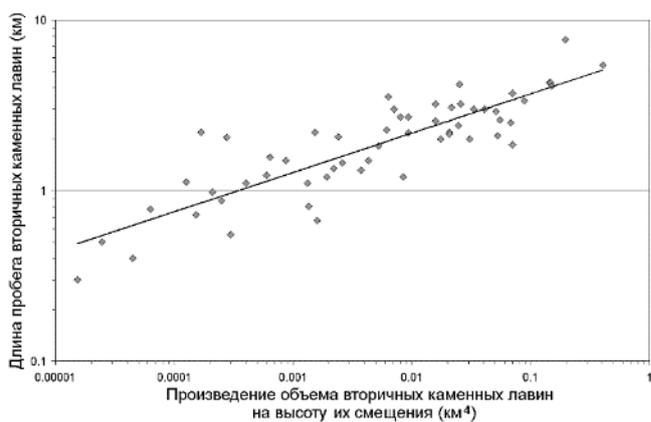


Рис. 6.18. Соотношение между произведением объема и высоты смещения и длиной пробега мобильных частей вторичных каменных лавин. $R^2=0.7438$ (58 случаев).

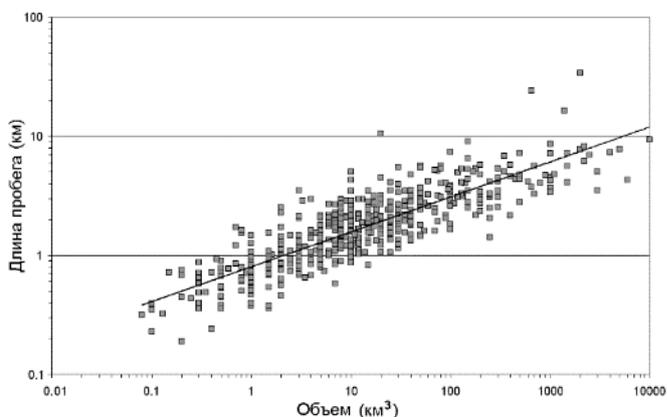


Рис. 6.19. Соотношение между объемом и длиной пробега каменных лавин без разделения на типы по условиям перемещения. $R^2=0.7126$ (536 случаев).

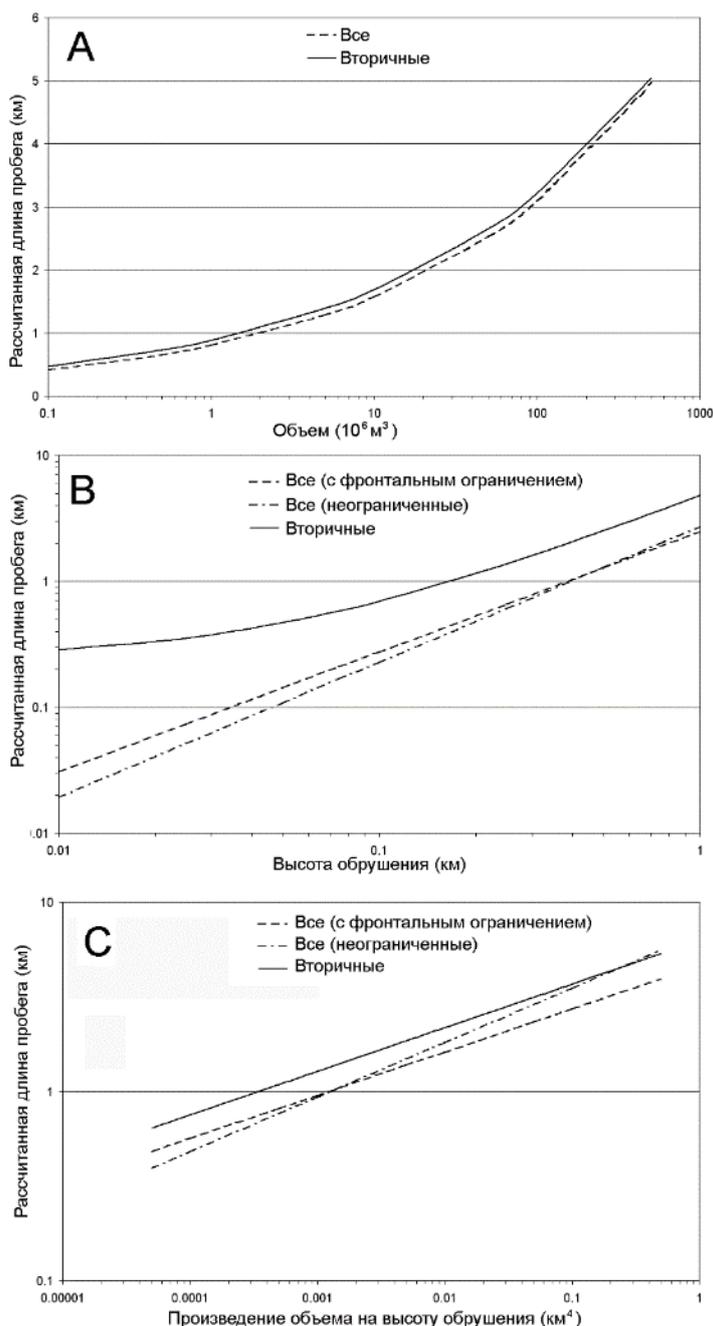


Рис. 6.20 Сопоставление длин пробега, рассчитанных по уравнениям регрессии для всей совокупности данных и для мобильных частей вторичных каменных лавин. (А) для заданного объема (V); (В) для заданной высоты смещения (H); (С) для заданного произведения $V \times H$.

6.5 Выводы к главе 6

Статистический анализ достаточно представительной базы данных оползней в скальных массивах Центральной Азии (Strom, Abdrakhmatov, 2017, 2018), большинство из которых, как показано выше, в главе 3, может быть отнесено к каменным лавинам, показал что наилучшей характеристикой их подвижности является отношение либо общей площади (A_{total}), либо площади отложений (A_{dep}) к произведению объема на максимальную высоту смещения ($V \times H_{\text{max}}$) (см. табл. 6.1).

Получены также эмпирические уравнения регрессии для соотношений между площадью поражения и длиной пробега неограниченных, канализированных и ограниченных с фронта каменных лавин с произведением объема на высоту цирка или обрушивающегося склона ($V \times H_{\text{hs}}$)

(см. табл. 6.5) позволяют с приемлемой точностью прогнозировать размеры области поражения будущих каменных лавин при наличии данных о размерах и положении потенциально неустойчивого массива скальных грунтов, что может быть использовано для оперативной предварительной оценки оползневой опасности и обусловленных ей рисков.

Показано, что вторичные каменные лавины действительно характеризуются несколько большей подвижностью их высококомобильных частей, чем лавины других типов.

Высказано предположение, что боковое растекание неограниченных каменных лавин обусловлено свойствами материала, слагающего поверхности, по которым они распространяются. Однако, чтобы подтвердить (или опровергнуть) это предположение на основе статистических данных, требуется бóльшая база данных о неограниченных каменных лавинах, чем использованная в данной работе, дополненная сведениями о механических свойствах отложений, слагающих поверхности по которым перемещались такие каменные лавины.

Существенно более представительная база данных, в идеале, глобальная, необходима для анализа количественных соотношений для выборок, учитывающих не только условия распространения каменных лавин, но и другие классификационные критерии, описанные в предыдущей главе.

7 СЕЙСМОГЕННЫЕ ОПОЛЗНИ И КАМЕННЫЕ ЛАВИНЫ; КРИТЕРИИ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ

Краткий обзор работ по изучению сейсмогенных оползней и разработке критериев их выделения среди всей совокупности проявлений склоновых процессов различного генезиса был приведен в главе 2. Необходимо, тем не менее, отметить, что, несмотря на многолетние исследования, проводившиеся как в нашей стране, так и за рубежом, проблема надежного и обоснованного выделения доисторических сейсмогенных оползней, в том числе произошедших в скальных массивах, и производных от них каменных лавин все еще далека от окончательного разрешения.

В предлагаемой диссертационной работе автор не ставил задачу всесторонне рассмотреть эту сложную проблему, так как это могло бы быть темой отдельной диссертации. В этой главе, на примере ряда центральноазиатских оползней, лишь подчеркнута сложность и неоднозначность выявления доисторических сейсмогенных оползней в скальных массивах и описаны некоторые особенности их строения, которые, по мнению автора, могут указывать на сейсмическое происхождение таких образований. Следует подчеркнуть, что обоснованное отнесение таких образований к категории сейсмогенных имеет важнейшее значение для оценки не только оползневой, но и сейсмической опасности горных районов.

7.1 Результаты обследования некоторых исторических сейсмогенных оползней Центральной Азии

Большинство крупных (высокомагнитудных) землетрясений Центральной Азии сопровождалось образованием больших оползней на высоких склонах, сложенных коренными породами. Есть, впрочем и исключения – например, второе Сарезское землетрясение 07.12.2015 г., которое не вызвало сколько-нибудь значительных обрушений (Ищук, Стром, 2016). Сведения о наиболее крупных и достоверно известных сейсмогенных оползнях этого региона приведены в табл. 7.1. Сразу отмечу, что сравнительно небольшое число достоверных случаев крупномасштабных обрушений склонов при землетрясениях и их морфологическое разнообразие не позволяет провести статистически корректный анализ факторов, благоприятствующих образованию сейсмогенных оползней.

Обследование территорий, где при исторических землетрясениях произошли известные сейсмогенные оползни и тщательное дешифрирование материалов дистанционных съемок позволило, во-первых, выявить ранее не описанные обрушения высоких горных склонов, которые также могли произойти при этих землетрясениях, во-вторых, обнаружить следы предшествующих крупных оползней в скальных массивах и, в третьих, выявить участки, где значительные

обрушения могут произойти в будущем, в том числе при неизбежных в этом сейсмически активном регионе землетрясениях. Наиболее интересные случаи, а также некоторые примеры неоднозначной и спорной интерпретации имеющихся данных рассмотрены ниже.

Табл. 7.1. Основные параметры крупных оползней в скальных массивах Центрально-Азиатского региона, произошедших при известных землетрясениях

Год, название землетрясения и его магнитуда	Название оползня	Тип горных пород	Примерный объем (миллионов м ³)	Разница высот между бровкой цирка и фронтом тела / длина пробега (км) и тип ограничений	Основные особенности
1887, Верненское, 7.3	Акджарский	Граниты, метаморфические сланцы	7-10	0.15-0.4 / 1.73. Канализированный	Очень сложно построенная область питания – одновременное обрушение на нескольких склонах (см. Рис. 1.1).
1911, Сарезское, 7.7	Усойский	Терригенные, карбонатные, гипсы, ангидриты	2200	1.67 / 6.14. С фронтальным ограничением	Очень глубокий клинообразный оползневой цирк, бровка которого приурочена к выраженной ступени в рельефе; верхняя часть оползневого тела сложена сохранившимся блоком размером ~1×1 км; оползень образовал Сарезское озеро глубиной до 500 м. (см. Рис. 1.3, Рис. 3.37, Рис. 4.50, Рис. 5.3).
1911, Кеминское, 8.2	Ананьевский	Граниты	30	0.42 / 1.24. Частично канализированный	Обрушение отрога длиной и шириной несколько сотен метров непосредственно в висячем крыле сейсмогенного надвига; Практически плоская тыловая стенка отрыва (см. Рис. 1.2; Рис. 3.72).
	Каиндинский	Метаморфизованные осадочные породы	5	0.46 / 1.4. Частично канализированный	Обрушение произошло непосредственно в поднятом крыле сейсмогенного разрыва.
	Чиликский	Метаморфизованные осадочные породы и граниты	8	0.81 / 2.3. С фронтальным ограничением	Часть смещенного материала осталась на склоне в цирке; оползень перекрыл реку, но позднее плотна была размыта (см. Рис. 7.2).
1949, Хаитское, 7.4	Хаитский	Гнейсы, граниты, сланцы	100	1.375 / 7.41. Канализированный	Очень глубокий неровный цирк, захвативший склон до водораздела; оползень преобразовался в каменную лавину с большой длиной пробега, включив "по пути" значительное количество лессовидных суглинков и воду несколько мелких озер (см. Рис. 1.4; Рис. 4.38; Рис. 5.4)
1992, Суусамырское, 7.3	Бельалдинский	Граниты	20	0.665 / 1.61. Канализированный	Оползень перекрыл верховья долины и год спустя в ней сформировался катастрофический селевой поток.

7.1.1 "Новые" оползни в эпицентральных зонах известных землетрясений

В ходе изучения районов, где в историческое время происходили крупные (высокомагнитудные) землетрясения, сопровождавшиеся известными (описанными в литературе) крупными оползнями, в ряде случаев удалось обнаружить ранее не описанные оползни и каменные лавины, некоторые из которых могли произойти при этих же событиях, а некоторые произошли, что весьма вероятно, при предшествовавших крупных землетрясениях.

Как уже отмечалось, впервые в Центральной Азии массовое образование крупных оползней, в том числе на склонах, сложенных скальными грунтами, было описано при Верненском землетрясении 1887 г. (Мушкетов, 1890). При обследовании одного из них – Акджарского в бассейне р. Аксай к западу от Алматы (см. рис. 1.1), проведенного автором совместно с коллегами из Института Географии АН Казахстана в 2019 г., было обнаружено, что на этом участке и ранее происходили крупномасштабные обрушения скальных массивов. Так, вблизи подножия склона было найдено сильно размытое тело древней каменной лавины, выше которой накопилась толща подпружных отложений мощностью около 10 м (рис. 7.1). Аналогичные признаки периодических обрушений на том же или на смежных склонах, скорее всего при сильных землетрясениях, описаны, к примеру, в работе (Wasovski et al., 2021) на примере каменной лавины Йанджа, произошедшей при Венчуанском землетрясении 2008 г., где также были обнаружены следы предшествовавшей каменной лавины.



Рис. 7.1. Озерные отложения (белесые илы с отчетливо выраженной слоистостью на переднем плане), накопившиеся в заиленном озере, подпруженном телом древней каменной лавины (RA) на участке Акджарского оползня 1887 г.

Датирование отложений более древней каменной лавины и подпрудных отложений, накопившихся в образованном ей завальном озере, позволит оценить повторяемость сильных землетрясений, что крайне важно для объективной оценки сейсмической опасности г. Алматы.

Крупнейшим и наиболее подробно изученным во всем Центрально-Азиатском регионе было Кеминское землетрясение 1911 г. с $M_s=8.2$. Оно привело к образованию ряда крупных оползней в скальных массивах, таких как Чиликский (рис. 7.2), Каиндинский, Ананьевский (см. рис. 1.2, 3.72), описанных в работе (Богданович и др., 2014).



Рис. 7.2. Чиликский оползень и образованное им подпрудное озеро (в настоящее время спущено). Панорама из работы (Богданович и др., 2014).

В ходе дешифрирования в пределах эпицентральной области Кеминского землетрясения удалось обнаружить еще несколько "свежих" обрушений высоких горных склонов, которые с большой вероятностью могли образоваться при этом же землетрясении, но были пропущены группой К.И. Богдановича, проводившей обследование после землетрясения, так как они, по понятным причинам, не могли посетить каждую долинку на огромной малонаселенной и, местами, труднодоступной территории, охваченной землетрясением.

Один из таких оползней (рис. 7.3) находится в долине р. Талды (42.913° с.ш., 78.158° в.д.), в 12 км к югу от Чиликского оползня. Около 7 миллионов m^3 обломков гранитов лежат на дне долины непосредственно ниже области развития молодых ледниковых форм рельефа, но, при этом, не затронуты ледниковыми процессами. В непосредственной близости от него есть и другие оползневые тела намного меньшего размера. Судя по степени сохранности отложений, можно полагать, что возраст этих тел не превышает примерно 100 лет, т.е. они вполне могли образоваться при Кеминском землетрясении 1911 г. (или при предшествующем Чиликском землетрясении 1889 г., плейстосейстовая область которого также охватывала хребты к северу от озера Иссык-Куль).

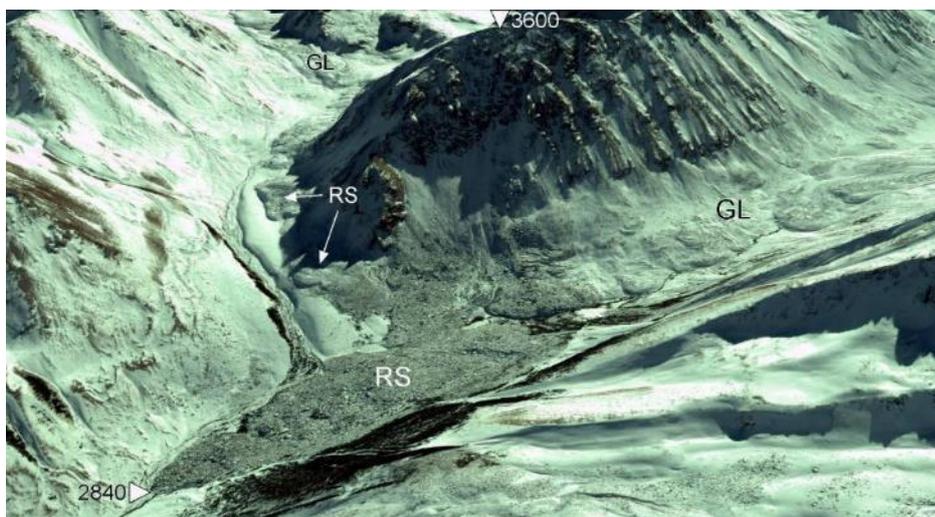


Рис. 7.3. Свежая каменная лавина в верховьях р. Талды и ее взаимоотношение с молодыми ледниковыми отложениями. RS – оползни в скальных массивах, крупнейший из которых трансформировался в каменную лавину, GL – ледниковые образования (морены) и каменные глетчеры. Перспективное изображение Google Earth; съемка в ноябре 2014 года

Еще один молодой оползень на склоне, сложенном коренными породами, образовал завальную плотину в узкой труднодоступной долине р. Б. Орюкты, примерно в 5 км выше ее устья (42.988° с.ш., 77.935° в.д.). Около 50 миллионов м³ ордовикских терригенных отложений было вовлечено в осов, в результате которого образовался двойной водораздел, показанный на врезке на рис. 7.4. Около 2 миллионов м³ обрушилось, образовав завальную плотину. Небольшие обрушения произошли и в соседней долине.



Рис. 7.4. Завальная плотина в долине р. Б. Орюкты. Каменная лавина распространилась вниз по долине до отметки 2105 м. На гребне рядом с цирком видны оползневые заколы (отмечены на врезке оранжевыми стрелочками). RS – небольшой оползень в скальном массиве в боковой долине. Перспективное изображение Google Earth

Плотина, образованная первичной каменной лавиной, была частично прорвана, скорее всего в результате перелива через гребень. Свежесть оползневого цирка и слабая залесенность оползневого тела, резко отличающаяся от окружающих склонов, указывают на молодость этого

оползня. Учитывая, что он находится в эпицентральной зоне Кеминского землетрясения 1911 г., велика вероятность того, что обрушение могло быть вызвано именно этим событием. Еще один оползень объемом около 200 000 м³ сошел с борта этой долины выше по течению (42.902° с.ш., 77.906° в.д.).

Еще один молодой оползень выявлен на высоком склоне в бассейне р. Чон-Урюкту, в 16 км восточнее Ананьевского оползня (42.813° с.ш., 77.6286° в.д.). Около 3 миллионов м³ выветрелых гранитов сорвалось с верхней части 700-метрового склона и трансформировалось с каменную лавину, ушедшую вниз по склону и по пути разделившуюся на 2 ветви (рис. 7.5). Меньшая часть остановилась на отметке примерно 2410 м над уровнем моря, а основная каменная лавина – на отметке 2200 м, пройдя расстояние в 2.12 км. Свежесть оползневых отложений и расположение этой лавины в плейстосейстовой области Кеминского землетрясения позволяет предполагать, что и это обрушение могло быть вызвано данным землетрясением.

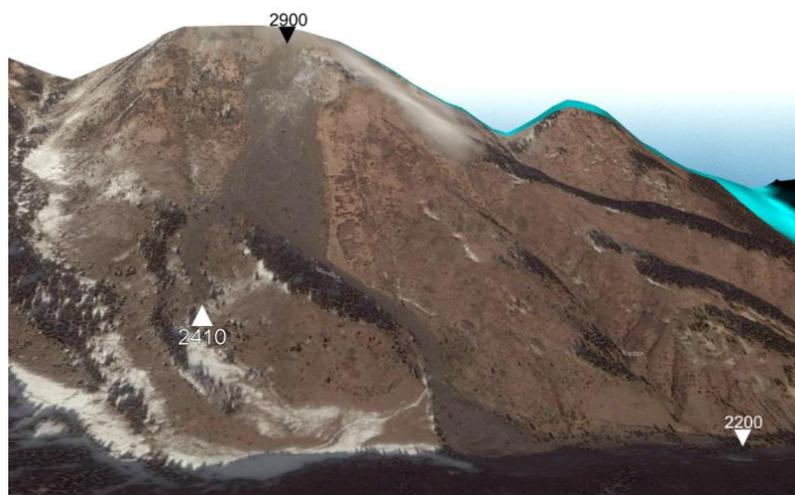


Рис. 7.5. Свежая каменная лавина в бассейне р. Чон-Урюкты. Изображение с ресурса SAS Planet наложенное на 3" ЦМР SRTM. Перспективное изображение визуализировано с помощью программы Global Mapper

7.1.2 Неоднозначные и противоречивые данные

Приводимые в литературе данные об обрушениях высоких горных склонах при многих других сильных землетрясениях – Нилкинском 1812 г., Беловодском 1885 г., Чиликском 1889 г., Кашгарском 1902 г., Манасском 1906 г., Каратагских 1907 г., Чаткальском 1946 г., к сожалению либо отрывочны, либо противоречивы.

Так, в большинстве популярных источников, таких как Википедия, указано, что некоторые из наиболее молодых оползней в Южном Казахстане, в долинах правых притоков реки Чилик – рек Каинды и Кель-Сай, дренирующих восточную часть северного склона хр. Кунгей Алатау, могли произойти либо при Чиликском землетрясении 1889 г., либо даже при Кеминском землетрясении 1911 г. Речь идет, в частности, об оползневых плотинах, образовавших завальные озера

Каинды (42.99° с.ш., 78.469° в.д.) (рис. 7.6) и Нижнее Кольсайское (42.995° с.ш., 78.325° в.д.) (рис. 7.7) в которых сохранились затопленные Тянь-Шаньские ели.



Рис. 7.6. Затопленный лес в озере Каинды

Однако, образцы их древесины, отобранные В.А. Гапичем и обработанные Л.Д. Суллержицким в лаборатории ГИН РАН (образцы ГИН 6507 и 6506) дали с вероятностью 95.4% возраст в 430 ± 60 лет (1406-1635 годы) и 400 ± 30 лет (1436-1625 годы), т.е. оказались намного более древними (калибровка проводилась с использованием программы CalPal (<http://www.calpal-online.de>). Замечу, что даже без учета этих данных вероятность образования этих завальных плотин при Кеминском землетрясении 1911 г. крайне мала, так как и основные разрывы этого землетрясения и крупные оползни располагались существенно западнее, что и было отражено на карте, составленной экспедицией под руководством К.И. Богдановича (см. рис. 7.8). Разрывы же Чиликского землетрясения проходят всего в нескольких километрах от этих оползней (Abdrakhmatov et al., 2016). Однако, вышеупомянутые результаты датирования заставляют усомниться в связи рассматриваемых оползней и с Чиликским землетрясением. Тем не менее, ряд признаков действительно позволяет предполагать, что эти завальные плотины образовались при землетрясениях, но, скорее всего, более древних.



Рис. 7.7. Вид на Нижнее Кольсайское озеро и затопленные стволы деревьев у его берега

Рассмотрим строение этих участков более подробно. Нижнее Кольсайское озеро образовано оползневой плотиной, находящейся в 5-6 км от разрыва, предположительно Чиликского землетрясения 1889 г. Особенностью этого оползня объемом около 135 миллионов м³ (рис. 7.9) является то, что он произошел непосредственно в зоне крупного новейшего разлома, по которому палеозойские вулканические и осадочные породы надвинуты неогеновые красноцветы. В верхней части оползень двигался на СВ по азимуту 25°, а далее повернул на ВЮВ, аз. 110°-115°. Плотина промыта на значительную глубину и для предотвращения ее дальнейшего размыва был сделан специальный бетонный лоток.

Еще два крупных оползня объемом, соответственно, ~30 и ~7 миллионов м³, образующих подпрудные озера, находятся выше по течению реки (42.944° с.ш., 78.321° в.д. и 42.914° с.ш., 78.346° в.д. Эти завальные плотины, сложенные палеозойскими вулканогенными породами и гранитами, сохранились практически в первозданном виде, несмотря на явные признаки перелива в период высокого стояния воды (рис. 7.10). Столь резкие различия в состоянии плотин, по-видимому, обусловлены различием в свойствах слагающих их обломочных толщ и их способности противостоять эрозии. Следует отметить, что на участке между Нижним и Средним озерами дно долины практически на всем его протяжении (около 5 км) завалено многочисленными мелкими обвалами и глыбовыми осыпями. Наличие на сравнительно коротком участке долины нескольких крупных завальных плотин и большого числа мелких обвалов может указывать на то, что все эти обрушения произошли при сильном землетрясении. Следует отметить, что плотина Среднего озера поросла густым лесом, что говорит о ее более древнем возрасте, чем конец XIX – начало XX века, когда произошли Чиликское и Кеминское землетрясения.

Надо также отметить, что примерно в 6 км ниже по течению от плотины Нижнего Кольсайского озера, в непосредственной близости от молодого разрыва, предположительно Чиликского

землетрясения 1889 г., на правом борту долины р. Кель-Сай находится еще один крупный оползень в неогеновых отложениях, который активизировался в апреле 2018 г., без явной связи с каким-либо значительным землетрясением (см. рис. 1.8). За несколько дней до этого на значительном удалении от описываемого участка произошло землетрясение с магнитудой около 5, интенсивность которого в ближайшем населенном пункте, ауле Саты, не превышала 3 баллов. Вопрос, насколько активизация уже существовавшего оползня была связана именно с этим событием, учитывая, что оползень произошел весной, после таяния снега, и можно ли считать его сейсмогенным, остается открытым.

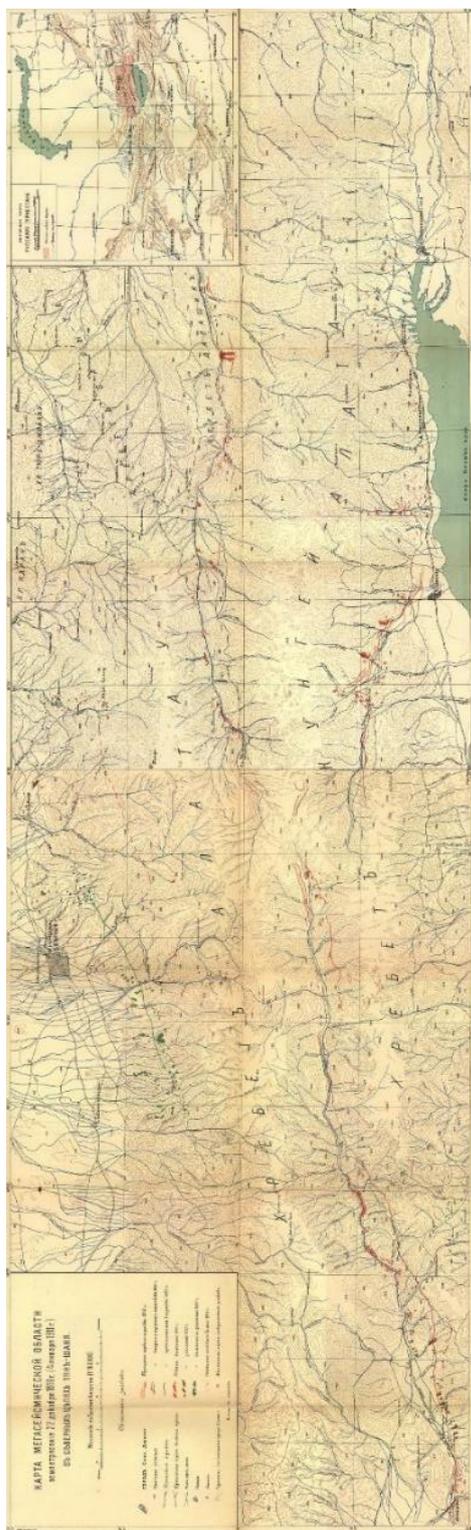
Оползень, создавший завальное озеро Каинды в расположенной восточнее в одноименной долине (рис. 7.11) сошел с верхней части ее правобережного борта высотой более 1 км, что традиционно считается характерным для сейсмогенных оползней (Croizer, 1992; Jibson, 1996), хотя, как будет показано ниже, не является однозначным доказательством их сейсмического происхождения.

Сравнительно молодой завал объемом около 8 миллионов кубометров был образован каменной лавиной, а большой блок в приводораздельной части хребта рядом со ее стенкой отрыва лишь закололся и сместился на 50-60 м, создавая предпосылки для возможных обрушений в будущем. Озеро было частично спущено при прорыве плотины в 1980 г., когда его уровень упал примерно на 10 м. Следы этого прорыва вплоть до настоящего времени видны на протяжении около 2.5 км ниже по течению реки.

В ходе полевого обследования в 2019 году было установлено, что этот, относительно молодой завал заполнил каньон, выработанный в намного более крупной и намного более древней завальной плотине, на теле которой и находится лагерь, показанный на рис. 7.11. Колоссальный округлый цирк оползня, создававшего эту плотину, прекрасно виден на склоне и молодой оползень сформировался на южном краю этого оползневого цирка (см. рис. 7.11). Фронт древней каменной лавины сохранился на левом борту долины, примерно в 90 м выше современного уровня озера Каинды, где он образует тонкий плащеобразный покров на склоне мощностью несколько метров, т.н. брандунг (Heim, 1932) (рис. 7.12).

Еще одним доказательством того, что долина реки запруживалась здесь, как минимум, дважды, является то, что затопленные деревья примерно одной и той же высоты распространены равномерно по всей ширине озера Каинды (см. рис. 7.6), т.е. они росли не на бортах глубокого V-образного каньона, а на плоском дне долины. Это однозначно указывает на то, что до того, как древняя завальная плотина была прорвана, образованное ей озеро было частично заилено, и эта выровненная поверхность поросла густым лесом, который и оказался затоплен при повторном, более молодом обрушении.

Рис. 7.8. Карта остаточных деформаций (разрывов, оползней) Кеминского землетрясения 1911 г. (1910 г. по старому стилю). Из работы (Богданович и др., 2014)



Отмечу что в Нижнем Кольсайском озере, где также были найдены затопленные деревья, они видны только в прибрежной части (см. рис. 7.7), т.е. это озеро образовалось в V-образной долине реки в результате ее одноактного перекрытия.

Проведенный анализ показал, во-первых, отсутствие достоверной связи озер в этой части Северного Тянь-Шаня с известными сильными землетрясениями, и, в то же время, возможность оценить повторяемость таких землетрясений путем датирования разновозрастных крупномасштабных оползней.

Столь же противоречивы представления о связи известных Белогорских каменных лавин (42.638° с.ш., 74.285° в.д., рис. 7.13, 7.14) с сильным ($M \sim 7.0$) Беловодским землетрясением, произошедшим в 1885 г. западнее столицы Киргизии г. Бишкек (в то время крепости Пишпек). Традиционно считается, что они произошли именно при этом землетрясении, последствия которого были описаны в работе инженера И.В. Игнатъева, проводившего обследование его последствий (Игнатъев, 1886).

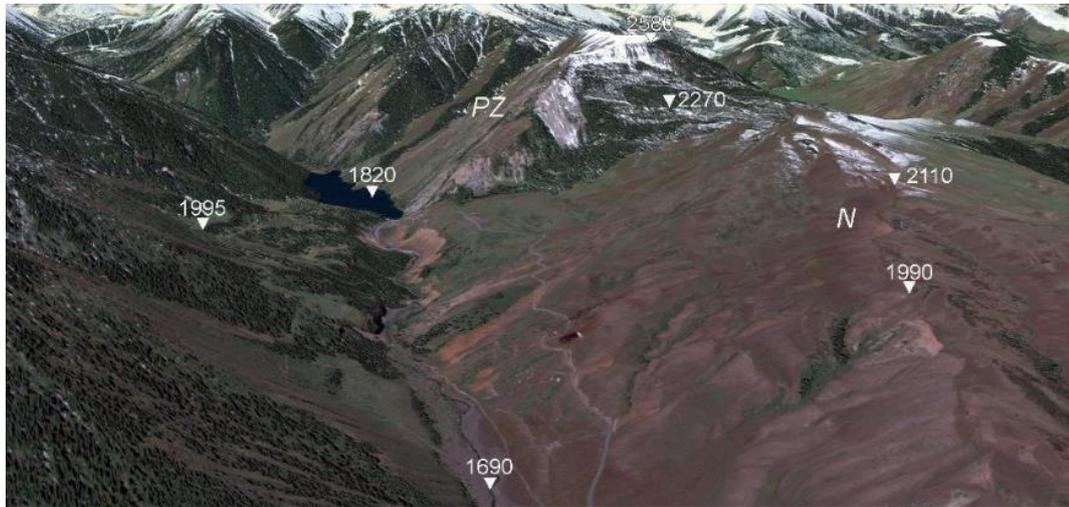


Рис. 7.9. Нижне-Кельсайский оползень. Перспективное изображение Google Earth



Рис. 7.10. Вид на Среднее Кель-Сайское озеро от истока реки

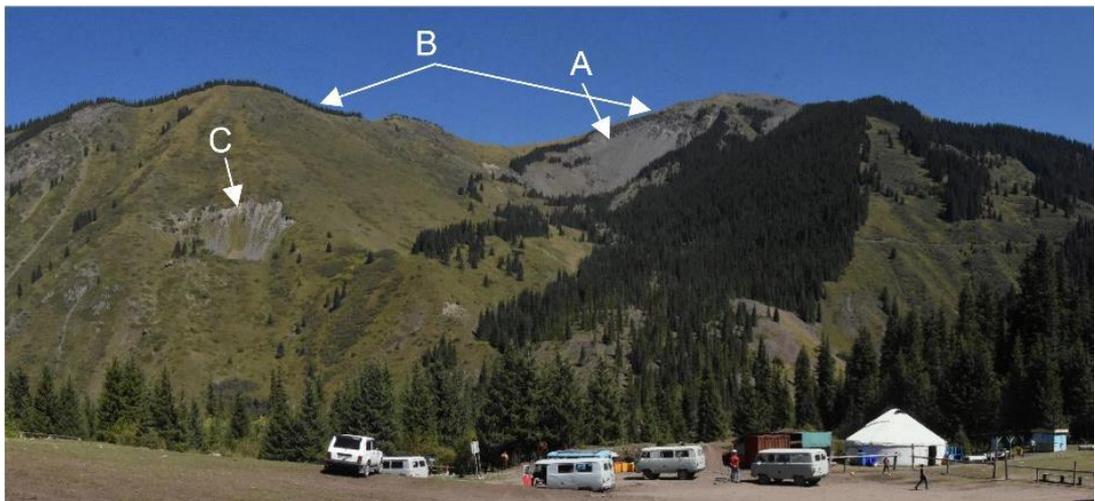


Рис. 7.11. Молодой (А) и намного более крупный древний (В) оползневые цирки на правом борту долины р. Каинды. В левой части снимка виден еще один молодой оползень (С). Туристический лагерь находится на выровненной поверхности тела древней завальной плотины



Рис. 7.12. Фронт древней каменной лавины (брандунг – BR) на склоне левого борта долины р. Каинды, примерно в 50 м выше основной поверхности завальной плотины, на которой расположен туристический лагерь (см. рис. 7.11)

Однако в указанной работе нет ни малейшего упоминания об этих очень выразительных оползнях, хорошо видимых даже с предгорной равнины, где и располагались деревни, разрушенные землетрясением, обследованные в ходе экспедиции. Не упоминаются они и в приложении к отчету И.В. Мушкетова об обследовании последствий Верненского землетрясения 1887 г., в котором описаны эффекты и Беловодского землетрясения (Мушкетов, 1890, стр. 112-115), хотя и Игнатъев и Мушкетов отмечали намного меньшие по своим масштабам обвалы, сели и обломочные лавины, произошедшие при Беловодском землетрясении. В частности, указано, например, что в реке Аксу, протекающей в соседней к западу долине, временно пропадала вода, что свидетельствует о ее перекрытии завальной плотиной, следы которой, действительно видны в этой долине.



Рис. 7.13. Панорама Белогорских оползней

Попытки определить возраст Белогорских оползней дендрохронологическим методом, к сожалению, не увенчались успехом, так как все деревья (горный можжевельник – арча) растущие и на оползневых телах и на окружающих склонах, оказались не старше ~60 лет. По-видимому,

более старый лес был полностью уничтожен в годы Великой Отечественной войны, как единственный источник топлива для местного и эвакуированного населения. Замечу, что на Сеитской каменной лавине дендрохронологический метод датирования оказался весьма эффективным и показал, что обрушение произошло более, чем 320 лет тому назад (возраст наиболее старого дерева, определенный
О.Е. Максимовой, ИГ РАН).

Принципиально важной особенностью Белогорских каменных лавин является то, что их языки сливаются, залегая рядом, а не наложены один на другой (рис. 7.15). Это указывает на то, что обрушения на разноориентированных склонах, расположенных примерно в 1500 м друг от друга, произошли фидические одновременно, скорее всего действительно при сильном землетрясении. Возраст этого события все еще нуждается в уточнении. Интересно, что рядом находится еще одна, намного меньшая по объему и, судя по степени задернованности, намного более древняя каменная лавина (С на рис. 7.14), заполнившая долину небольшого сухого лога (рис. 7.16).

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что катастрофические обрушения склонов в Северном Тянь-Шане, с большой вероятностью связанные с сильными землетрясениями, неоднократно происходили на одних и тех же участках. Надежное датирование таких повторяющихся оползней и каменных лавин, при условии доказательства их сейсмического происхождения позволит судить о повторяемости сильных землетрясений на этих участках.

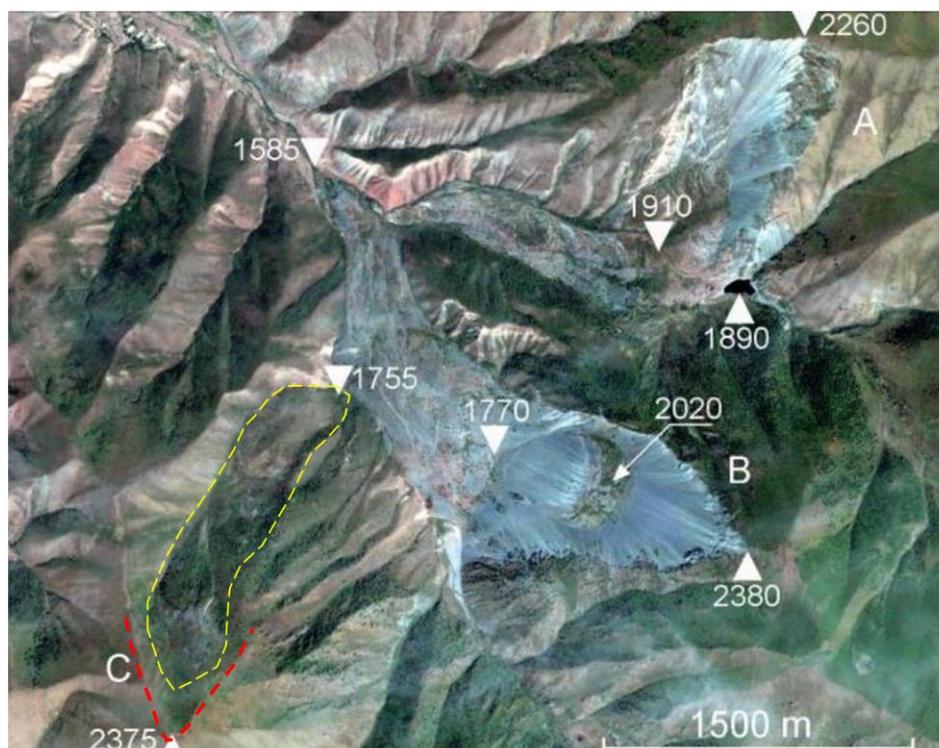


Рис. 7.14. Космический снимок Google Earth Белогорских оползней. А – правый, В – левый, С – древний (оконтурены его цирк – красная пунктирная линия и тело – желтая пунктирная линия)



Рис. 7.15. Языки правой (А) и левой (В) Белогорских каменных лавин, залегающие рядом, но не перекрывающие друг друга, что с большой вероятностью указывает на их одновременное образование

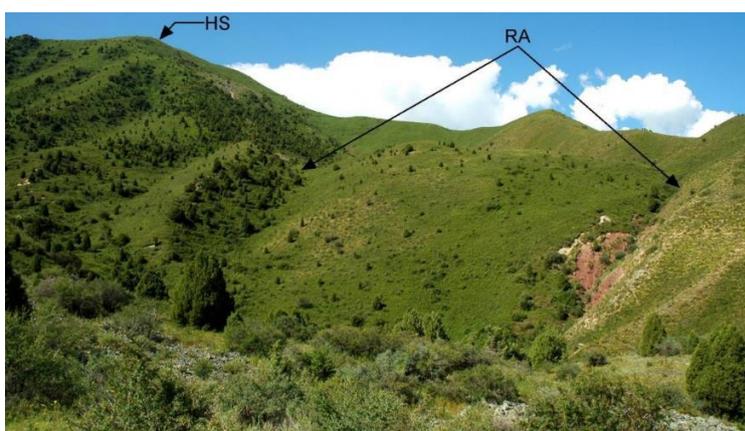


Рис. 7.16. Древняя каменная лавина вблизи Белогорских оползней (фотография сделана с тела Левого Белогорского оползня). HS – бровка цирка; RA – тело каменной лавины

Еще один пример крайне противоречивой информации о природе и возрасте завальной плотины – происхождение озера Яшинкуль на юге Киргизии, которое было прорвано в 1966 г., что вызвало катастрофический паводок, затронувший как Киргизию, так и смежные районы Узбекистана (Круковский, 1969; Резвой и Резвой, 1969; Резвой и др., 1971; Резвих и др., 1971; Пушкаренко и Никитин, 1984; Strom, 2010b, 2013a). Несколько исследователей, изучавших эту катастрофу, упоминали, что оползневая плотина образовалась при сильном землетрясении. При этом, как указано в работе (Пушкаренко и Никитин, 1984), оно произошло в 1835 г., в то время как в работе (Резвой и Резвой, 1969) указано, что, по словам местных жителей, оползень был вызван землетрясением, произошедшим примерно за 300 лет до прорыва озера, т.е. в середине 17 века. Однако в доступных каталогах землетрясений (Мушкетов и Орлов, 1893; Кондорская и Шебалин, 1977) нет сведений о сильных землетрясениях в этом районе за оба указанных периода времени. В работах (Семенов, 1958; Джанузаков и др., 2003) упоминается сильное землетрясение, произошедшее в южной части Ферганской долины в 1822 или 1823 году, но его эпицентр (40.3° с.ш., 71.5° в.д.) (Джанузаков и др., 2003) находится примерно в 80 км к северо-западу от Яшинкульского оползня и трудно предположить, что столь крупное обрушение склона, сложенного коренными породами, могло быть вызвано удаленным землетрясением, основные макросейсмические проявления которого были описаны только вблизи предполагаемого эпицентра.

Приведенные примеры показывают, что, зачастую связь оползней в скальных массивах даже с землетрясениями исторического периода может быть весьма неоднозначной. Еще более остро эта проблема встает при изучении заведомо доисторических обрушений высоких горных склонов.

7.2 Обоснование сейсмического происхождения доисторических оползней в скальных массивах

Большинство центральноазиатских исторических сейсмогенных оползней в скальных массивах, перечисленных в табл. 7.1, произошло достаточно давно и у нас нет ни данных аэрофотосъемки, ни описаний, позволяющих охарактеризовать инженерно-геологические и геоморфологические условия на склонах, существовавшие до их обрушения и оценить, можно ли было заранее выделить эти участки, как потенциально наиболее опасные.

Исключение составляет Бельалдинский оползень – крупнейший из произошедших при Суусамырском землетрясении 1992 г. и единственное крупномасштабное обрушение высокого склона, сложенного коренными породами (гранитами), произошедшее при этом землетрясении, причем на удалении 35 км от инструментально определенного эпицентра и в 13 км от поверхностного разрыва этого землетрясения с $M7.3$ (Богачкин и др., 1997; Ghose et al., 1997; Korjenkov et al., 2004).

Проведенный анализ космических снимков КФА-1000, сделанных в 70-80 годах прошлого века, и аэрофотосъемки 1961 г. показал, что какие-либо аномальные формы рельефа, которые однозначно указывали бы на возможность обрушения именно на этом склоне, выражены плохо. Поэтому крайне маловероятно, что этот участок можно было бы заранее рассматривать, как потенциально наиболее опасный (рис. 7.17). На территории, которая при землетрясении 1992 г. была охвачена сотрясениями высокой интенсивности, можно было бы выделить десятки, если не сотни участков склонов с какими-то признаками возможной неустойчивости, хотя обрушение такого масштаба произошло только здесь и нигде больше. Этот пример – хорошая иллюстрация того, что выделение участков, где такие обрушения могут произойти в будущем – очень сложная задача, зачастую не имеющая однозначного решения.

Особенности строения крупных оползней в скальных массивах которые рассматривались, как критерии, позволяющие связывать их образование с сильными землетрясениями прошлого (Солоненко, 1976; Федоренко, 1988; Crozier, 1992; Jibson, 1996) критически рассмотрены ниже.

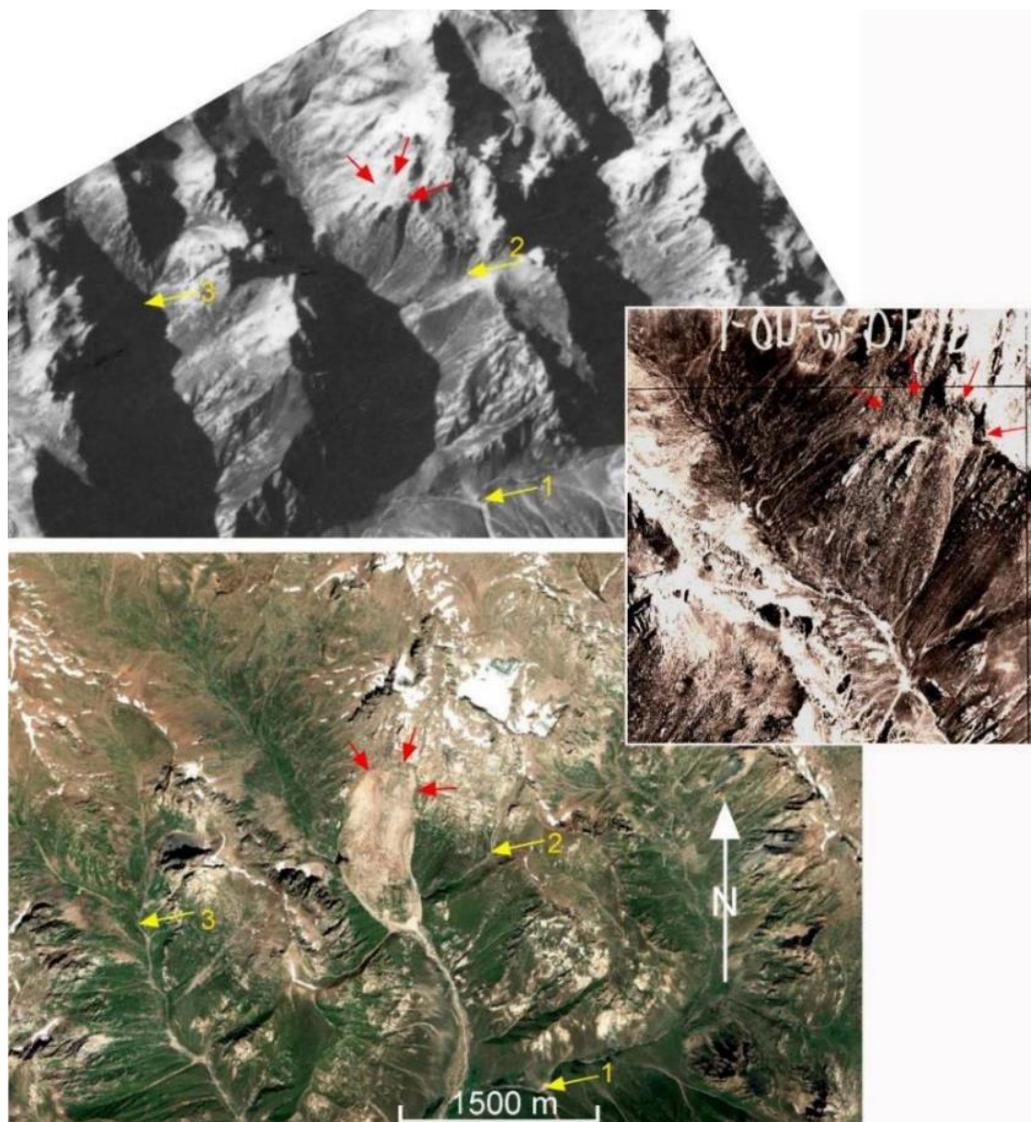


Рис. 7.17. Космические снимки участка Бельальдинского оползня, сделанные до Суусамырского землетрясения 1992 г. (вверху – снимок КФА-1000) и после него (внизу – снимок с Google Earth). Желтыми стрелками обозначены характерные точки, опознаваемые на обоих снимках. На врезке показан фрагмент аэрофотоснимка 1961 г. Красными стрелками обозначено положение стенки отрыва

7.2.1 Размеры обрушений и аномально высокая подвижность каменных лавин

Нередко, особенно в отчетах по геологической съемке, само по себе наличие гигантских древних оползней в скальных массивах рассматривается, как свидетельство того, что в районе в прошлом происходили сильные землетрясения, причем без каких-либо доказательств – лишь на основании гигантских размеров и выразительности таких образований.

Однако, мировые эмпирические данные свидетельствуют, что очень многие крупные обрушения на высоких горных склонах произошли без землетрясений. Таковыми являлись каменные лавины в Швейцарии – Голдауская в 1806 г. и Эльмская в 1882 г. (Heim, 1982, 1932; Abele, 1974), оползень Гохна Тал 1893 г. в Индии (Weidinger, 1998), Франкская каменная лавина 1903 г.

в Канаде (McConnell, Brock, 1904; Krahn, Morgenstern, 1976; Cruden, Hungr, 1986), Уаскаранская ледово-каменная лавина 1962 г. (Plafker, Eriksen, 1978; Evans et al., 2009a) и Маюнмаркский оползень 1974 г. объемом около 1 км^3 в Перу (Hutchinson, Kojan, 1975; Kojan, Hutchinson, 1978), Айнинский оползень 1964 г. в Таджикистане (Федоренко, 1988), каменная лавина Вал Пола 1987 г. в Италии (Crosta et al., 2011), оползень Ла Джозефина 1993 г. а Эквадоре (Plaza et al., 2011), Игонская каменная лавина 2000 г. в Китае, прошедшая расстояние в 10 км (Shang et al., 2003; Wang, 2008; Xu et al., 2008; Yin, Xing, 2011; Evans, Delaney, 2011; Delaney, Evans, 2015), Аттабадский оползень 2010 г. в Пакистане (Delaney, Evans, 2011; Schneider et al., 2013) и многие другие. Это показывает, что значительный размер оползня сам по себе не является доказательством его сейсмогенности.

Многие исследователи, в том числе В.П. Солоненко – один из основоположников палеосейсмогеологии, считали признаком сейсмического происхождения крупных каменных лавин их аномально высокую подвижность (Солоненко, 1976). Однако, это предположение весьма спорно, не говоря уже о том, что многие из вышеперечисленных несейсмогенных каменных лавин также прошли большое расстояние от подножий обрушившихся склонов. Обломочная масса после обрушения со склона и "разгона" движется по инерции, реализуя накопленное при обрушении количество движения, и длина пробега должна, так или иначе, зависеть от располагаемой кинетической энергии. Последняя преобразуется из потенциальной энергии массива, залегавшего на склоне, но в принципе может также обеспечиваться и сейсмическими колебаниями, воздействующими на оползневой массив при его сейсмической инициации.

Потенциальная энергия ($E_{\text{пот}}$) массива горных пород, часть которой может быть преобразована в кинетическую энергию, может быть рассчитана как:

$$E_{\text{пот}} = m \times g \times H = V \times \rho \times g \times H$$

где m – масса оползня, V – его объем, ρ – плотность грунта, g – ускорение силы тяжести, H – вертикальное смещение центра масс.

Кинетическая же энергия, которая может быть сообщена этой же массе горных пород за счет колебаний при прохождении сейсмических волн с пиковой ($v_{\text{пик}} \sim 1 \text{ м/с}$) и спектральной ($v_{\text{спектр}} \sim 3 \text{ м/с}$) массовыми скоростями, характерными для сейсмических воздействий с интенсивностью 9 баллов (Аптикаев, 2012), может быть рассчитана, как:

$$E_{\text{кин}} = m \times v^2 / 2 = V \times \rho \times (v_{\text{пик}})^2 / 2; \quad E_{\text{кин}} = m \times v^2 / 2 = V \times \rho \times (v_{\text{спектр}})^2 / 2$$

Сравнение этих величин – $E_{\text{пот}}$, рассчитанной для массивов горных пород объемом от 10^6 до 10^{10} м^3 , лежащих на склоне разной высоты при условии смещения центра масс по вертикали на величину от 10 до 1000 м, и $E_{\text{кин}}$ (рис. 7.18) показало, что если центр масс оползневого тела опустится более чем на 100 м, что характерно для большинства крупных оползней в горных районах, то кинетическая энергия, которая может быть сообщена такому телу при наиболее сильных

землетрясениях, оказывается на 2-3 порядка (!) меньше, чем потенциальная энергия, которой оно располагало до обрушения. Таким образом, сейсмические колебания могут увеличить кинетическую энергию движущегося оползня не более, чем на 1%, и, соответственно, не могут оказать сколько-нибудь существенного влияния на его подвижность.

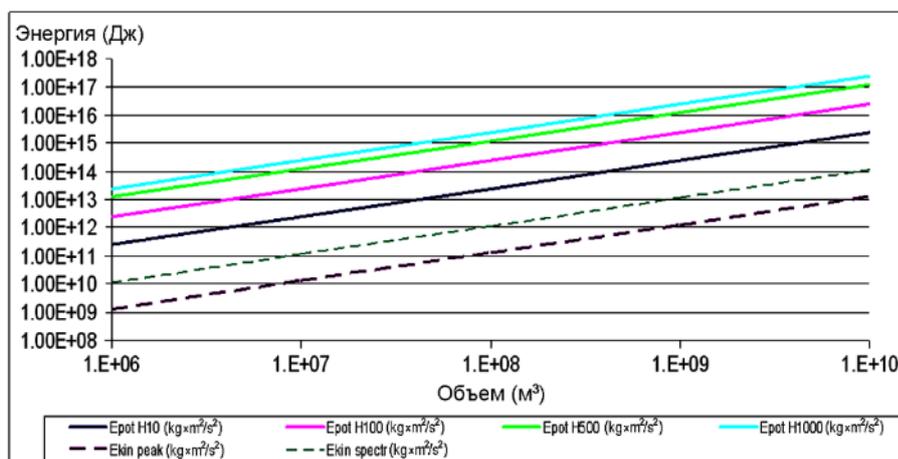


Рис. 7.18. Сопоставление потенциальной энергии массива на склоне и кинетической энергии, которая может быть передана ему при сейсмических колебаниях. Сплошные линии – потенциальная энергия массива при смещении центра тяжести на 10, 100, 500 и 1000 м; пунктирные линии – кинетическая энергия при пиковой скорости 1 м/с и спектральной скорости 3 м/с, что соответствует сейсмическим воздействиям с интенсивностью ~9 баллов; ускорение свободного падения $g = 9.8 \text{ м/с}^2$; плотность скальных грунтов при расчетах (ρ) принята равной 2500 кг/м^3 (обычно она несколько выше, примерно 2.65-2.90 (Кларк, 1966), но в данном случае это не принципиально)

В.П. Солоненко, после обследования им Хаитской каменной лавины 1949 г., прошедшей расстояние около 7.5 км, выдвинул предположение, что обломочная масса могла двигаться, как на вибростоле под воздействием сейсмических колебаний (Солоненко, 1976). Такой механизм, однако, представляется маловероятным. Если принять, на основе свидетельств очевидцев (Семенов, 1958), что скорость Хаитской каменной лавины на выходе из ущелья составляла примерно 100-120 км/час (~2 км/мин), то путь в 7.5 км она прошла не менее, чем примерно за 4 минуты (с учетом времени, необходимого для достижения этой скорости, а затем торможения). При этом продолжительность фазы сильных движений землетрясения с M7.4 не превышала нескольких десятков секунд. За это время массив скальных грунтов объемом порядка 100 миллионов м^3 должен был отчлениваться от своего ложа и разогнаться, т.е., когда каменная лавина вышла в долину, где она, собственно, и должна была двигаться как на вибростоле, землетрясение уже закончилось. Т.е. такой механизм, очевидно, неработоспособен и аномально высокая подвижность каменных лавин не зависит от непосредственной причины обрушения, а связана с механизмом их перемещения.

Поскольку ни большой объем обрушения, ни большое расстояние, пройденной оползневой телом (каменной лавиной) не могут считаться доказательством сейсмического генезиса того или

иного древнего оползня, связь каждого из них с палеоземлетрясением должна доказываться на основании каких-то дополнительных данных. В противном случае, эта связь лишь постулируется, причем, скорее на основании эмоционального восприятия таких оползней, как грандиозных природных явлений, нежели на основании какого-то научного анализа.

Ряд дополнительных признаков, указывающих на сейсмическое происхождение оползней, был предложен В.С. Федоренко (1988), изучавшим оползни в скальных массивах в некоторых районах Средней Азии, М.Дж. Крозье (Crozier, 1992), на основании исследований, выполненных, преимущественно, в Новой Зеландии, Р.В. Джибсоном (Jibson, 1996) и рядом других исследователей. Рассмотрим эти признаки "сейсмогенности" крупных оползней в скальных массивах более подробно.

7.2.2 Положение оползневого цирка на склоне

Одним из наиболее часто упоминаемых признаков, указывающих на сейсмическое происхождение крупных оползней, является приуроченность обрушения к верхней части склона (см., например, Федоренко, 1988; Meunier et al., 2008). Этот критерий базируется на хорошо изученном явлении усиления колебаний в приводораздельных частях горных хребтов, а также на более мелких положительных формах рельефа (Пучков, 1965, 1974; Бугаев и др., 1975; Geli et al., 1988; Pedersen et al., 1994; Assimaki, Gazetas, 2004; Bourdeau, Havenith, 2008; Meunier et al., 2008; Buech et al., 2010; Havenith et al., 2015a). Значительное усиление колебаний вверх по склону рассматривалось, в частности, как одна из основных причин образования Ананьевского оползня при Кеминском землетрясении 1911 г. (Havenith, 2002; Havenith et al., 2003). Помимо этого, если обрушение происходит только в верхней части склона, можно исключить альтернативную причину нарушения устойчивости – подрезку склона вследствие боковой эрозии.

Однако многие несейсмогенные оползни в скальных массивах, произошедшие в последние годы в Азии, Европе, в Новой Зеландии, также зародились в верхних частях высоких склонов (Shang et al., 2003; Xu et al., 2008; Evans, Delaney, 2011; Delaney, Evans, 2015; McSaveney, 1993, 2002; McSaveney et al., 1992; Barla et al., 2000; Cox et al., 2015), что свидетельствует о неоднозначности этого критерия выделения сейсмогенных оползней в скальных массивах.

В Центральной Азии, пожалуй, наиболее ярким примером такого несейсмогенного обрушения в верхней части склона может служить Джамансуйская каменная лавина (41.95° с.ш., 78.497° в.д.), произошедшая, предположительно в 2008 г., в Центральном Тянь-Шане, примерно в 25 км к востоку от рудника Кумтор (Strom, Abdrakhmatov, 2018). Около 8 миллионов м³ метаморфических докембрийских пород (гнейсов или метаморфических сланцев), слагавших верхнюю часть склона высотой 1100 м обрушилось без какого-либо землетрясения и, более того, без каких-либо

выраженных признаков, указывающих на подготовку такого обрушения (рис. 7.19). Оползневое тело перекрыло долину р. Джамансу (рис. 7.20). При этом на снимке, сделанном 29 сентября 2002 г. и доступного в Google Earth, не видно ни этого тела, ни оползневого цирка, которые отчетливо видны на более поздних снимках, доступных на сервисах SAS Planet и ArcGIS Earth (см. рис. 7.19, 7.20). Последний был получен со спутника WorldView-1 6 августа 2009 г., вскоре после обрушения, поскольку тело каменной лавины еще не было размыто, что и позволило утверждать, что нижний снимок на рис. 7.19, на котором река уже частично промыла завальную плотину, был сделан после этой даты.

В результате оползня площадь платообразной, покрытой снегом и, возможно, льдом вершины высотой 4200 – 4500 м над уровнем моря сократилась примерно на 65000 м² (рис. 7.21). Поскольку участок расположен в отдаленной труднодоступной и ненаселенной области Центрального Тянь-Шаня, очевидцев этого события не было и о нем нет никаких сведений. Надо отметить, что на снимке 2002 г. нет ни малейших признаков, которые указывали бы на подготовку столь крупномасштабного обрушения (см. рис. 7.21). Анализ сейсмического каталога за период после сентября 2002 г., полученного из Института сейсмологии НАН Кыргызской Республики показал, что в окрестностях Джамансуйского оползня не зарегистрировано ни одного сколько-нибудь значительного землетрясения. Ближайшее, с $M_{LN} \sim 3.5$, произошло примерно в 17 км от оползня 18 января 2008 г. Еще два землетрясения с магнитудами не более 3.8 произошли 27 июля 2008 г. и 27 марта 2009 г. примерно в 20–25 км от оползня. Даже если предположить, что эти землетрясения произошли ближе, что нельзя исключить, учитывая низкую точность локализации землетрясений существующей сейсмологической сетью, крайне маловероятно, что сотрясения столь незначительной интенсивности сами по себе могли сыграть сколько-нибудь значительную роль в отрыве блока мощностью более 200 м от основного массива и формировании столь крупного оползня.

Важная информация, позволившая уточнить время этого события, была получена от директора Казахского национального центра данных Н.Н. Михайловой. Сейсмическая сеть Международного центра мониторинга ядерных испытаний в Казахстане зарегистрировала сейсмическое событие с $m_b \sim 3.1$ и $m_{pv} \sim 2.6$, произошедшее 25 октября 2008 г. в точке с координатами 41.9347° с.ш., 78.4832° в.д., примерно в 1.5 км от цирка Джамансуйской каменной лавины, т.е. практически там же, учитывая точность локализации эпицентра, и с поверхностным очагом ($h=0$). Это сейсмическое событие с большой вероятностью было записью самого обрушения. Снимок со спутника WorldView-1, на котором тело каменной лавины выглядит более свежим (см. рис. 7.20) сделан менее чем через 1 год, что позволяет считать, что обрушение, скорее всего, действительно произошло 25 октября 2008 г.

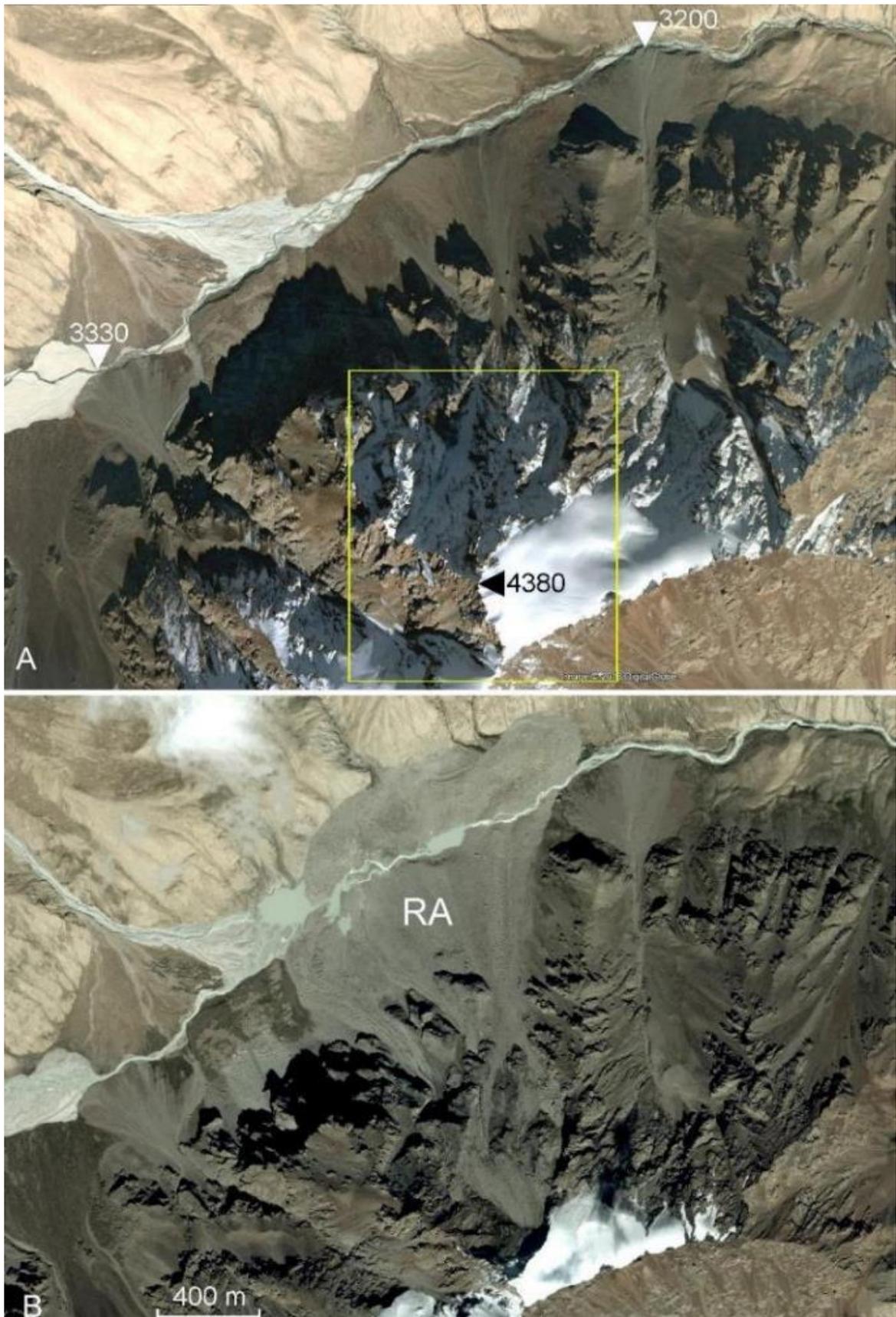


Рис. 7.19. Космические снимки участка Джамансуйской каменной лавины, сделанные до и после ее формирования. А – с ресурса Google Earth, съемка 29.09.2002 г.; В – с ресурса SAS Planet (Nokia Digital Globe), съемка после 06.08.2009 г., точная дата неизвестна. Оконтуриен участок, показанный на рис. 7.21

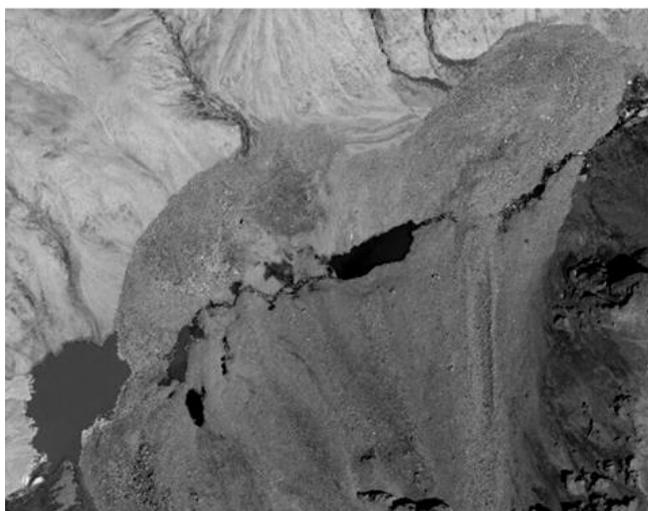


Рис. 7.20. Тело Джамансуйской каменной лавины на снимке WorldView-1, сделанном 6 августа 2009 г. Видно, что река еще не размыла его (сравните с рис. 7.19-В)

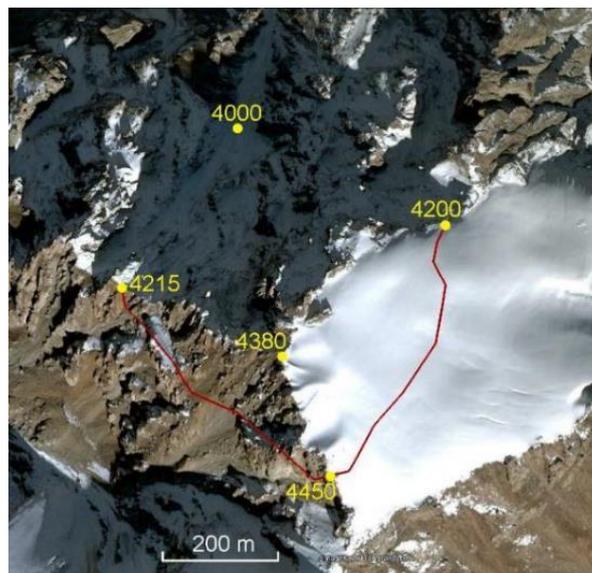


Рис. 7.21. Положение цирка Джамансуйской каменной лавины (красная линия) на снимке, сделанном до обрушения (увеличенное изображение участка, обозначенного на рис. 7.19-А)

В качестве подтверждения реалистичности такого предположения можно привести Бурейский оползень объемом около $25 \times 10^6 \text{ м}^3$, сошедший 11 декабря 2018 года со склона высотой около 300 м (см. рис. 3.61) обрушение которого было зарегистрировано станциями локальной сейсмологической сети Бурейской ГЭС, расположенными примерно в 80 км от места обрушения (Зеркаль и др., 2020; Zerkal et al., 2021), По устному сообщению М.Е. Харитонов, магнитуда m_b этого сейсмического события составляла примерно 2.2.

Принимая во внимание большую высоту участка Джамансуйской каменной лавины и характерные для таких высот существенные вариации дневных и ночных температур в осенний период, можно предположить, что оползень произошел из-за замерзания и оттаивания воды в трещинах. Такой же механизм предполагался для катастрофического обрушения в долине р. Йигон в Китае (Shang et al., 2003; Xu et al., 2008; Evans, Delaney, 2011; Delaney, Evans, 2015) и для некоторых обрушений высокогорных скальных массивов в Европейских и Новозеландских Альпах (McSaveney, 1993, 2002; McSaveney et al., 1992; Barla et al., 2000; Cox et al., 2015), а также 7 февраля 2021 г. в Гималаях (Zhang et al., under review; <https://blogs.agu.org/landslideblog/2021/02/08/chamoli-2/>), произошедших без землетрясений.

Этот пример хорошо иллюстрирует сложность установления однозначной связи между крупномасштабными обрушениями скальных массивов и сейсмичностью даже в тех случаях, когда обрушение больших масс скальных грунтов произошло в верхней части высокого склона.

Доисторические оползни, зародившиеся в приводораздельных частях высоких склонов и, нередко, захватившие водоразделы, широко распространены в горных районах Центральной

Азии (см., например, рис. 3.23, 7.11). Десятки таких примеров описаны в работе (Strom, Abdrakmatov, 2018). Один из наиболее ярких – Нижнеаральская каменная лавина (см. рис. 3.44, 7.22), зародившаяся в приводораздельной части хребта, сложенного палеозойскими гранитами на правом борту долины р. Кокомерен (41.798° с.ш., 74.288° в.д.). Поверхность смещения, по которой первоначально двигался отчленившийся массив, наклонена под углом примерно 30° . Затем, трансформируясь в каменную лавину, он прошел около 800 м по пологому "плечу", после чего масса обломков обрушилась в долину Кокомерена, разделившись по пути на 2 ветви и образовав, в конечном итоге, два завала, верхний из которых перекрывал долину полностью, а нижний – частично (А и В на рис. 7.22). Хотя в данном случае действительно трудно предположить причину обрушения части вершины, сложенной прочными гранитами, иную, чем сильное землетрясение, тем более, что оно произошло всего в 4-5 км к северу от активного разлома, ограничивающего с севера Минкуш-Кокомеренскую впадину, для обоснованного доказательства правильности такого предположения необходимо провести дополнительное изучение строения гранитного массива, восстановить дооползневой рельеф и выполнить численное моделирование устойчивости склона.

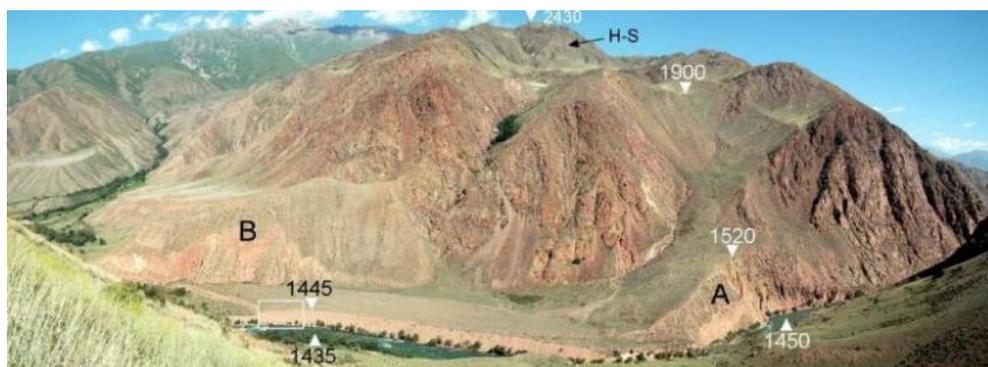


Рис. 7.22. Нижне-Аральская каменная лавина. А – верхнее и В – нижнее оползневые тела; H-S – стенка отрыва (headscarp). Рамкой вблизи отметок 1435-1445 обозначено обнажение отложений, оставленных прорывным паводком, показанное на рис. 8.3

В ряде случаев, обрушение именно верхней части склона явно обусловлено строением массива. В качестве примера можно привести каменную лавину в урочище Минджилки, зародившуюся в приводораздельной части склона высотой около 1200 м в бассейне р. Исфайрамсай в Южном Тянь-Шане (39.789° с.ш., 72.064° в.д.). Здесь, как и в случае Ак-Кельского оползня, описанного в разделе 3.1, произошел вывал ядра синклинали с шарниром, падающим в сторону реки (рис. 7.23), т.е. обрушение приводораздельной части склона было структурно обусловлено. Опять же для доказательства или опровержения гипотезы о сейсмическом происхождении этого оползня необходимо более детально изучить трещиноватость массива, прочностные свойства пород, сдвиговые параметры поверхностей напластования, восстановить, насколько это возможно, дооползневой рельеф и провести расчеты устойчивости склона.

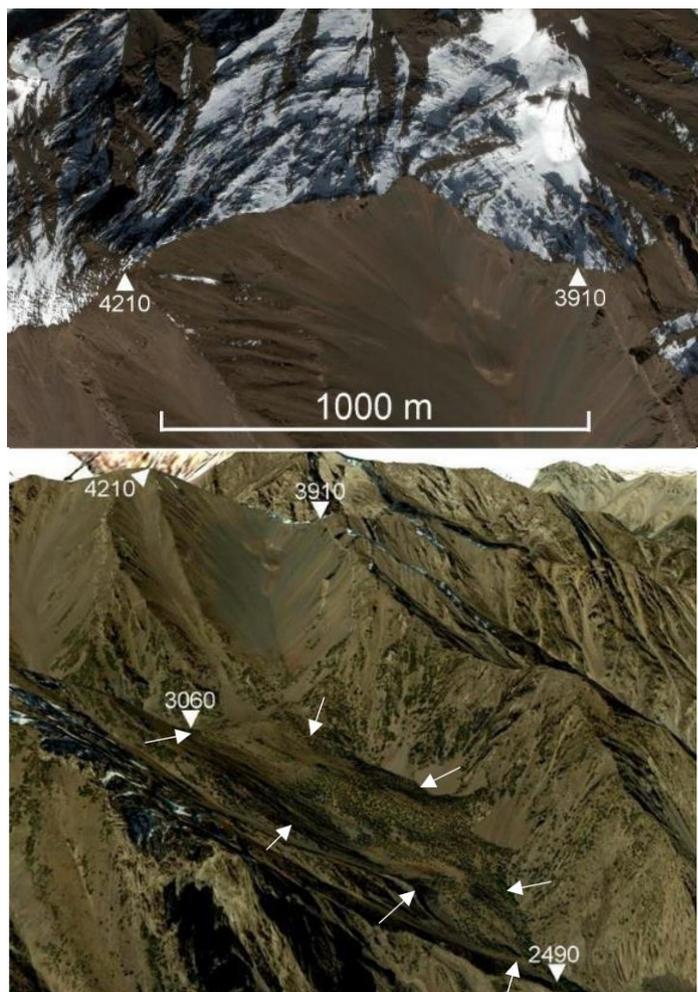


Рис. 7.23. Вверху – плановый космический снимок, на котором отчетливо видна синклиальная структура массива; обрушился массив между отметками 4210 и 3910 м. Внизу – перспективное изображение Google Earth каменной лавины Минджилки. Тело лавины между отметками 3060 и 2490 м (обозначено белыми стрелочками)

Иногда бровка стенки отрыва достоверно сейсмогенных оползней приурочена не к водораздельной части хребта, а к перелому рельефа на склоне хребта, как это произошло, в частности, и при образовании Усойского завала на Памире в 1911 г. (см. рис. 5.3). Такая приуроченность зоны отчленения массива может быть обусловлена совпадением периода собственных колебаний горного массива и сейсмических волн при крупном землетрясении (Н-В Havenith, Льежский университет, устное сообщение). Отмечу, что схожее положение бровки стенки отрыва наблюдается и у доисторического Кударинского (Кударинско-Пасорского) завала в соседней долине р. Кудары (см. рис. 3.6).

Приведенные примеры показывают, что несмотря на логичность и физическую обоснованность обрушения в верхней части склона, как критерия "сейсмогенности", его нельзя рассматривать, как однозначное доказательство такой природы крупномасштабных обрушений высоких склонов, сложенных скальными грунтами. Необходимо анализировать всю совокупность доступных данных.

7.2.3 Оползни и сейсмогенное разжижение грунтов

Сейсмогенное разжижение грунтов в зоне скольжения – один из возможных механизмов формирования оползней в рыхлых грунтах и в некоторых типах малопрочных или сильно выветрелых скальных и полускальных грунтов при сейсмических воздействиях (Sassa et al., 1994). Однако, реалистичность аналогичного механизма при формировании оползней в прочных скальных грунтах весьма проблематична.

В то же время, это явление может способствовать перемещению обломочных масс при движении каменных лавин по днищам долин, сложенным рыхлыми водонасыщенными грунтами (по поверхностям с неглубоким уровнем грунтовых вод). В этом случае разжижение порождается колебаниями не от землетрясения, а от движения самой каменной лавины (явление, близкое к акустическому ожижению, модель которого была предложена в работах (Melosh, 1979, 1983, 1986, 1990), вне зависимости от причины обрушения. Такой механизм, в частности рассматривался выше при описании некоторых особенностей взаимоотношения тела Комансуйской каменной лавины в Алайской долине с субстратом (см. рис. 3.67, 3.69).

В принципе, сейсмогенное разжижение водонасыщенных грунтов – одно из наиболее распространенных явлений в районах, подверженных сильным землетрясениям (McCalpin, 2009; русский перевод 2011). Поскольку разжижению подвержены, преимущественно, мелкообломочные отложения (пески, алевроиты), в горных районах условия, благоприятные для накопления таких отложений, создаются именно в озерах различного генезиса и редко встречаются в иных обстановках. Поэтому пространственное совпадение завальных плотин, образованных крупными оползнями, и следов сейсмогенного разжижения грунтов в озерных отложениях, накопившихся в этих подпрудных озерах, в первую очередь в их базальных горизонтах, может являться дополнительным аргументом в пользу возникновения землетрясений в районах развития оползней, образовавших завальные плотины. Яркие примеры следов такого разжижения встречены, например, в озерных отложениях в древнем подпрудном озере в долине р. Мин в провинции Сычуань (КНР), выше по течению от колоссальной завальной плотины Диеши (Deixi) (32.04° с.ш., 103.68° в.д.) (Zhao et al. 2019; Fan et al., 2020), где выявлено несколько горизонтов со следами интенсивных внутрислойных деформаций, предположительно сейсмического генезиса (рис. 7.24). Это озеро существовало в течение нескольких тысяч лет, за которые могло произойти несколько крупных сейсмических событий. Схожие деформации описаны в древних озерных отложениях на берегах озера Иссык-Куль (Korjenkov, 2000; Корженков, 2006), имеющего, впрочем иной, не завальный генезис.



Рис. 7.24. Следы предположительно сейсмогенного разжижения грунтов в отложениях подпрудного озера в долине р. Мин, КНР

В Центральной Азии, у Киргизского аила Арал, примерно в 200 м ниже моста через р. Кокомерен было найдено обнажение (41.846° с.ш., 74.336° в.д.) со следами разжижения в базальном горизонте озерных отложений, накопившихся в подпрудном озере (рис. 7.25). Обнажение находится в 30 км выше по течению от завальной плотины, создавшей это озеро, которая была образована гигантским Карачаулинским оползнем (см. рис. 3.9, 7.26). Это достаточно редкий пример, когда можно выстроить логическую цепь, связывающую образование завальной плотины и разжижение, наблюдаемое в озерных отложениях.



Рис. 7.25. Следы разжижения в озерных отложениях, накопившихся в хвостовой части подпрудного озера, образованного Карачаулинским оползнем. 1 – крупнозернистый песок в основании разреза озерных отложений, разжиженный и выброшенный на дно водоема (1'), т.н. "горизонт события"; 2 – нижняя часть разреза озерных илов с разрушенной слоистостью, погружившихся в разжиженный песок; 3 – основная, недеформированная часть разреза озерных илов с выраженной слоистостью

Озеро, уровень которого предположительно достигал отметки в 1580 м, содержало около 7 км³ воды. Исходя из данных о современном стоке реки Кокомерен (2.53 км³/год, согласно Государственному водному кадастру, 1987с), оно могло наполниться и достигнуть уровня, где отмечено разжижение грунтов, примерно за 3 года. Сразу после подъема воды началась переработка

берегов, сложенных, преимущественно крупнозернистыми гранитами и продуктами их выветривания, и в основании разреза озерных отложений накопился слой крупнозернистого песка мощностью около 1 м (пачка 1 на рис. 7.25).

При дальнейшем подъеме уровня озера характер осадконакопления изменился и началось отложение белесых тонкослоистых илов. Вскоре после этого, когда мощность слоя илов составила около 10 см, участок испытал, скорее всего, интенсивное сотрясение, в результате чего водонасыщенные пески в основании разреза разжижились, потеряли несущую способность и были частично выброшены на поверхность дна озера, где растеклись тонким слоем (пачка 1' на рис. 7.25), образовав так называемый "горизонт события" (McCalpin, 2009; русский перевод, 2011). Накопившиеся к этому времени илы (пачка 2 на рис. 7.25) "утонули" в разжиженном песке, также превратившись в однородную неслоистую массу. После этого события озерное осадконакопление продолжилось уже без видимых перерывов и поверх горизонта события накопилось еще примерно 10 м тонкослоистых илов (пачка 3 на рис. 7.25). Эпизод, связанный с разжижением, произошел в течение первых лет после образования Карачаулинского оползня, создавшего завальную плотину. Попытка определить возраст этих отложений методом оптически стимулированной люминисценции, дала оценки с очень большим разбросом, в диапазоне от 18 до 61 тысячи лет (Strom, Abdrakhmatov, 2018).

Наиболее вероятной причиной сотрясений, вызвавших разжижение, могло быть сильное землетрясение (Strom, 2013b) и можно предположить, что это мог быть сильный отдаленный афтершок землетрясения, при главном толчке которого произошел сам Карачаулинский оползень. Существенное, около 30 км, расстояние до плотины (см. рис. 7.26) не противоречит этому предположению, поскольку известно, что сильные афтершоки больших землетрясений с $M \geq 7.0$ нередко происходят на удалении в десятки километров от эпицентра главного толчка, что наблюдалось, например, при Суусамырском землетрясении 1992 года с $M 7.3$ в Киргизии (Бокачкин и др., 1997) и при Рачинском землетрясении 1991 года с $M 7.0$ в Грузии (Арефьев и др., 2006). Более того, субширотные разрывы, ограничивающие Минкуш-Кокомеренскую впадину, к которым мог быть приурочен очаг такого землетрясения, проходят всего в 10-12 км к югу от участка, где наблюдались следы разжижения. Все это укладывается в достаточно логичную картину, объясняющую разжижение в озерных отложениях следствием сотрясения при сильном афтершоке землетрясения, которое с большой вероятностью могло привести к формированию самой завальной плотины. Разжижение могло быть следствием и не афтершока, а повторного сильного землетрясения, как это происходило, к примеру, на Северном Тянь-Шане (землетрясения 1995, 1887, 1897, 1911 годов).

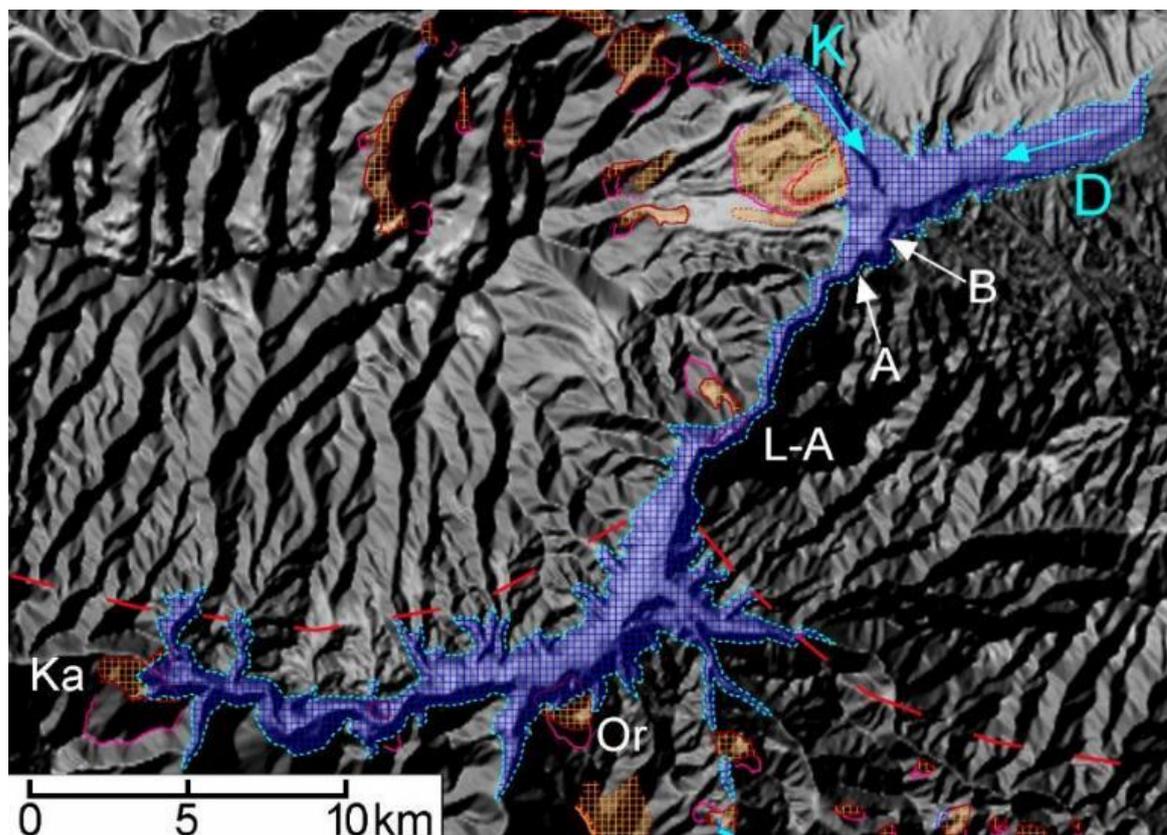


Рис. 7.26. Положение подпрудного озера в долине р. Кокомерен (Центральный Тянь-Шань), образованного Карачаулинским оползнем (Ka, см. Рис. 3.9, Рис. 3.10). Показано озеро при отметке 1580 м; розовые линии – стенки отрыва оползней; коричневая штриховка – оползневые тела; красная пунктирная линия – примерное положение новейшего разлома, ограничивающего с севера Минкуш-Кокомеренскую межгорную впадину. А – положение обнажения, показанного на рис. 7.25; В – положение еще одного разреза озерных отложений; К – река Кокомерен; D – река Джумгал; Or – Орнокский оползень (см. рис. 3.17); L-A – Нижне-Аральская каменная лавина (см. рис. 7.22)

Было бы целесообразно обследовать базальные горизонты озерных отложений в других прорванных подпрудных озерах Центральной Азии на предмет поиска схожих явлений, поскольку возраст таких базальных горизонтов близок к возрасту образования завальной плотины. Поэтому, помимо разжижения озерных отложений, в них могут сохраняться от уничтожения следы различных природных явлений (мелких обвалов, селей), синхронных оползню, образовавшему плотину, которые в противном случае не могли бы сохраниться в течение столь длительного времени (Strom, 2013b, c, Strom, Abdrakhmatov, 2018). Такой пример будет рассмотрен ниже, в разделе 7.4.

7.2.4 Особенности морфологии оползневых цирков, как возможный признак сейсмогенных оползней

Как было отмечено в табл. 7.1, цирки некоторых исторических сейсмогенных оползней характеризуются такими особенностями, как, с одной стороны, исключительная глубина, а с другой

- срезание плоскими стенками отрыва выступающих форм рельефа (отрогов). Можно предположить, что такие особенности характерны для "скальных" оползней сейсмического происхождения и могут быть использованы в качестве одного из критериев выделения аналогичных доисторических образований. Рассмотрим их на примерах Ананьевского оползня, произошедшего при Кеминском землетрясении 1911 г. (см. рис. 1.2) и Усойского завала также 1911 г. на Памире (см. рис. 5.3).

Одной из ярких особенностей Ананьевского оползня является то, что целый отрог, выступавший от основного хребта на 400, если не более метров, был как будто "срублен" по почти плоской наклонной поверхности (рис. 7.27). По-видимому, поверхность скольжения этого оползня состояла из двух более-менее плоских отрезков – крутой тыловой высотой около 370 м, верхняя часть которой видна над телом оползня, и очень пологой плоскости в основании этого выступа (см. рис. 7.27).

Сравнительно небольшое расстояние, пройденное оползнем, могло быть вызвано тем, что он, двигаясь как бульдозер, сгребал промерзший на 1.0-1.5 метра грунт (землетрясение произошло в январе) (см. рис. 3.73). Такое сгребание также свидетельствует, скорее, в пользу плоской базальной части поверхности скольжения, чем в пользу движения по кругоцилиндрической поверхности, характерной для инсеквентных оползней вращения.

Области питания целого ряда крупных древних оползней в скальных массивах в Центральной Азии представляли собой аналогичные скальные выступы (отроги хребтов), как бы "срубленные" плоскими тыловыми стенками отрыва. К ним относится крупный оползень в хребте Айдын-Ула в восточном Тянь-Шане (см. рис. 4.1), при формировании которого был разрушен отрог длиной, возможно, около 1000 м (см. рис. 4.2), каменная лавина в верховьях долины р. Корумды в северном Тянь-Шане (42.837° с.ш., 78.6° в.д.), Третий Чаарташский оползень (см. рис. 4.4).

Еще один яркий пример – каменная лавина Мингтеке в Центральном Тянь-Шане объемом около 80 миллионов кубометров с длиной пробега более 5 км (см. рис. 5.41). Ее тыловая стенка отрыва представляет собой наклонную плоскость высотой около 450 м (от ~3250 до ~3700 м) (рис. 7.28).

Чтобы в перемещение была вовлечена такая масса скальных грунтов, "обрубленный" отрог должен был выступать вперед от стенки отрыва на километр, если не больше. Трудно представить, что можно было нарушить устойчивость такого скального массива без существенного внешнего воздействия, каковым с большой вероятностью могло быть сильное землетрясение, тем более, что вблизи от этого участка выявлены следы молодых подвижек по разрывам. Безусловно, для более обоснованного вывода о причине обрушения нужны дополнительные исследования, в

том числе датирование склоновых и разрывных дислокаций для установления их временных соотношений, а также численное моделирование устойчивости отрога, существовавшего до обрушения.

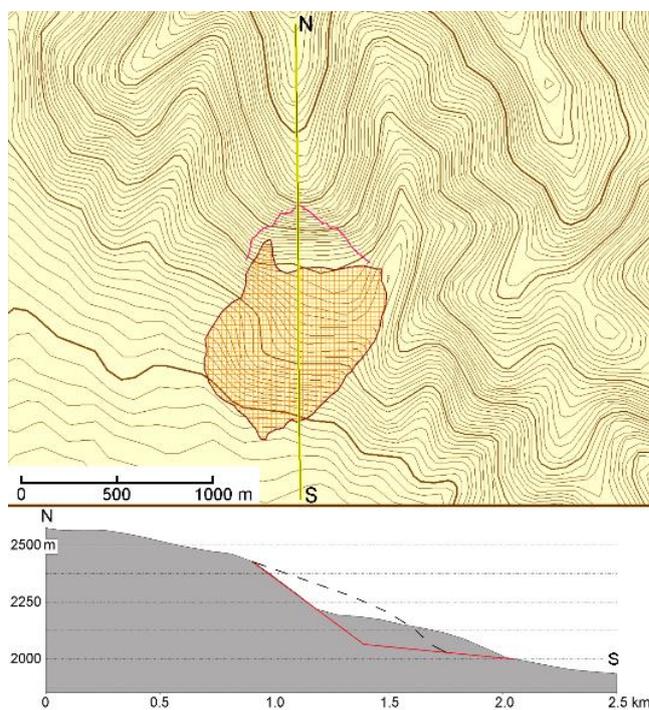


Рис. 7.27. Слева – схематическая топографическая карта с шагом горизонталей 10 м профиль через Ананьевский оползень. Пунктирная линия на профиле – примерное положение дневной поверхности до образования оползня; красные линии на разрезе – предполагаемая поверхность скольжения. Справа – стенка отрыва Ананьевского оползня, в верхней части которой, над осypью, обнажаются массивные граниты



Рис. 7.28. Плоская стенка отрыва каменной лавины Мингтеке. Ее видимое основание перекрыто отложениями тыловой части каменной лавины

В отличие от вышеописанных оползней, разрушивших выступающие вперед отроги горных хребтов, сейсмогенные Усойский завал 1911 г. и Хаитская каменная лавина 1949 г. характеризуются чрезвычайно большой глубиной цирков (см. рис. 5.3, 5.4). Предположение, что сейсмогенные оползни должны иметь более глубокие цирки, чем оползни, образовавшиеся без сейсмиче-

ского воздействия и, соответственно, что такая форма цирков – большой глубины и с очень крутой тыловой стенкой, может указывать на сейсмическое происхождение обрушения, было высказано, в частности, Р. Хуангом (Huang, 2014). Замечу, что землетрясение, породившее Усойский завал, который примерно на 2 порядка больше Ананьевского (~2200 миллионов кубометров против ~30 миллионов), было далеко не самым крупным в исследуемом регионе. Его магнитуда оценивается в диапазоне от 7.4 до 7.7 (Кондорская, Шебалин, 1977; Ambraseis and Bilham, 2012; Kulikova et al., 2016), в то время как многие землетрясения в Центральной Азии, в т.ч. Кеминское 1911 г. имели магнитуду 8.0 и даже более (см. раздел 2.4). Несмотря на это, именно Усойский завал стал крупнейшим известным сейсмогенным оползнем, примерно на 1.5 порядка превосходящим крупнейшие из известные нам других обрушений высоких горных склонов, произошедшие при известных исторических землетрясениях в рассматриваемом регионе.

Усойский завал образован оползнем клиновидного типа с исключительно глубоким цирком. Его глубина превышает 500 м по вертикали и составляет около 2 км в плане, если измерять от бровки цирка до подножия обрушившегося склона (см. рис. 5.3 и 7.29). Схожая морфология наблюдается и у ряда доисторических оползней в скальных массивах. Учитывая, что при этом отчленившийся блок горных пород на начальном этапе должен был преодолевать трение не только по подошве (как Ананьевский), но и по крутым боковым стенкам клиновидного цирка, можно предполагать, что формирование оползней с такими цирками скорее всего должно было происходить под действием внешних (сейсмических) сил.

Один из описанных выше оползней с клиновидным цирком – Ак-Кельский в Центральном Тянь-Шане (см. рис. 3.24), образовался при "выпадении" из склона ядра синклинали складки с шарниром, наклоненным в сторону долины. При этом смещен был и локальный водораздел (см. рис. 3.23). Еще один яркий пример структурно обусловленного клиновидного обрушения – оползень, перекрывавший долину р. Дакханзар в Афганском Бадахшане, который также разрушил водораздел хребта, сложенный архейскими метаморфическими породами с хорошо выраженной сланцеватостью, падающей к реке под углом, меньшим чем угол наклона склона (рис. 7.30). В данном случае базальная плоскость скольжения скорее всего совпадает со сланцеватостью, а боковые стенки цирка высотой 250-330 м приурочены, по-видимому, к системам крутых трещин. В обоих случаях глубина таких структурно обусловленных цирков составляла сотни метров.

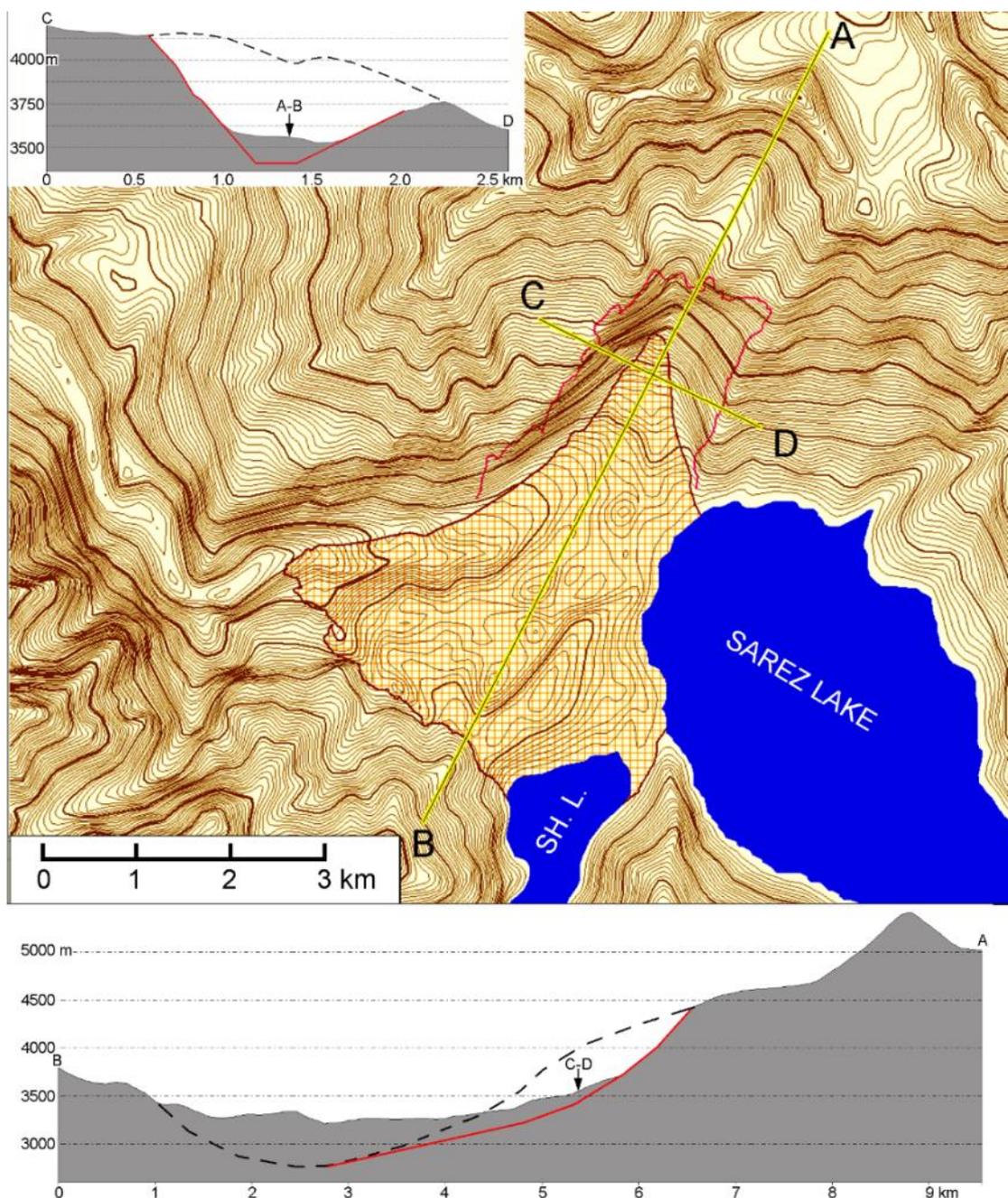


Рис. 7.29. Схематическая карта Усойского завала (шаг горизонталей 20 м) и разрезы А-В и С-Д. Черные пунктирные линии на разрезах – предполагаемый дооползневой рельеф; красные линии – предполагаемая поверхность скольжения; SH. L. – озеро Шадау

Древние оползни в скальных массивах с глубокими клинообразными цирками нередко встречаются в районах, где за историческое время не зарегистрированы сильные землетрясения. В их числе можно упомянуть каменную лавину, образовавшую озеро на р. Кельсу в Аксайской долине (40.708° с.ш., 76.39° в.д., рис. 7.31) и несколько крупных оползней в скальных массивах также в бассейне р. Нарын в Центральном Тянь-Шане. Если предположение о формировании оползней такого типа вследствие сейсмических воздействий высокой интенсивности верно, то это говорит о высоком уровне долговременной сейсмической опасности и в этих районах.

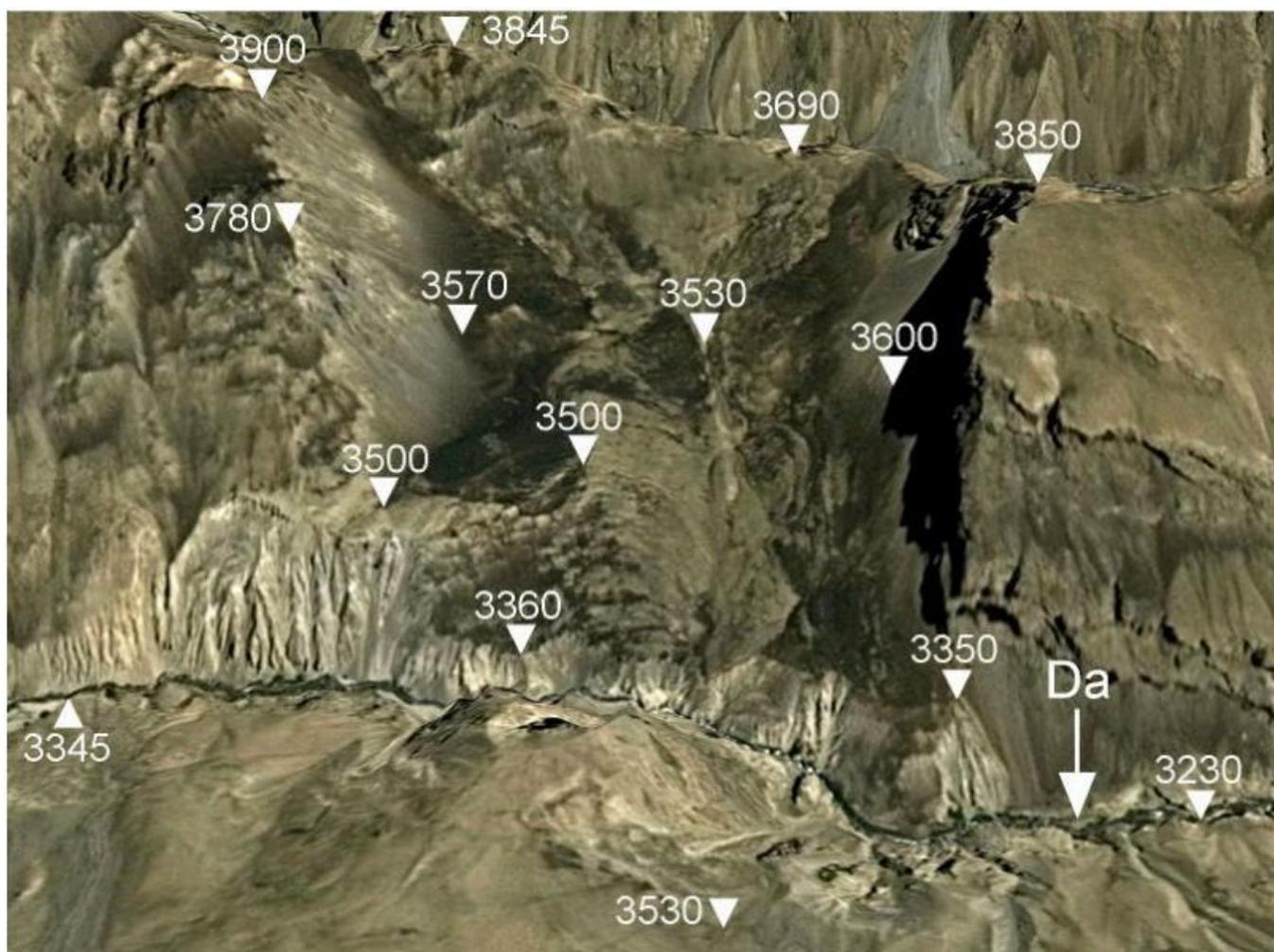


Рис. 7.30. Перспективное изображение Google Earth крупного оползня в долине р. Дакханзар (Da) в Афганском Бадахшане

Один из наиболее интересных примеров глубокого клинообразного обрушения – грандиозный Пажукский оползень в Афганском Бадахшане (рис. 7.32, 733), превосходящий по объему Усойский завал. При обрушении скального массива объемом около 3 км³ образовался более широкий, чем у Усойского завала, треугольный в плане цирк, продольный профиль через который напоминает (естественно, с поправкой на размеры), профиль через Ананьевский оползень с крутой тыловой стенкой и пологой базальной поверхностью срыва (сравните рис. 7.27 и 7.33), в то время как Усойский клинообразный оползень имел, по-видимому, более плавную поверхность скольжения (см. рис. 7.29).

Как и во всех вышеперечисленных случаях, для более обоснованного суждения о причинах образования оползней в скальных массивах с очень глубокими клинообразными цирками необходимо проводить обратный расчет устойчивости таких склонов, что потребует знания свойств пород как в образце, так и в массиве (с учетом неоднородностей, соответствующих масштабу обрушения), реконструкции дооползневой рельефа и более точного определения истинного положения поверхности смещения.

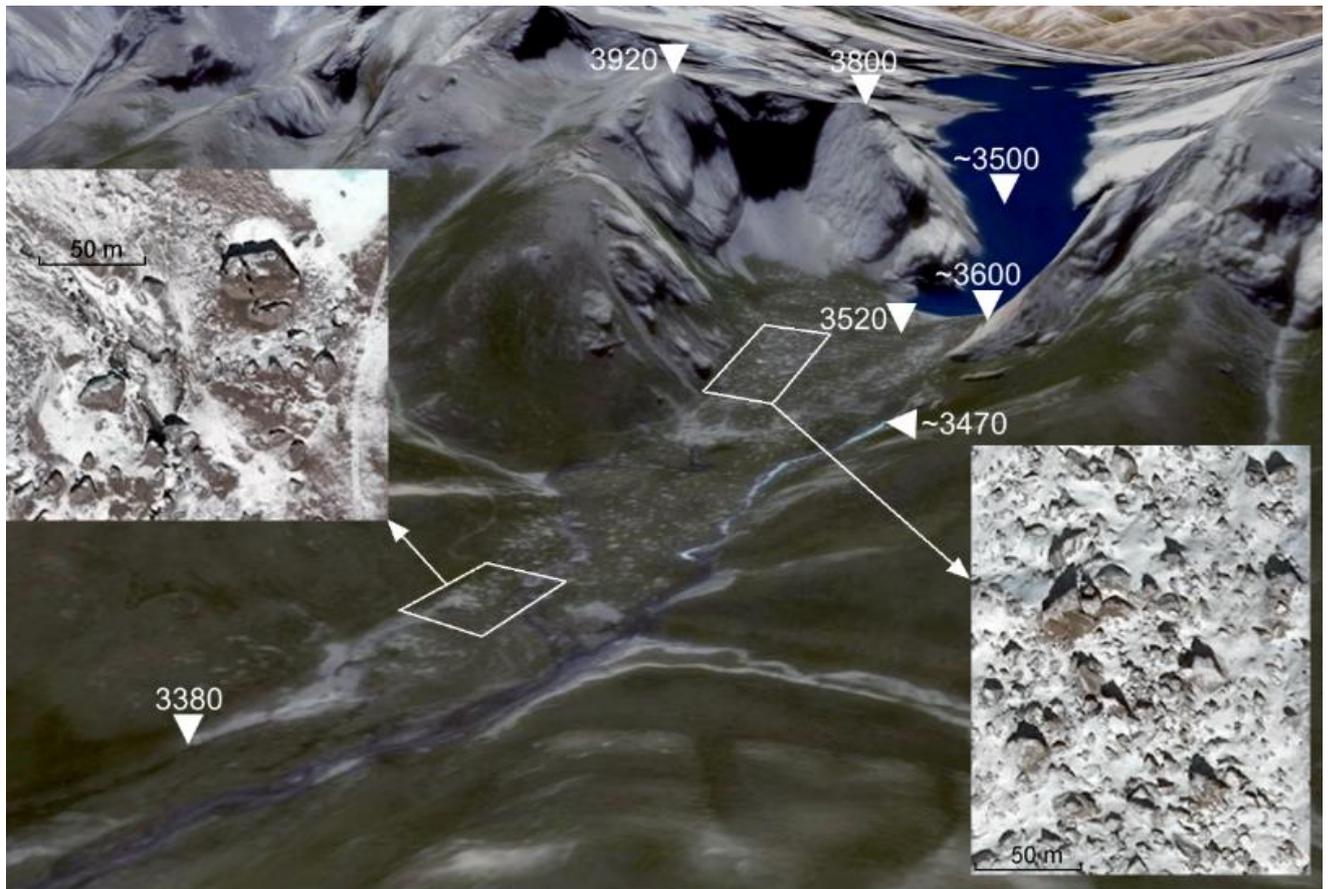


Рис. 7.31. Перспективное изображение каменной лавины, образовавшей завальную плотину оз. Кёльсу -Аксайское. На врезках показаны крупноглыбовые отложения на поверхности тыловой и фронтальной частей каменной лавины с отдельными глыбами размером до первых десятков метров

7.3 Одновозрастность крупных оползней в скальных массивах и их пространственно-временное совпадение с активными разломами

По-видимому, наиболее важными и достоверными признаками, указывающими на сейсмическое происхождение крупных оползней в скальных массивах, является одновременность образования нескольких таких склоновых смещений на некоторой площади, а также одновременность образования оползня (оползней) и подвижек по близлежащим активным тектоническим разломам, которые являются наиболее достоверными геологическими проявлениями крупных землетрясений (McCalpin, 2009, русский перевод 2011). Рассмотрим эти признаки на конкретных примерах.



Рис. 7.32. А – перспективное изображение Пажукского оползня. На врезке показан срубленный водораздел между отметками 4200 и 3760 м. В – плановое изображение этого участка.

Pa – перевал Пажук; Sa – р. Сахи; Du – р. Дура; Mu – р. Муньян.

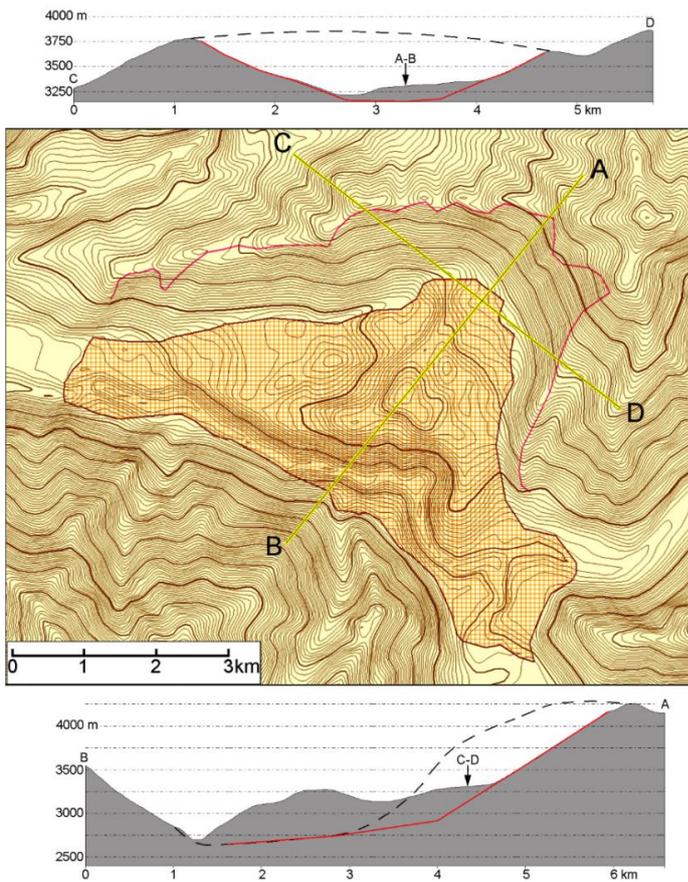


Рис. 7.33. Схематическая карта Пажукского оползня (шаг горизонталей 20 м) и разрезы А-В и С-Д. Черные пунктирные линии на разрезах – предполагаемый дооползневой рельеф; красные линии – предполагаемая поверхность скольжения

7.3.1 Признаки физической одновременности образования нескольких оползней

Крупные, высокомагнитудные землетрясения могут приводить к массовым обрушениям склонов, что было ярко продемонстрировано при таких событиях, как, например, Венчуанское землетрясение 2008 г. в Китае (Yin et al., 2008; Huang, Li, 2009; Chigira et al., 2010; Fan et al., 2012b) и Кеминское землетрясение 1911 г. в Северном Тянь-Шане (Богданович и др., 1914; Дельво и др., 2001). Поэтому доказательство физической одновременности образования нескольких доисторических оползней на определенной территории является весомым аргументом в пользу их сейсмического генезиса. Следует отметить, что одновременное образование оползней на обширной территории возможно не только при землетрясениях, но и при интенсивном выпадении осадков при ураганах и тайфунах. Впрочем, поскольку исследуемый регион в течение длительного времени характеризовался, в целом, засушливым климатом, с редкими сильными дождями, такой сценарий маловероятен и одновременность обрушения нескольких скальных склонов с большой вероятностью может рассматриваться как доказательство того, что оно было вызвано землетрясением.

Важный аспект проблемы выделения сейсмогенных оползней заключается в том, что конечной целью этих исследований, пусть даже не всегда сформулируемой в явном виде, является не просто установление связи оползня с землетрясением, но оценка параметров землетрясения, приведшего к обрушению – его интенсивности и/или магнитуды. В работах Д. Кифера и его последователей (Keefner, 1983, 1994, 1999, 2000, 2002; Rodriguez et al., 1999) показано, что магнитуду землетрясения можно оценивать на основании данных о размерах территории, пораженной склоновыми процессами при этом сейсмическом событии. Следует, однако, учитывать, что используемые при этом соотношения были получены по данным о распространении оползней разных размеров, произошедших при исторических землетрясениях, а изучая события, происходившие сотни и тысячи лет тому назад, мы обычно рассматриваем только крупнейшие склоновые смещения, сохраняющиеся в ландшафте и уверенно идентифицируемые спустя столь длительное время после их образования. Это накладывает существенные ограничения на возможность оценки магнитуд палеоземлетрясений по данным о древних оползнях. На сегодняшний день, выполнив обратные расчеты устойчивости, мы можем более или менее надежно оценить интенсивность сотрясений, приведших к обрушению конкретного склона. Оценку магнитуды таких землетрясений можно пытаться сделать, если в ходе обратных расчетов устойчивости и численного моделирования удастся получить акселерограмму сейсмического воздействия, с наибольшей вероятностью приведшего к обрушению склона и далее оценивать, какое землетрясение могло дать такую акселерограмму (Fomenko et al., 2021), однако надежность таких оценок пока что невысока.

Дополнительная сложность связана с тем, что многие катастрофические природные процессы, приводящие к обрушению склонов, причем не только землетрясения, но и тропические штормы и ураганы, нередко приводили к образованию только одного действительно крупного оползня, который будет распознаваем в течение длительного времени, и многочисленных мелких оползней и обвалов (Malamud et al., 2004a, b; Turcotte, Malamud, 2004). В качестве примеров можно привести Сарезское землетрясение 1911 г. с магнитудой от 7.4 до 7.7 (Кондорская, Шеба-лин, 1977; Ambraseis, Bilham, 2012; Kulikova et al., 2016), при котором образовался только сам Усойский завал, или Суусамырское землетрясение 1992 г. с $M7.3$, также спровоцировавшее единственный крупный "скальный" оползень в верховьях р. Бельалды. В таких случаях можно попытаться соотнести возраст крупного оползня и мелких обрушений склонов в его окрестностях, но это возможно только в специфических благоприятных условиях, пример которых будет рассмотрен ниже, в разделе 7.4.

Очевидно, что проблему выделения одновозрастных оползней можно решать, что называется "в лоб" – путем их датирования различными методами абсолютной геохронологии (см., например, Walker, 2005). К сожалению, малое число датированных оползней в Центральной Азии вынуждает искать альтернативные подходы к выявлению признаков физически единовременных крупномасштабных обрушений. К тому же, даже при наличии датировок, следует учитывать точность методов абсолютного датирования, которая может достигать примерно $\pm 10\%$ от установленного возраста. Для объектов с возрастом в десятки тысяч лет разброс датировок может оказаться сопоставимым с периодом повторяемости сильных землетрясений.

Первым шагом для установления физической одновременности обрушений на какой-то территории является поиск оползней, расположенных относительно недалеко друг от друга (Strom, Abdrakhmatov, 2004; Strom, 2015c), одинаково выраженных в ландшафте – со сходным уровнем сохранности мелких форм рельефа, сходным развитием почвенного и растительного покрова и т.д. Многочисленные группы оползней с такими характеристиками выявлены в Джунгарии (рис. 7.34), в разных районах Тянь-Шаня (см. рис. 4.4, 7.35) и Памира.

Дополнительным признаком в пользу одновременности обрушения вследствие одного и того же сейсмического события может служить обрушение на близкорасположенных склонах схожей ориентировки и, соответственно, движение оторвавшихся скальных массивов в одном и том же направлении, по крайней мере на начальном этапе смещений. В этих случаях можно предполагать, что обрушение склонов было вызвано воздействием сейсмических волн, распространявшихся от очага землетрясения в определенном направлении.

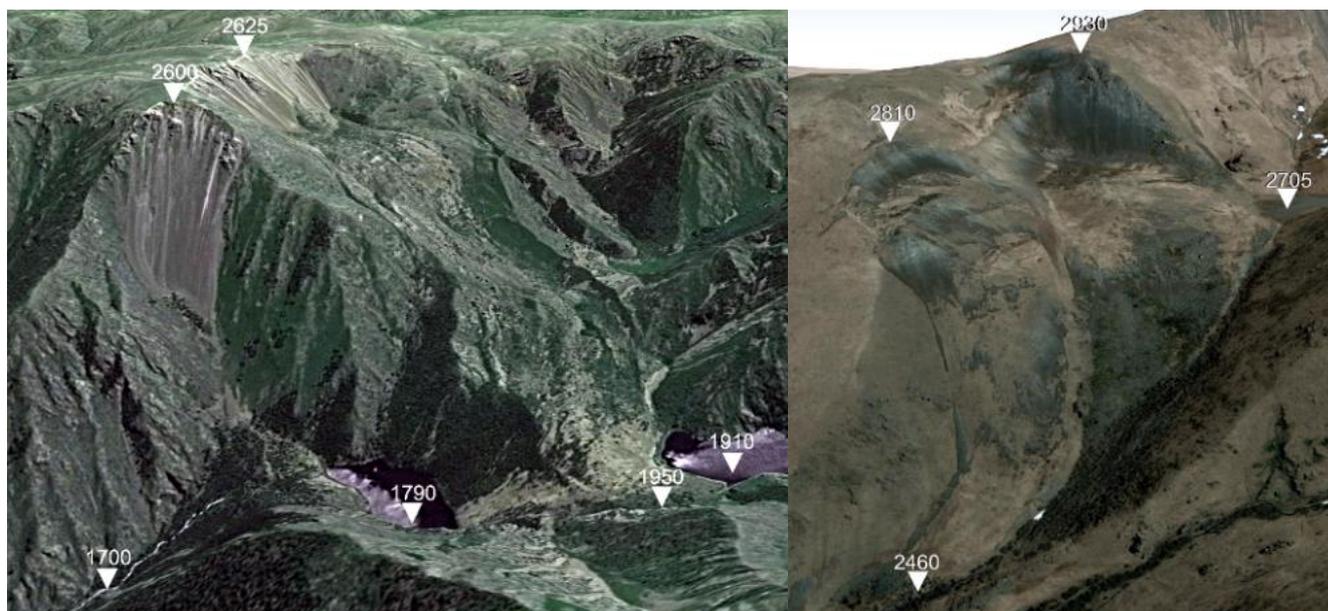


Рис. 7.34. Близко расположенные оползни в Джунгарском Алатау с одинаковой выраженностью в ландшафте, что может говорить об их одновременности. Слева – завальные плотины озер Верхнее и Нижнее Куласу в долине р. Жамантау (45.654° с.ш., 81.45° в.д.), бровки цирков на отметках 2625 и 2600 м; справа – слившиеся тела оползней из двух смежных цирков (45.42° с.ш., 81.782° в.д.)

Яркими примерами такой направленности обрушения могут служить Каракунгейские каменные лавины в Центральном Тянь-Шане (рис. 7.36). Стенки отрыва и тела обеих оползней, произошедших на склонах северной экспозиции, сложенных палеозойскими гранитами, выглядят одинаково "свежими", хотя и механизмы перемещения и типы этих каменных лавин различаются. Южный оползень трансформировался во вторичную отраженную каменную лавину, а Северный – в прыгающую отраженную каменную лавину. Можно предположить, что в обоих случаях обрушение произошло при землетрясении, приуроченном к зоне одного из разломов, ограничивающих Минкуш-Кокомеренскую новейшую впадину и проходящих в 10-15 км южнее.

Иногда обрушения происходят на обеих сторонах водораздела, что также может рассматриваться, как признак их одновременного сейсмического происхождения (Федоренко, 1988). Примеры таких оползней в Восточном Тянь-Шане показаны на рис. 7.37, а в Южном, недалеко от г. Айни, на рис. 7.38. Для того, чтобы сделать однозначный вывод об одновременности таких "парных" оползней, следует датировать их, используя методы абсолютной геохронологии – радиоуглеродный, оптически стимулированной люминисценции, космогенных изотопов и др. (Walker, 2005).

Встречаются, однако, ситуации, когда обоснованный вывод о физической одновременности обрушения на разных, хотя и близко расположенных склонах можно сделать, и не располагая данными об абсолютных возрастах. Причем зачастую он будет даже более обоснованным, учитывая достижимую точность датирования. Такое однозначное решение может быть принято, если тела двух (или более) каменных лавин, сошедших с разных склонов, смыкаются, не перекрывая

друг друга. Такое положение оползневых тел возможно, только если обрушение произошло действительно одновременно и двигающиеся обломочные массы достигли точки их соприкосновения тоже одновременно, сливаясь в единое тело.

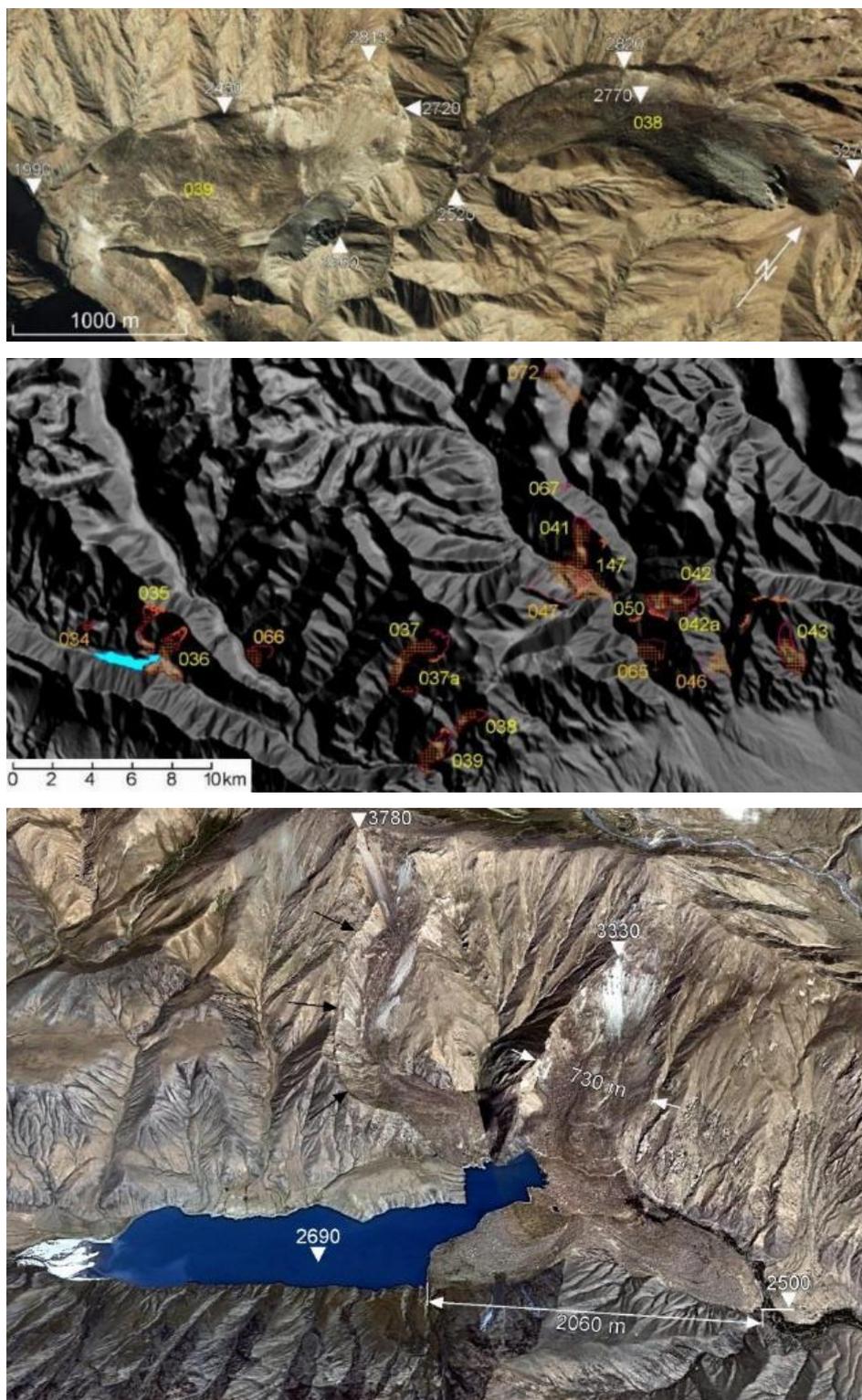


Рис. 7.35. Кластер предположительно одновозрастных оползней в скальных массивах (в гранитах) на южном склоне хребта Сармин-Ула на Тянь-Шане (Синьцзян, КНР) (~42.5 с.ш., 85.4 – 85.8 в.д.) и примеры каменных лавин из этого кластера с одинаковой выраженностью в ландшафте и произошедших на склонах одинаковой экспозиции (вверху - №№ 038, 039; внизу - №№ 035-036). Номера соответствуют номерам в базе данных без индекса страны (Strom, Abdrakhmatov, 2018). Желтые номера – голоценовые оползни, оранжевые номера – предположительно позднеплейстоценовые оползни

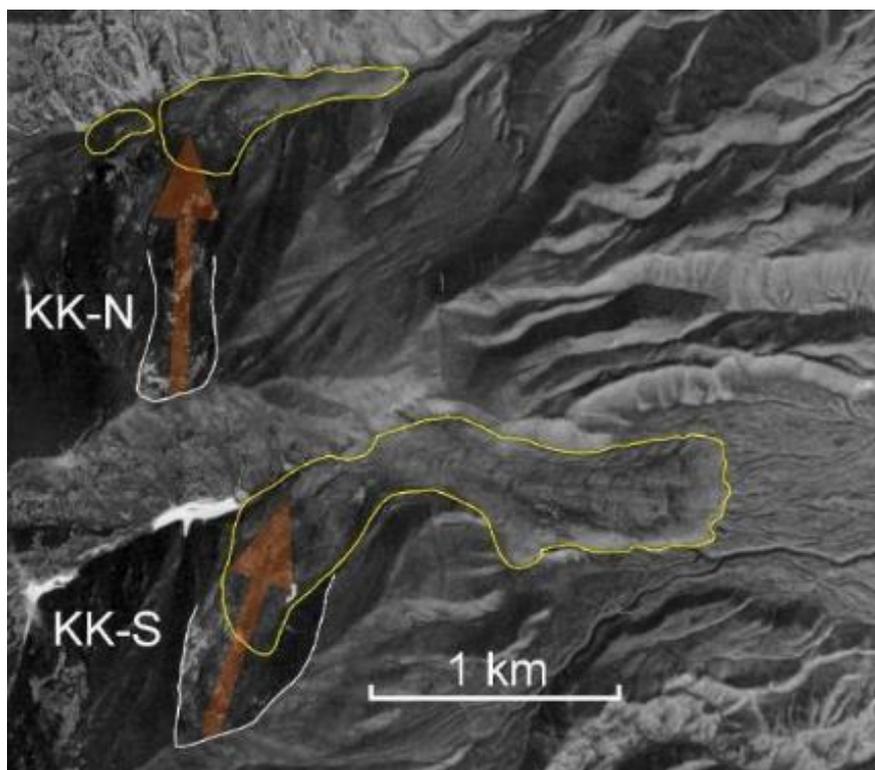


Рис. 7.36. Каракунгейские оползни, Северный (КК-N, см. рис. 5.10) и Южный (КК-S, см. рис. 4.41), произошедшие на склонах близкой ориентировки. Коричневые стрелки показывают направление первоначального смещения

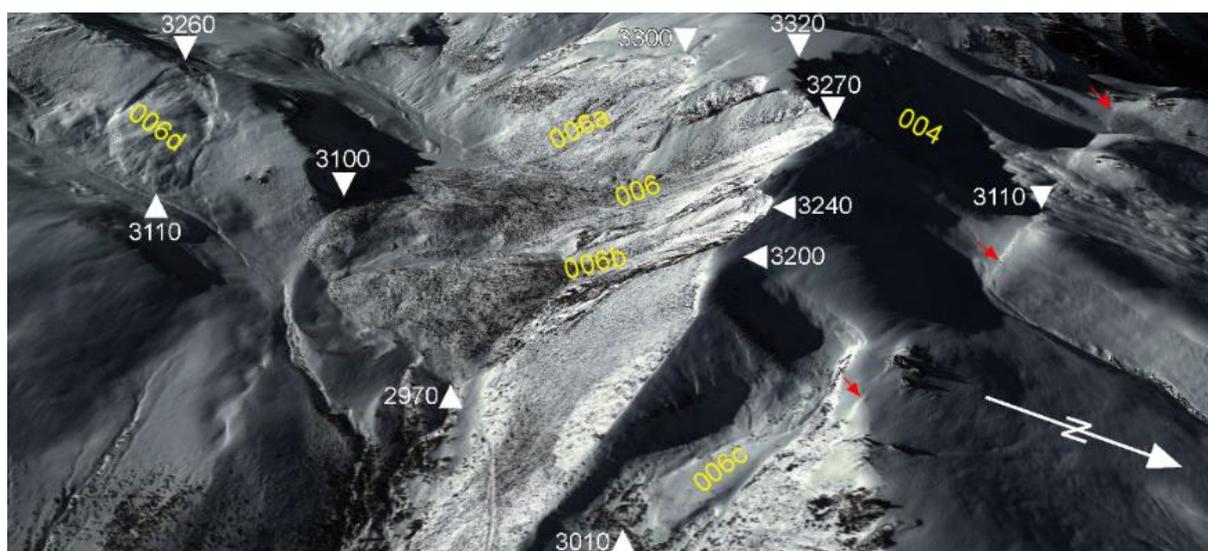


Рис. 7.37. Группа оползней объемом от менее 1 до 5 миллионов кубометров на обеих сторонах локального водораздела в Китайской части Тянь-Шаня (42.6° с.ш., 80.52° в.д.) в зоне контакта гранитной интрузии и метаморфизованными осадочными породами каменноугольного возраста. Номера соответствуют номерам в базе данных (Strom, Abdrakhmatov, 2018) без указания индекса страны (в данном случае Китая). Красными стрелочками обозначен молодой разрыв. Перспективное изображение Google Earth (зимний снимок 28.12.2010 г.)

Такие взаимоотношения наблюдаются, к примеру, у Белогорских оползней на севере Тянь-Шаня, в Киргизии к западу от Бишкека (см. рис. 7.14) и у Ихначкульских оползней в бассейне реки Пскем в Узбекистане в Северо-Западном Тянь-Шане (41.89° с.ш., 70.55° в.д.) (рис. 7.39). В последнем случае, помимо двух слившихся каменных лавин здесь, на небольшой территории размером примерно 6×3 км, выявлена целая группа оползней в скальных массивах, некоторые из которых также видны на этом рисунке.

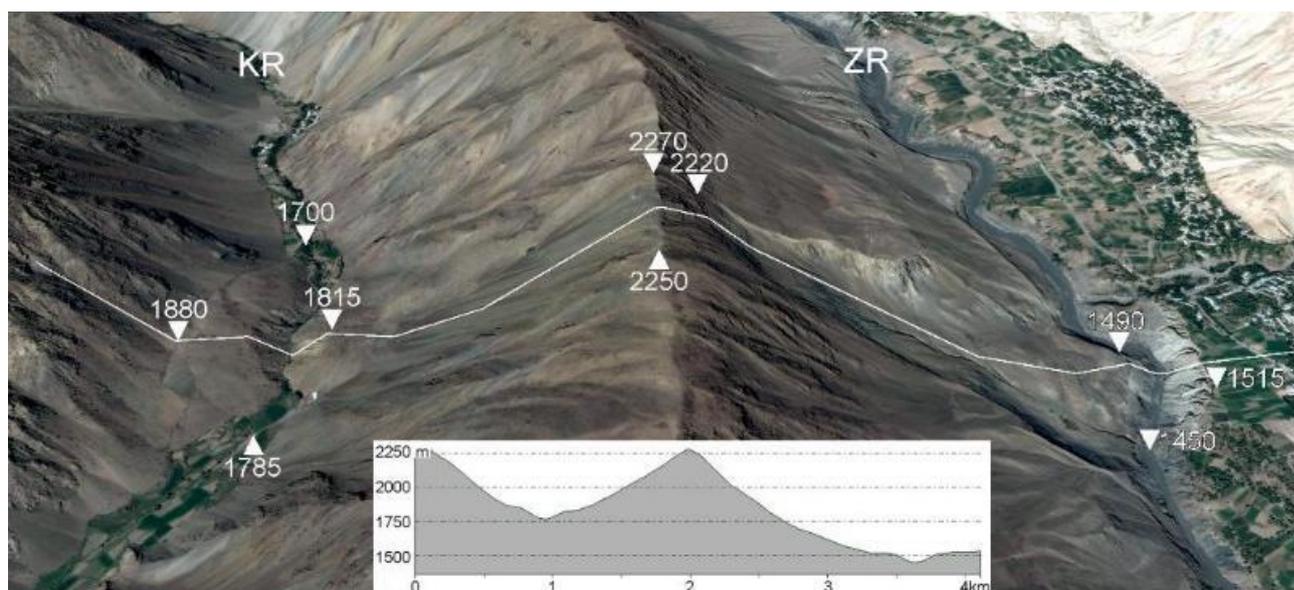


Рис. 7.38. Предположительно одновозрастные оползни объемом примерно 10 миллионов кубометров каждый на противоположных сторонах водораздела между долинами рек Зеравшан (ZR) и Кумар (KR), в 6 км восточнее г. Айни (Таджикистан) (39.372° с.ш., 68.607° в.д.) и профиль через нарушенный ими водораздел

Схожая ситуация имела место у оползней, образующих плотину оз. Укок в северной части Центрального Тянь-Шаня суммарным объемом около 200 миллионов м^3 (42.1° с.ш., 75.9° в.д.), произошедших на смежных участках склона и сформировавших двойной цирк и слившееся тело, с отчетливой прямолинейной границей между его частями, сошедшими из двух цирков (рис. 7.40). Отмечу, что датирование методом космогенных изотопов 5 образцов, отобранных на явно едином теле западного оползня, дало разные значения (Sanhueza-Pino et al., 2011), что привело авторов этой работы к ошибочному выводу о многократных обрушениях в западном цирке. Очень существенный разброс датировок – от примерно 45 до 70 тысяч лет был получен и при датировании этим методом колоссальной каменной лавины Мертвых Озер в Киргизии объем около 2 км^3 (41.5° с.ш., 72.71° в.д.), в отборе образцов для которых принимал участие автор (Oh et al., 2018). Эти примеры наглядно иллюстрирует, что при таких исследованиях нельзя опираться исключительно на результаты датирования, а необходимо учитывать геоморфологическое положение точек опробования.



Рис. 7.39. Слившиеся тела двух каменных лавин (А и В), образующих завальную плотину Ихначкудских озер в бассейне р. Пскем в Узбекистане. С, D – дополнительные оползни, входящие в эту группу

В принципе, иное взаимоотношение – налегание одного оползневого тела на другое, может быть следствием не существенной разницы в их возрастах, а результатом того, что телам оползней, произошедших физически одновременно, потребовалось разное время на то, чтобы преодолеть расстояние до "места встречи". В качестве примера можно привести оползни (рис. 7.41), входящие в состав оползневого кластера в хребте Сармин-Ула в Восточном Тянь-Шане (см. рис. 7.35). Отчетливо видно, что фронтальная часть тела каменной лавины (№ 042) перекрывает тело блокового оползня (№ 050). Оба обрушения произошли на склонах схожей крутизны ($33-35^\circ$) и высоты, сложенных гранитами, что позволяет предполагать близкие скорости их перемещения после смещения со склона. Однако, блоковый оползень № 50 прошел расстояние всего в 800 м по подножию склона до своей остановки, а каменная лавина № 42 должна была пройти расстояние в 1100 м до того, как она уперлась в тело блокового оползня. Последний к этому времени уже мог быть "на месте" и фронт каменной лавины частично перекрыл его.

Аналогичная ситуация, вероятно, имела место в долине р. Хуштарита в Южном Тянь-Шане (рис. 7.42). Фронтальная часть Западной Хуштаритской каменной лавины, прошедшей расстояние в 5230 м, перекрывает тело Восточной Хуштаритской каменной лавины примерно в 1200 м от подножия ее цирка. Такая разница в пройденном расстоянии, при условии их одновременного обрушения, должна была привести к тому, что фронт Западной лавины достиг "места встречи" на несколько минут позже того, как здесь оказалось тело Восточной лавины, при том, что морфология и ландшафтные особенности обоих тел практически идентичны.

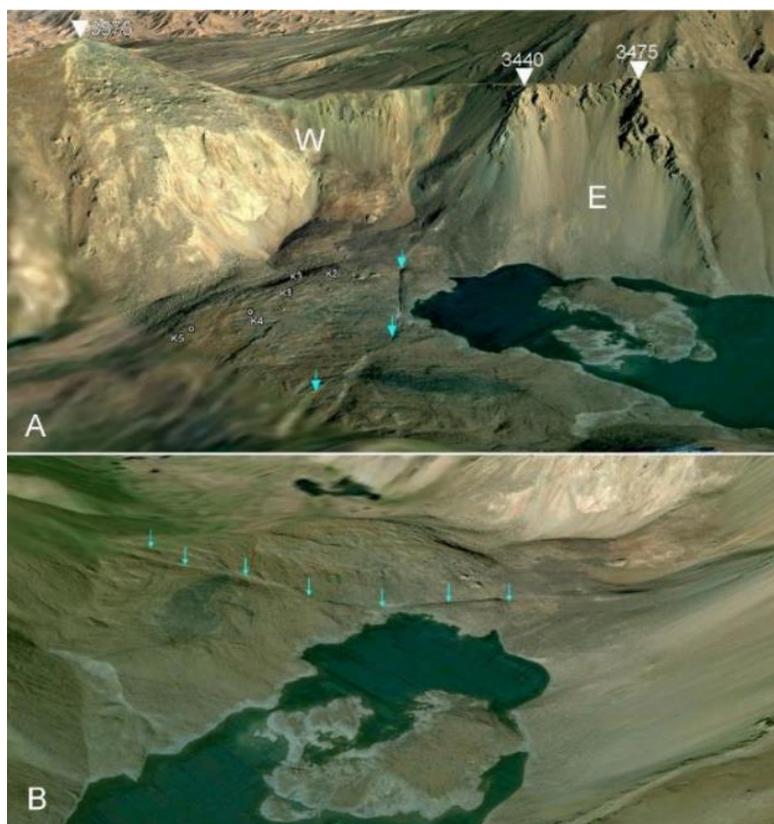


Рис. 7.40. Перспективные изображения Google Earth завальной плотины оз. Укок в Центральном Тянь-Шане. А – вид на стенки отрыва (W и E – соответственно, западный и восточный цирки); В – вид вниз по долине. Точки К1-К5 обозначают места для отбора образцов для датирования методом космогенных изотопов. Голубыми стрелочками обозначена граница между двумя оползневыми телами



Рис. 7.41. Смыкающиеся тела каменных лавин (042 и 042а) и блокового оползня (050). Перспективное изображение Google Earth. Номера соответствуют номерам из базы данных (Strom, Abdrakhmatov, 2018), без индекса страны (Китая)

Иногда вывод об одновременности формирования нескольких крупных оползней может быть сделан и в том случае, если оползневые тела не смыкаются. Так, цирки гигантских Джашильнульского и Кель-Кугурского оползней на левом борту долины р. Чон-Кемин в Северном Тянь-Шане разрушили северный и восточный склоны скального выступа у впадения в долину р. Чон-Кемин ее левого притока (рис. 7.43). Предположение об одновременности формирования этих оползней можно сделать на основании наличия единой системы трещин, огибающих оба цирка за пределами их бровок.

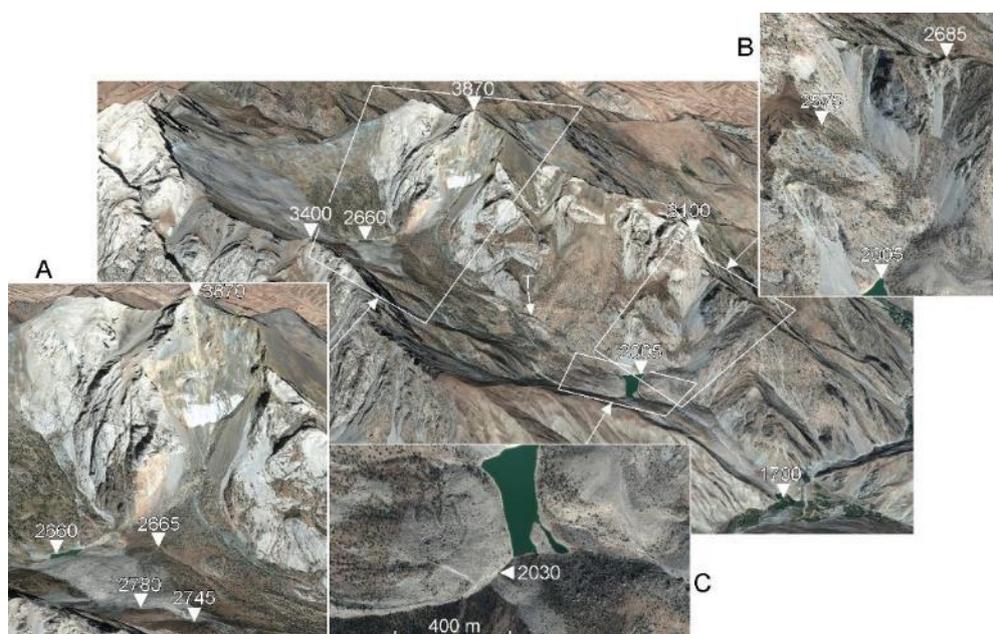


Рис. 7.42. Перспективное изображение Google Earth двух каменных лавин в долине р. Хуштарита, Южный Тянь-Шань. Во врезках показаны: А – цирк Западной каменной лавины; В – цирк Восточной каменной лавины; С – налегание фронта Западной лавины на тело Восточной. Т – примазки отложений, оставленные на склоне при движении Западной лавины

В ряде случаев обосновать одновременность обрушений высоких скальных склонов удается на основании анализа истории развития участков речных долин, перекрывавшихся завальными плотинами, которые, позднее были прорваны. Такой анализ в исследованном регионе (на Памире) удалось провести в среднем течении р. Пяндж и в среднем течении р. Гунт (Strom, Abdrakhmatov, 2018; Стром, 2020).

Две гигантских завальных плотины перекрывали долину р. Пяндж в 31 и 43 км ниже по течению от устья р. Бартанг, у селений Шидз (37.93° с.ш., 71.31° в.д., рис. 7.44) и Вознавд (37.97° с.ш., 71.27° в.д., рис. 7.45). Оползневые цирки располагались на правом, Таджикском, борту долины, а остатки оползневых тел сохранились также на ее левом – Афганском борту. Оба оползния произошли на склонах высотой 1400-1500 м, сложенных гранитами и мигматитами.

Верхний – Шидзский - оползень перекрыл долину Пянджа, образовав плотину высотой около 450 м, создававшую колоссальное озеро, которое протягивалось, по-видимому, более чем на 100 км вверх по долине Пянджа и на десятки километров вверх по долине Бартанга (рис. 7.46). При отметке гребня плотины примерно 2200 м, объем накопившейся воды мог достигать 31 км^3 . С учетом современного среднегодового расхода Пянджа порядка 800 м³/с (Государственный Водный Кадастр, 1990) озеро могло быть наполнено за период от менее года до нескольких лет, после чего неизбежно произошел перелив через гребень плотины и ее катастрофический прорыв. Тем не менее, нижняя часть плотины высотой примерно 150 м уцелела, в результате чего часть озерной ванны была полностью заилена (рис. 7.47) и сегодня дно долины Пянджа на протяжении около 43 км, вплоть до устья реки Баджувдара, а также дно долины Бартанга на протяжении около

10 км представляют собой выровненную площадку, сложенную озерными отложениями, по которой меандрируют эти горные реки (см. рис. 7.46). Объем озерных отложений оценивается в 2.5-3.0 км³.

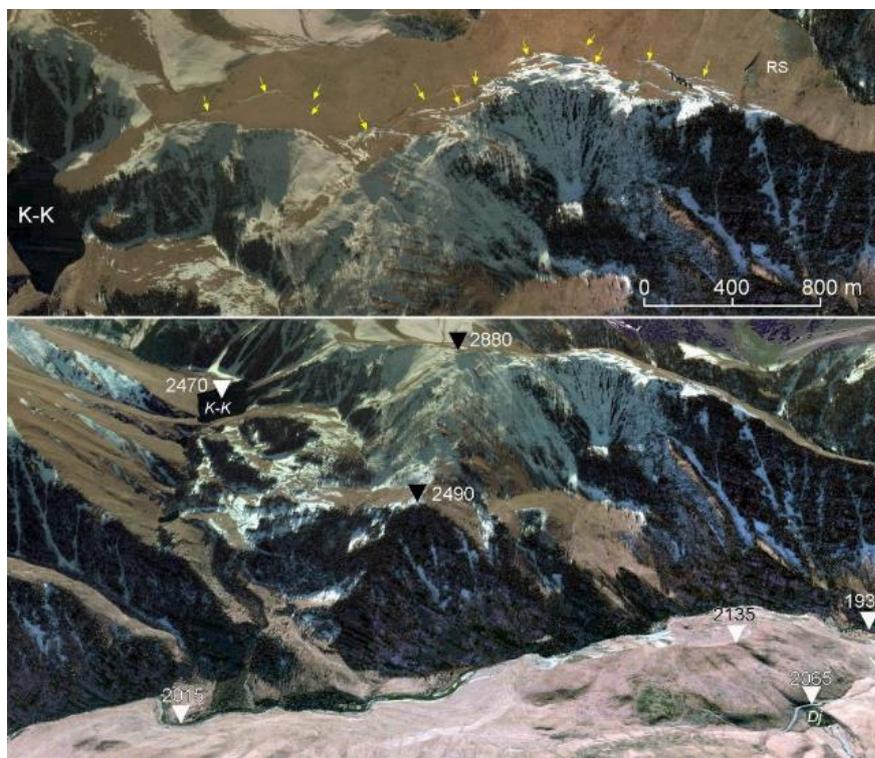


Рис. 7.43. Вверху – фрагмент космического снимка цирков Джашилькульского (справа) и Кель-Когурского (слева) оползней и обрамляющей их единой системы трещин (отмечены желтыми стрелками). Небольшой оползень в скальном массиве на противоположном склоне обозначен, как (RS). Внизу – перспективное изображение этих оползней. Dj – озеро Джашилькуль, К-К – озеро Кель-Когур



Рис. 7.44. Оползень Шидз. Перспективное изображение Google Earth. Во врезках показаны глыбы на поверхности размывтой завальной плотины, большая часть тела которой сохранилась на правом, Таджикском, борту долины, а небольшой фрагмент уцелел на левом, Афганском, борту. Бровка цирка на отметке 3300 м

При среднегодовом твердом стоке Пянджа порядка $5-10 \times 10^6$ м³ (к сожалению, непосредственные измерения этой величины по пограничной реке отсутствуют, см. Государственный Водный Кадастр, 1990) накопление такого количества осадков должно было занять примерно 300-600 лет. Трудно представить, что плотина, нижняя часть которой скорее всего была сложена

сильно раздробленным материалом, могла сопротивляться размыву при переливе столь длительное время, учитывая, что он мог начаться, как отмечено, через несколько лет после образования плотины.



Рис. 7.45. Оползень Вознавд (первичная каменная лавина) в условиях фронтального ограничения. Перспективное изображение Google Earth. Бровка цирка обозначена отметками 2570, 3430 и 3040 м. Во врезке показаны глыбы на поверхности фронтальной части размывтой завальной плотины с отметкой 2230 м, сохранившейся на левом, Афганском, борту долины

При прорыве плотины из ее тела было вынесено порядка 200-250 миллионов м³ обломочного материала, который и отложился на дне долины в "ловушке" между прорванной Шидзской плотиной и нижележащей Вознавдской плотиной (толща В на рис. 7.47). Этот материал сыграл роль контрфорса, предотвратившего полный размыв верхней (Шидзской) плотины, благодаря чему заиление сохранившейся части озера могло продолжаться в течение сотен лет. Это объясняет противоречие между значительным объемом накопившихся озерных осадков и предполагаемым коротким временем существования подпрудного озера до его несомненно катастрофического прорыва.

Временные соотношения между Шидзским и Вознавдским оползнями неизвестны, однако с большой долей вероятности можно утверждать, что они образовались одновременно, скорее всего при сильном землетрясении. Такое предположение основывается на анализе продольного профиля р. Пяндж на этом участке (см. рис. 7.47). Если бы Вознавдский оползень образовался до Шидского, он был бы прорван достаточно быстро, так как представлял собой ярко выраженную первичную лавину с фронтальным ограничением и эффективная высота образованной им плотины была меньше максимальной высоты подъема фронта оползня на противоположный борт долины. Соответственно, ничего не препятствовало бы свободному переносу материала из тела более молодого Шидского оползня уже после его прорыва вниз по долине реки и толща В на рис. 7.47 не накопилась бы.

Аналогично, если бы Шидский оползень перекрыл Пяндж раньше Вознавдского, то, опять же, при его прорыве материал свободно переносился бы вниз по течению, а не образовывал бы отчетливый осадочный "клин" (толща В на рис. 7.47).

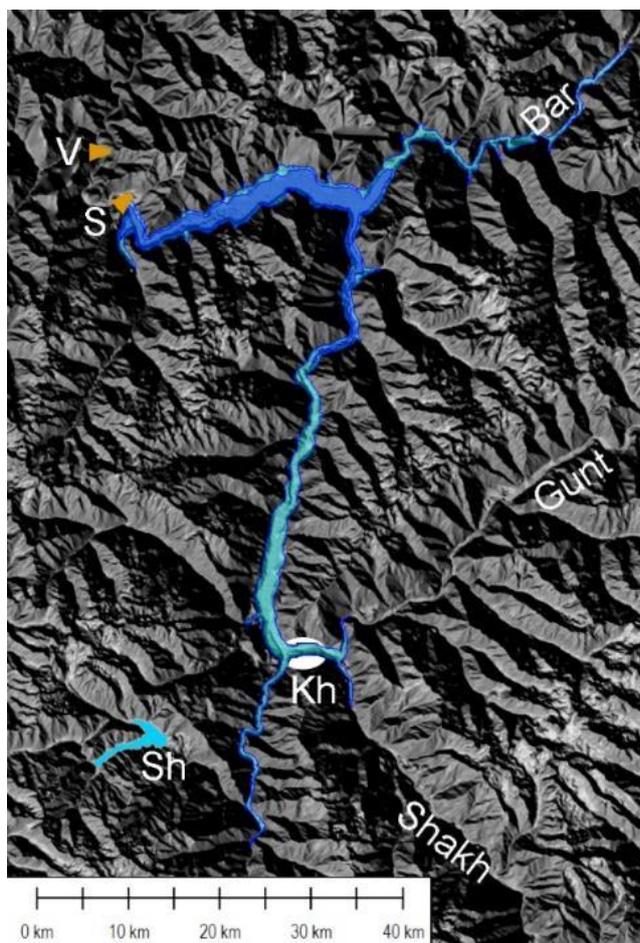


Рис. 7.46. Схематическая карта озера, образованного Шидзской завальной плотиной (S). V – Завальная плотина, образованная оползнем Вознавд. Bar – река Бартанг, Gunt – река Гунт, Shakh – река Шахдара, Sh – завальное озеро Шива, Kh – г. Хорог. Голубой заливкой показано озеро при отметке гребня плотины 2200 м, Темно-синей заливкой – заиленная часть озера, сохранившаяся от размыва. Подложка – ЦМР SRTM визуализированная средствами программы Global Mapper

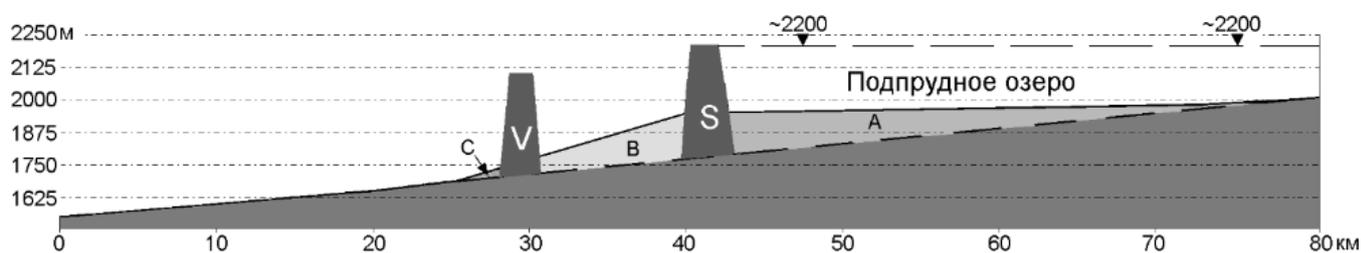


Рис. 7.47. Продольный профиль долины р. Пяндж на участке приблизительно между устьями рек Бартанг и Язгулем, построенный по 3" ЦМР SRTM. А – осадки, накопившиеся в подпрудном озере; В – материал, вынесенный из тела Шидзского оползня (S); С – отложения, накопившиеся ниже прорванной Вознавдской завальной плотины (V)

Если же, как предполагается, завалы произошли одновременно, верхний из них перекрыл сток, препятствуя заилению отрезка дна долины между завалами, заполнение которого водой могло происходить и из боковых притоков. Когда озеро, образованное Шидзским завалом, переполнилось, и начался его катастрофический прорыв, нижний, Вознавдский завал, гребень которого был примерно на 100 м ниже гребня Шидзского завала (см. рис. 7.47), препятствовал свободному выносу материала вниз по долине, по крайней мере до той поры, когда он был, в свою очередь, прорван. Материал, вынесенный из тела верхнего завала, отложился на дне долины между плотинами, образовав толщу с довольно крутым уклоном поверхности (толща В на рис. 7.47). Однако позднее, после прорыва Вознавдской завальной плотины, уже ничто не препятствовало транспортировке материала, выносимого уже из тел обеих плотин вниз по долине Пянджа,

и на продольном профиле ниже по течению от Возназдского оползня мы видим лишь незначительный "осадочный клин" (толща С на рис. 7.47).

Это позволяет достаточно уверенно судить об одновременности образования описанных завальных плотин. "Одновременность" в данном случае подразумевают интервал времени, не превышающий несколько лет, необходимых для заполнения Шидзского подпрудного озера.

Следует также иметь в виду, что вышеописанные оползни, перекрывавшие долину р. Пяндж, находятся в группе из как минимум 6 гигантских оползней в скальных массивах (рис. 7.48), крупнейшим из которых является грандиозный Паджварский оползень в Афганистане объемом около 6 км^3 при котором в долину короткого левого притока Пянджа обрушился целый хребет, завалив ее на высоту до $\sim 700 \text{ м}$ (№ 001 на рис. 7.48). Это один из крупнейших оползней всего Центрально-Азиатского региона (рис. 7.49), уступающий по размерам только Бешкельскому, объемом около 10 км^3 (см. рис. 3.1). Высокая концентрация столь крупных оползней на ограниченной территории также косвенно указывает на возможность их образования при одном или нескольких сильных землетрясениях.

Ситуация, аналогичная описанной выше, имела место и в долине Гунта на Памире, которая была перегорожена на протяжении 20 км трижды – более древними Зуворской и Вир-Тангивской каменными лавинами и более молодой Чартымской каменной лавиной (рис 7.50). Уклон русла реки Гунт между прорванными Зуворской и Вир-Тангивской завальными плотинами существенно круче, чем в целом в долине Гунта, а выше Вир-Тангивского оползня и выше молодого Чартымского завала уклон крайне незначителен (рис. 7.51). Обе древних завальных плотины прорваны, а Чартымский завал высотой около 60 м сохранился практически в неизменном виде; при этом созданное им озеро полностью заилено (см. рис. 4.15).

Продольный профиль долины на участке Зуворской и Вир-Тангивской прорванных завальных плотин практически аналогичен профилю долины Пянджа (см. рис. 7.47), что позволяет предполагать, что и здесь крупномасштабные обрушения склонов произошли одновременно. Дополнительным аргументом в пользу предположения об образовании этих завалов при сильном землетрясении является то, что долину Гунта на этом участке пересекает юго-западная часть активного Патхур-Немосского разлома. Поскольку на этом участке есть как более древние, так и более молодые оползни в скальных массивах, определив их возраст можно будет оценивать повторяемость сильных землетрясений на этом участке. Эти данные необходимо также сопоставлять с возрастными подвижками по активному разлому.

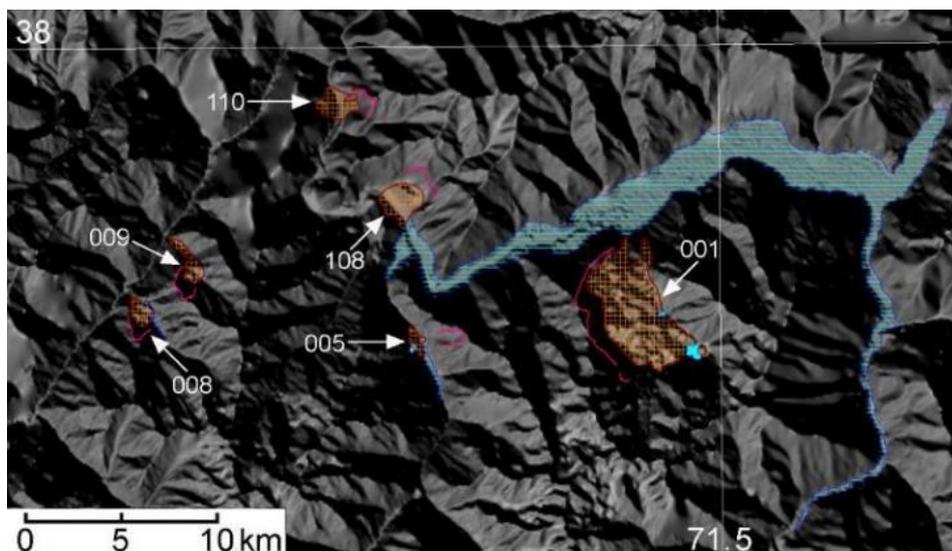


Рис. 7.48. Группа гигантских оползней в бассейне р. Пяндж ниже по течению от устья р. Бартанг. Номера соответствуют номерам из базы данных (Strom, Abdrakhmatov, 2018), без индексов стран (Таджикистана и Афганистана). № 108 – Шидзский, № 110 – Возназдский

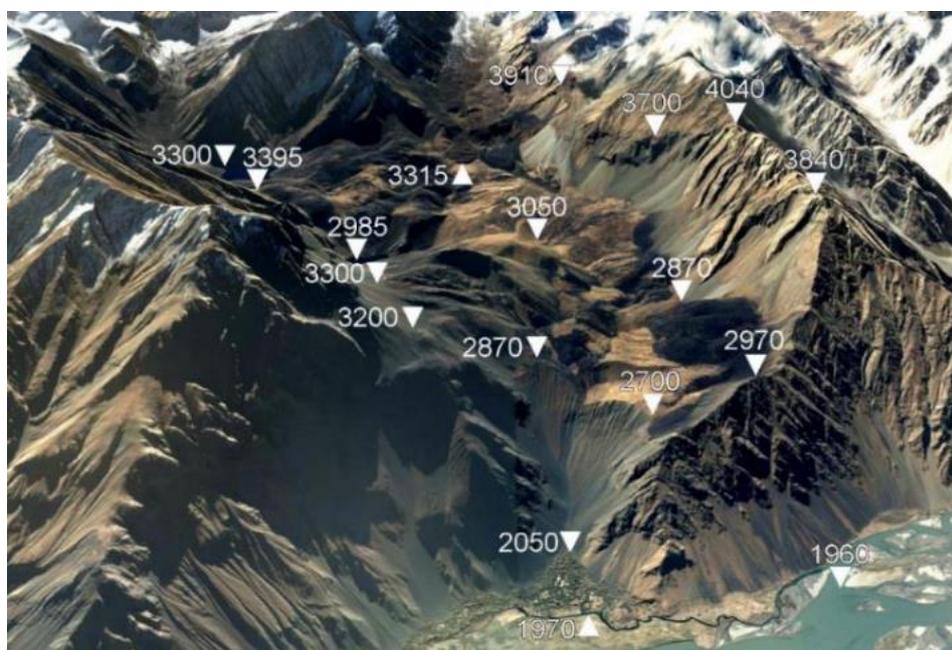


Рис. 7.49. Перспективное изображение Google Earth грандиозного Паджварского оползня объемом около 6 км³ в Афганском Бадахшане, полностью завалившего долину небольшого левобережного притока р. Пяндж. Показаны высотные отметки отдельных характерных точек

Завершая этот раздел, упомяну еще один интересный пример, когда на основе косвенных признаков можно сделать обоснованное предположение об одновременном обрушении нескольких высоких склонов. В Афганском Бадахшане, в верхней части бассейна р. Кокча на космических снимках хорошо видны следы мощных селевых потоков, произошедших, по-видимому, сравнительно недавно, поскольку их поверхность практически полностью лишена растительности (рис. 7.52).

Потоки отличались большой мощностью, так как их отложения подпрудили небольшую речную долину, отмеченную на рис. 7.52 знаком Р. Эти сели, предположительно прорывного генезиса, зародились в двух смежных долинах – рек Дакханзар и Шульвадар, каждая из которых была перекрыта несколькими крупными завальными плотинами (рис. 7.53).

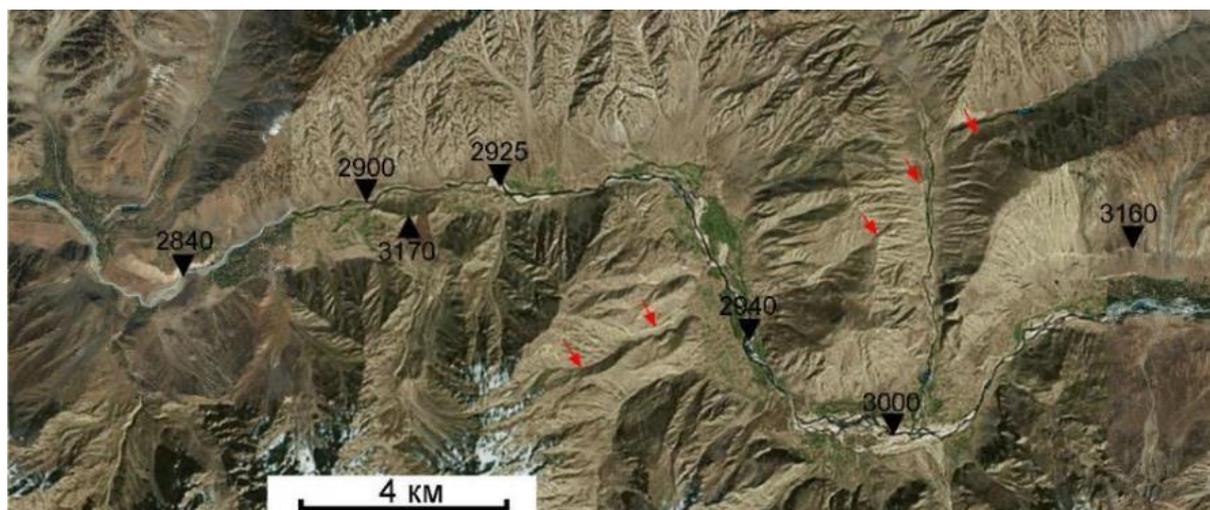


Рис. 7.50. Положение завальных плотин в долине р. Гунт. Более древние завалы – Зуворский (у отметки 2840), Вир-Тангивский (у отметки 2900-2925) и более молодой – Чартымский – посередине между отметками 2940 и 3000. Отметка 3160 – следы, предположительно, береговой эрозии озера, образованного Вир-Тангивской каменной лавиной. Отметка 3170 – гребень сохранившейся части Вир-Тангивской завальной плотины. Красными стрелками отмечено положение выраженных в рельефе молодых разрывов

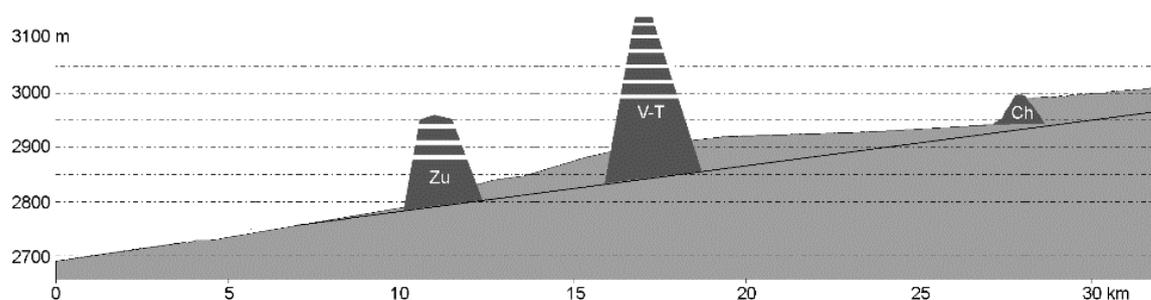


Рис. 7.51. Продольный профиль участка долины р. Гунт между устьями рек Патхур и Вуздара. Zu и V-T – прорванные Зуворская и Вир-Тангивская завальные плотины; Ch – сохранившийся более молодой Чартымский завал. Черная линия – предполагаемое положение дна долины до образования Зуворского и Вир-Тангивского оползней

Сель, вышедший из реки Шульвадар, произошел несколько раньше (см. врезку на рис. 7.52). Тем не менее, завальные плотины, прорыв которых вызвал эти селевые потоки, вполне могли образоваться одновременно, скорее всего при сильном землетрясении. Крупнейшая из них в долине реки Дакханзар (№ 25 на рис. 7.53, ~180 миллионов м³, 36.726° с.ш., 71.389° в.д., см. рис. 7.30) в несколько раз превосходила крупнейшую плотину в долине р. Шульвадар (№ 27 на рис. 7.53, ~50 миллионов м³, 36.705° с.ш., 71.422° в.д.) по объему и была несколько выше (~200 м против ~150 м). Поэтому, предположение, что подпрудные озера могли образоваться одновременно, но озеро в долине р. Дакханзар могло просуществовать несколько дольше, чем озеро в долине р. Шульвадар, вполне логично, хотя для однозначного доказательства одновременности образования завальных плотин в этих долинах их необходимо датировать.

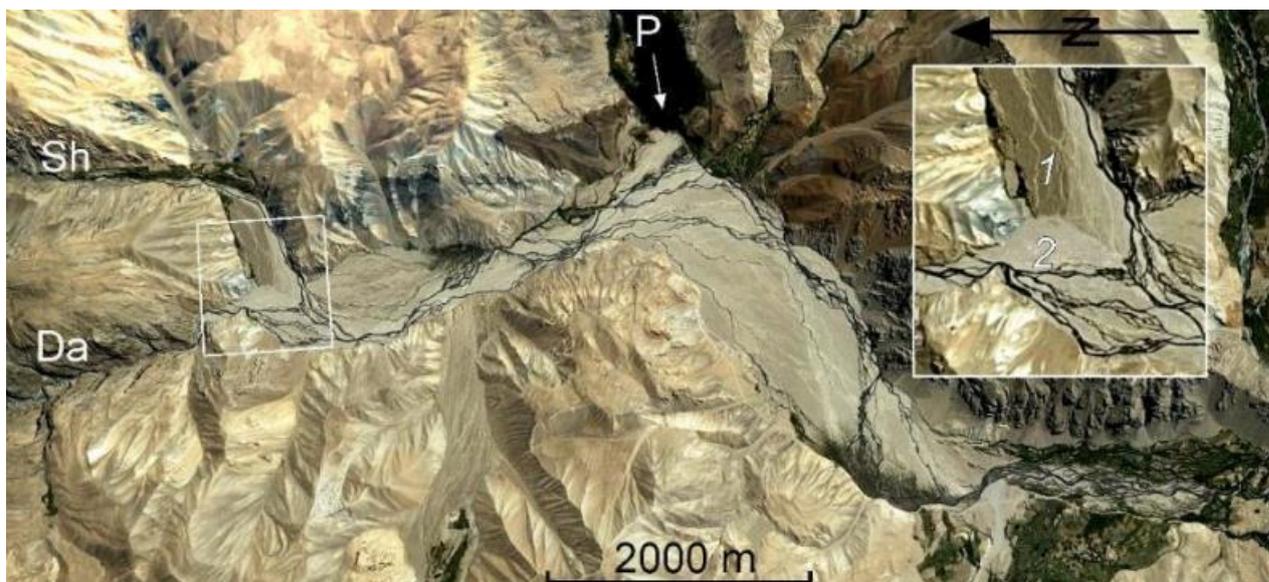


Рис. 7.52. Изображение Google Earth долины реки, заполненной селевыми отложениями, вынесенными из долин рек Дакханзар (Da) и Шульвадар (Sh). P – долина небольшой реки, подпруженная селевыми отложениями. На врезке видны соотношения между селевыми отложениями, вынесенными из рек Шульвадар (1) и Дакханзар (2)

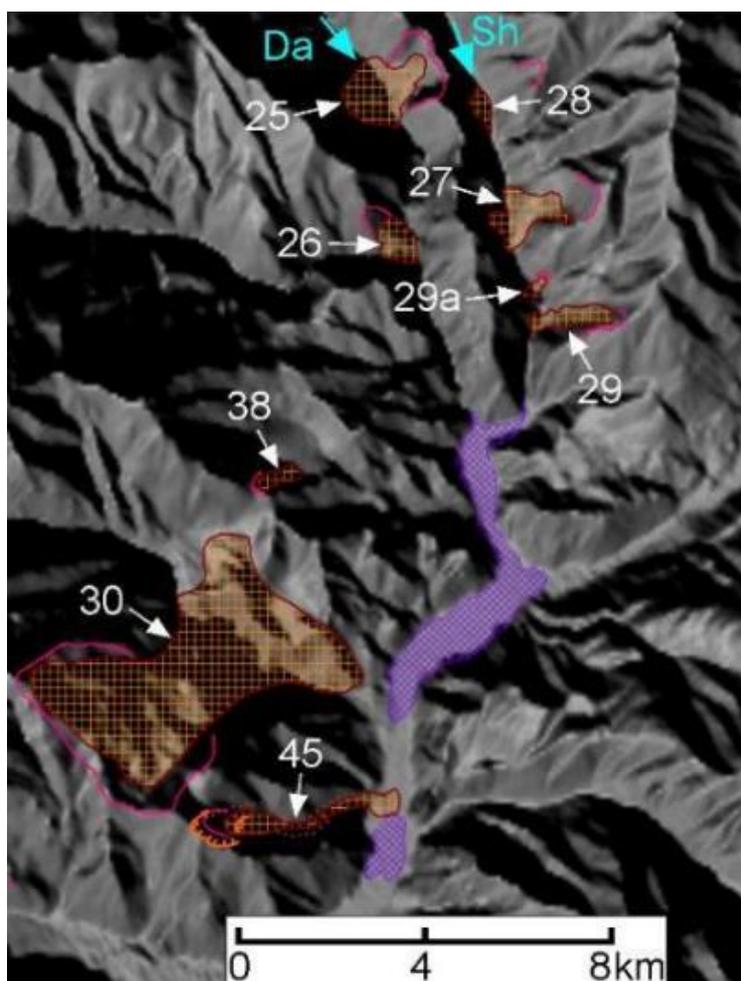


Рис. 7.53. Многочисленные завальные плотины в долинах рек Дакханзар (Da) и Шульвадар (Sh). Лиловая штриховка – область развития селевых отложений Cross. Номера соответствуют номерам в базе данных (Strom, Abdrakhmatov, 2018), без индекса страны (Afghan)

7.3.2 Примеры синхронного образования оползней и подвижек по активным разломам

В этом разделе рассмотрены примеры, когда можно с достаточной уверенностью говорить о связи крупных обрушений высоких горных склонов с доисторическими землетрясениями на основе совместного анализа склоновых и тектонических дислокаций – подвижек по разломам.

Активные разломы со следами повторяющихся или, реже, однократных позднечетвертичных подвижек – основные и наиболее достоверные геолого-геоморфологические индикаторы крупных (высокомагнитудных) палеоземлетрясений (McCalpin, 2009, русский перевод, 2011). Очевидно, что нахождение больших "скальных" оползней вблизи активных разломов и, особенно, непосредственное совпадение их стенок отрыва с активными разломами является весомым аргументом в пользу сейсмической природы обрушения.

Активный разлом, простирающийся в направлении к стенке отрыва и с признаками повторяющихся подвижек, найден вблизи гигантского Кокомеренского оползня в Киргизии (подробнее этот пример будет рассмотрен ниже, в разделе 7.4). Схожая ситуация наблюдается на Памире в долине Гунта в Таджикистане, где активный разлом протяженностью около 60 км с явными признаками молодых подвижек по нему проходит вблизи молодого Чартымского завала и приближается к цирку гигантского Вир-Тангивского оползня, преобразовавшегося в высококомобильную каменную лавину (см. рис. 7.50). Этот участок был описан в предыдущем разделе.

Нередко активные разломы, разделяющие новейшие поднятия и впадины, проходят вдоль подножий склонов, сложенных скальными грунтами, на которых происходили крупномасштабные сейсмогенные обрушения. В качестве примеров можно привести Ананьевский (см. рис. 1.2) и Каиндинский оползни, произошедшие при Кеминском землетрясении 1911 г. Такие взаимоотношения активных разломов и оползней вообще характерны для Тянь-Шаня, где большинство хребтов и долин представляют собой отдельные новейшие поднятия и впадины, разделенные разломами. Это можно проиллюстрировать на примере северного борта Каракуджурской впадины в Центральном Тянь-Шане (рис. 7.54). Аналогичное структурное положение имела Тахеманская каменная лавина (38.09° с.ш., 75.19° в.д.), произошедшая на Восточном Памире на борту Ташкурганской неотектонической впадины у западного подножия горного массива Мустагата (рис. 7.55) (Seong et al., 2009; Yuan et al., 2013), а также 34-километровая Комансуйская (см. рис. 1.7) и 24-километровая Ачикташская (см. рис. 4.12) каменные лавины, сошедшие с Заалайского хребта на днище Алайской долины. Молодой разрыв, разделяющий эти новейшие структуры, проходит вдоль подножия хребта. Учитывая, что интенсивность сотрясений в висячих крыльях надвигов и взбросов обычно выше, чем в лежачих, такое пространственное взаимоотношение

молодых разрывов и крупных оползней может указывать на связь оползней с крупными землетрясениями в этих зонах разломов.



Рис. 7.54. Оползневые заколы (обозначены желтыми стрелками) в висячем крыле молодого надвига (обозначен красными стрелками) на северном борту долины р. Какракуджур, Центральный Тянь-Шань (41.9245° с.ш., 75.992° в.д.)

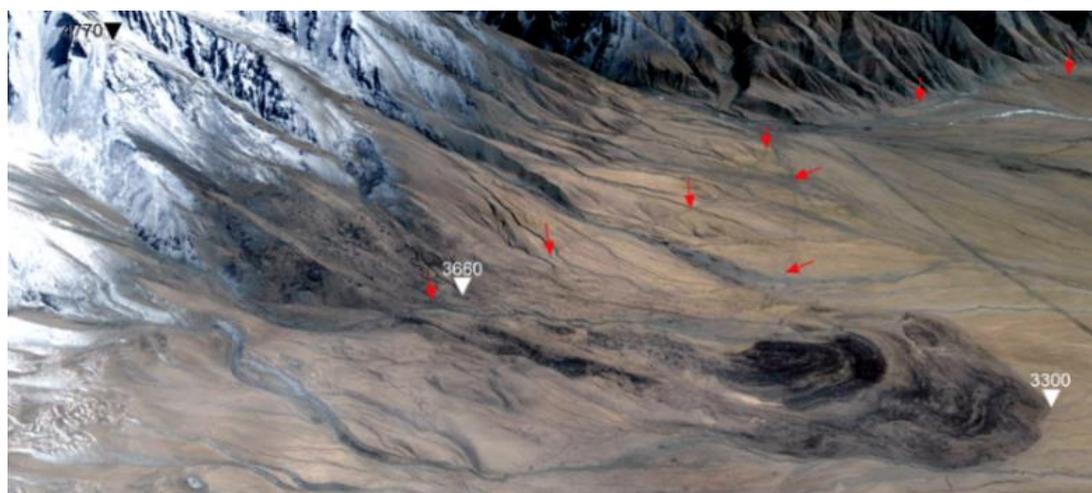


Рис. 7.55. Тахеманская каменная лавина, Восточный Памир, КНР. Ее тело расположено между отметками 3660 и 3300 м, а бровка цирка – на отметке 4770 м. Красными стрелками отмечены молодые разрывы. Перспективное изображение Google Earth

Интересные соотношения наблюдаются в центральной части северного склона хребта Западный Акшыйрак, на востоке которого находится грандиозный Бешкельский оползень объемом порядка 10 км^3 (см. рис. 3.1), а на западе – три высококомобильные Чаарташские каменные лавины (см. рис. 4.4). Выразительная система молодых разрывов проходит в основании склона, в приводораздельной части которого находится громадный осевший блок (рис. 7.56). Необычным является то, что упомянутые разрывы выглядят, скорее, как сбросы, нежели как взбросы, намного более характерные для новейших структур Тянь-Шаня (Шульц, 1948; Макаров, 1977; Чедия, 1984).

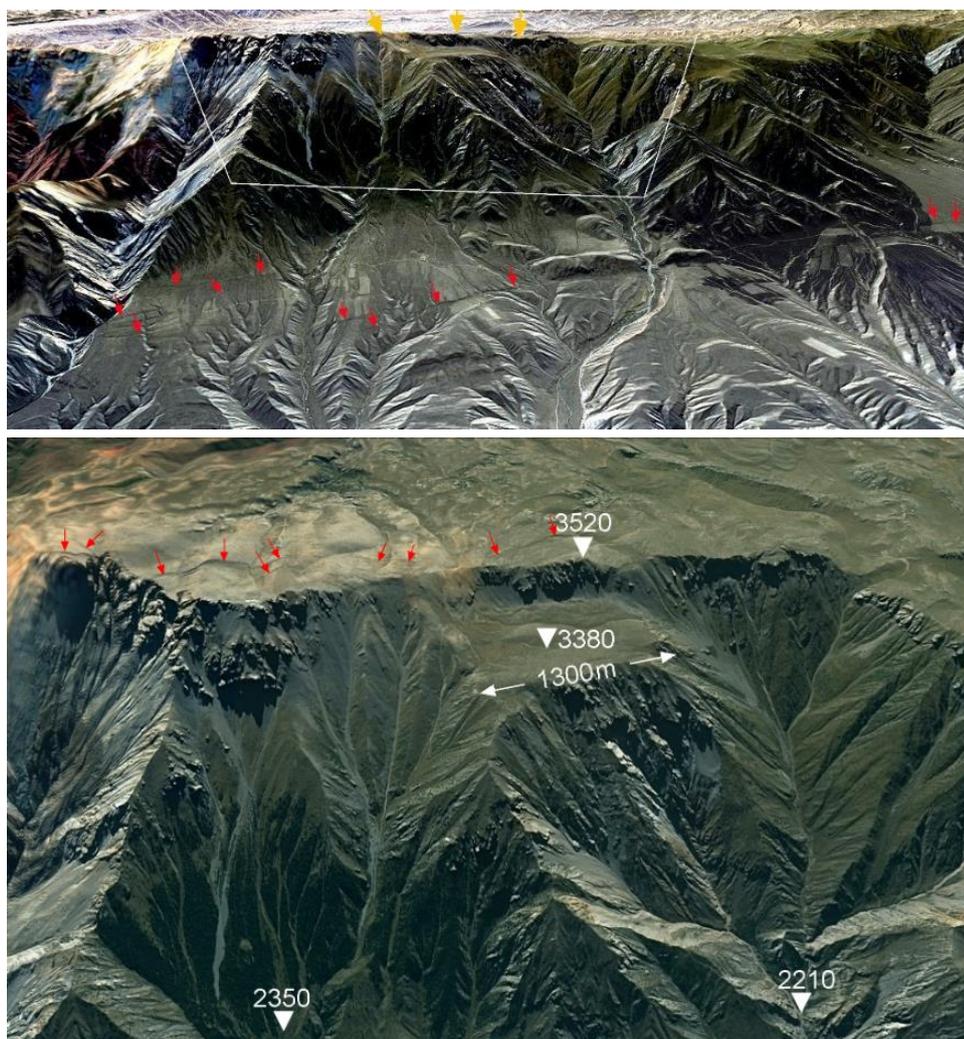


Рис. 7.56. Вверху – система молодых разрывов (сбросов?) обозначенных красными стрелками у северного подножия хребта Западный Ак-Шийряк (Киргизия) и оползневая ступень в приводораздельной части склона (уступ обозначен желтыми стрелками). Внизу – вид на оползневую ступень и оползневые заколы в верхней части противоположного склона (обозначены красными стрелками)

Анализируя региональное распространение оползней в скальных массивах можно видеть, что они часто группируются в достаточно локализованные кластеры, многие из которых, хотя и не все, совпадают с активными разломами. Такие кластеры, разделенные областями, практически лишенными аналогичных проявлений склоновых процессов, были выявлены в пределах всего исследованного региона (см., например, рис. 7.35, 7.37, 7.48).

Некоторые зоны активных разломов, в частности, ограничивающих Минкуш-Кокомеренскую межгорную впадину в Центральном Тянь-Шане (Садыбакасов, 1972), а также проходящих вдоль долины р. Зеравшан в Южном Тянь-Шане (Федоренко, 1988) и вдоль долин рек Санглех и Якшиндар в Афганском Бадахшане (Strom, Abdrakhmatov, 2018) поражены крупными склоновыми смещениями практически на всей их протяженности. Отмечу, что в двух первых из упомянутых зон разломов сколько-нибудь сильные исторические землетрясения неизвестны, в третья проходит над Гиндукушской зоной глубоких землетрясений.

Вдоль некоторых зон разломов, также с яркими проявлениями молодой тектонической активности, располагаются компактные группы крупных оползней, разделенные промежутками протяженностью в 10-20 км без проявлений крупномасштабных склоновых процессов (Strom, Abdрахmatov, 2004). Такое распределение оползней характерно, в частности, для системы активных разломов, протягивающейся вдоль долин рек Чон Кемин и Чилик к северу от озера Иссык-Куль, вскрывшейся при Кеминском землетрясении 1911 г. с М8.2 на протяжении более 100 км (Богданович и др., 1914; Дельво и др., 2001). Скорее всего здесь возникали и доисторические землетрясения. Крупные оползни, выявленные вдоль этой зоны, группируются на трех участках, разделенных "безоползневыми" промежутками. Аналогичное группирование склоновых смещений наблюдается вдоль северной границы Суусамырской межгорной впадины (Strom, Abdрахmatov, 2004, 2018).

Несмотря на недостаток данных о возрастах как подвижек по активным разломам, так и крупных оползней, совпадение которых существенно повышало бы обоснованность такого вывода, есть достаточно много примеров, когда возрастны соотношения и генетическая связь между этими явлениями могут быть определены прямо или косвенно на основании геолого-геоморфологических данных.

В некоторых случаях можно установить последовательности подвижек по разрывам и обрушения склонов, как, например, в Киргизии, на южном склоне хребта Нуратау, непосредственно к западу от долины прорыва р. Малый Нарын (41.579° с.ш., 76.395° в.д.). Здесь молодой разрыв дислокации Калмак-Ашу смещает небольшой обвал на склоне, сложенном лейкократовыми гранитами (рис. 7.57).

Высота обращенного вверх по склону уступа на участке обвала составляет примерно 4 м, а за его пределами – около 8 м. Т.е. здесь мы видим следы двух подвижек примерно по 4 м каждая. Тело обвала заполнило понижение, образованное в результате первой подвижки, и распространилось вниз по склону. При этом оно перекрыло оперяющий разрыв, проходящий выше по склону. После этого произошла вторая подвижка, разорвавшая и сместившая обвальную массу. Возраст глыбы из тела обвала на поднятом крыле разлома, определенный методом ^{10}Be , составил 3454 ± 986 лет, что соответствует максимальному возрасту последней подвижки по разлому. Предшествующая же подвижка произошла не более чем 18680 ± 5711 лет тому назад, так как именно такой возраст был определен аналогичным методом для глыбы гранитов на поднятом подгорном крыле разрыва на участке, где высота уступа составляет примерно 8 м.

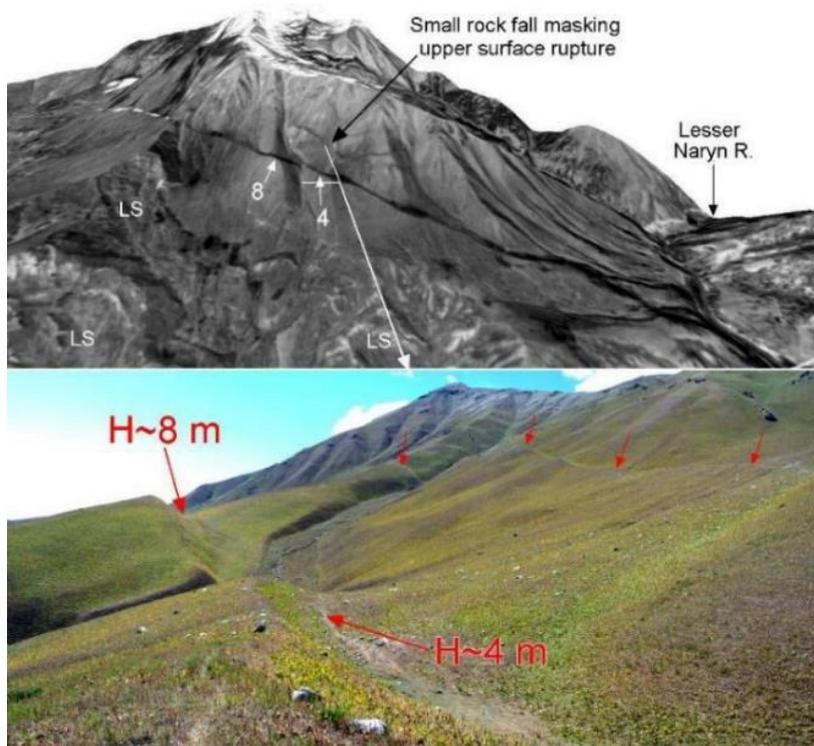


Рис. 7.57. Молодой разрыв дислокации Калмак-Ашу, сместивший тело небольшого обвала. Вверху – перспективное изображение (снимок КФА-3000 наложенный на 3" ЦМР SRTM). LS – оползни в неоген-четвертичных отложениях; 8 и 4 – высота в метрах уступа с поднятым подгорным крылом. Внизу – вид вдоль разрыва снятый с отмеченной точки

Если исходить из того, что обвал был вызван землетрясением, то либо он произошел при предпоследней подвижке, сформировавшей обращенный вверх по склону уступ высотой 4 м, либо непосредственно перед последней подвижкой по разрыву при воздействии на склон сейсмических волн, которые могли достичь поверхности раньше (возможно, на секунды раньше), чем произошла последняя подвижка, добавившая еще 4 м к общей высоте уступа.

В некоторых случаях наблюдались обратные последовательности, когда тело оползня перекрывает разрыв, запечатывая следы молодых подвижек. В качестве примеров можно привести завальную плотину озера Карасу в Киргизии, перекрывающую Таласо-Ферганский разлом без видимых следов подвижек на теле завала (см. рис. 4.34), оползень в урочище Джая в долине р. Чон-Кемин в Киргизии (42.883° с.ш., 76.624° в.д.), тело которого запечатывает очень отчетливый уступ молодого разрыва (рис. 7.58), а также один из группы сравнительно небольших оползней на склонах невысокого хребта в Синьцзяне (№ 004 на рис. 7.37), который также перекрывал следы молодой подвижки по разрыву.

Очевидно, что такие оползни произошли позже, чем подвижка по разрыву, но насколько позже? Нельзя исключить, что они могли быть спровоцированы и последними разрывообразующими землетрясениями. Надо учитывать, что для полного отчленения от основного массива крупных оползневых тел объемом в миллионы и десятки миллионов кубометров может потребоваться больше времени, чем для небольшого обвала объемом в сотни или первые тысячи кубометров, показанного на рис. 7.57. К тому же, учитывая линейные размеры склонов, требуется определенное время на то, чтобы оползневые тела могли пройти расстояние, отделяющее их

цирки от молодых разрывов, обычно проходящих в основании склона. В этом случае формирование поверхностного уступа может непосредственно предшествовать обрушению склона, хотя безусловно, что для окончательного решения необходимо как можно точнее датировать и оползневые тела и подвижки по разрывам.

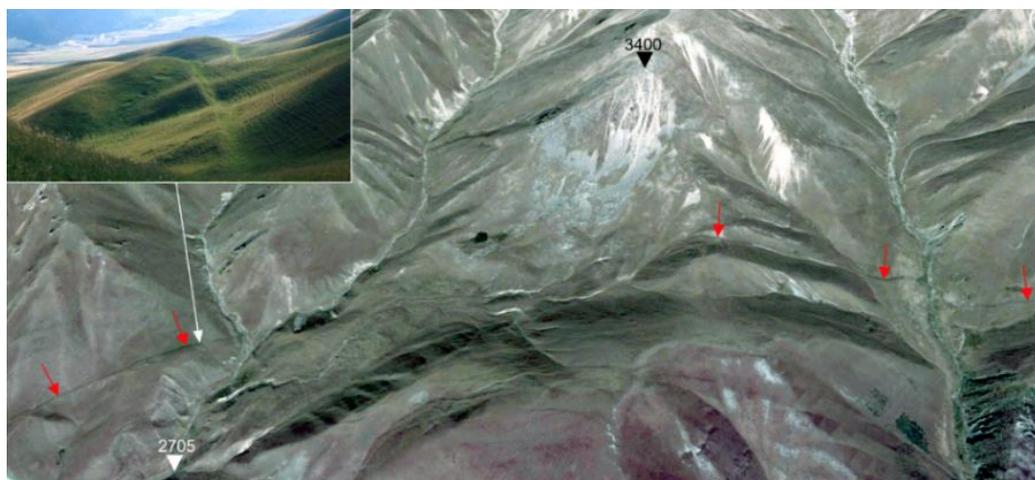


Рис. 7.58. Каменная лавина в урочище Джая (долина р. Чон-Кемин), перекрывшая уступ молодого разрыва (отмечен красными стрелочками). Вид этого уступа с опущенным нагорным крылом к западу от каменной лавины показан на врезке. Бровка оползневого цирка на отметке 3400 м, а язык каменной лавины – на отметке 2705 м

Нельзя также исключать и того, что обрушение склонов могло происходить не при главных толчках, связанных с образованием поверхностных разрывов, а, к примеру, при афтершоках или просто с некоторым запаздыванием. Такие запаздывающие эффекты наблюдались, к примеру, при Цамбаргавском землетрясении 23 июля 1988 г. с $M_b 6.4$ в Западной Монголии, где обрушение ледово-каменной лавины объемом примерно 12 миллионов m^3 , которая прошла 5 км по долине ручья Зуслан наблюдалось очевидцами спустя 17 дней, 9 августа (Авдеев и др., 1989). Схожие ледово-каменные лавины, лишь одна из которых была сейсмогенной, сошли с горы Уаскаран в Перу в 1962 и 1970 гг. (Plafker and Eriksen, 1978; Evans et al., 2009a) и в 2002 г. на Кавказе – несейсмогенная Кармадонская катастрофа (Nikitin et al., 2006). В контексте обсуждаемой проблемы важно, что столь значительная по объему Зусланская ледово-каменная лавина произошла в эпицентральной зоне сильного землетрясения более чем через 2 недели после главного толчка. Замечу, что никакой из современных методов абсолютной геохронологии не обеспечивает такой точности датирования.

Необходимо отметить, что иногда ярко выраженные молодые уступы у подножий высоких склонов, сходные с приразломными уступами взбросов и надвигов, являются не проявлениями молодой тектоники, а фронтальными границами крупных оползней вращения, охвативших прилегающие горные массивы, поверхности скольжения которых выходят на дневную поверхность в десятках и даже сотнях метров от оснований склонов. Такую картину можно наблюдать у северного подножия хребта Петра Первого – передовой горной цепи Памира. Один из наиболее

ярких участков находится около кишлака Хуфак (38.935° с.ш., 70.145° в.д.) где дугообразный фронтальный уступ высотой примерно 20 м проходит на расстоянии до 670 м от подножия основного хребта (рис. 7.59). Этот уступ можно трактовать, как фронт глубоко сидящей гравитационной дислокации, охватившей нижнюю часть северного склона хребта Петра Первого.

В таких ситуациях иногда сложно определить истинную природу рассматриваемых форм рельефа – отражают ли они тектонические или гравитационные процессы. Эту возможность необходимо учитывать и при интерпретации результатов измерений современных движений земной поверхности с помощью GPS (А. Ischuk et al., 2013) или INSAR, так как оползневые деформации могут ошибочно трактоваться, как результат тектонических движений.

Так, в 1998 г. автору довелось обследовать подковообразный в плане уступ высотой примерно до 1 м (рис. 7.60) у подножия Гималаев вблизи города Чандигарх в Индии, который был первоначально принят за проявление современного надвигообразования, хотя в действительности был ничем иным, как валом выпирания крупного оползня вращения.



Рис. 7.59. Оползневой склон вблизи кишлака Хуфак у северного подножия хр. Петра Первого в Таджикистане (стенка отрыва обозначена желтыми стрелочками) и уступ высотой около 20 м у подножия склона, который, возможно, является выходом фронтальной части кругоцилиндрической (в разрезе) поверхности скольжения



Рис. 7.60. Фронтальный уступ (вал выпирания) оползня вращения у подножия Гималаев

7.4 Пример комплексного анализа геолого-геоморфологических данных для обоснования сейсмического происхождения крупного оползня

Завершая рассмотрение признаков, которые могут указывать на сейсмическое происхождение крупных оползней в скальных массивах, рассмотрим поздне-плейстоценовый Кокомеренский оползень в Центральном Тянь-Шане объемом около 1.5 км^3 (см. рис. 3.12). Вывод о его возникновении при сильном землетрясении основан на сочетании целого ряда признаков, каждый из которых, если их рассматривать по отдельности, вряд ли может служить однозначным доказательством такого решения (Strom and Stepanchikova, 2008; Strom, 2013b,c), но, анализируемые совместно, они позволяют достаточно уверенно говорить, что оползень действительно образовался при сильном палеоземлетрясении.

Обрушение произошло на левом борту долины р. Кокомерен высотой около 1600 м. Оползень, трансформировавшийся в каменную лавину, создал завальную плотину с максимальной высотой около 400 м (эффективная высота плотины могла быть существенно меньше). Образовавшееся озеро протянулось вверх по течению не менее чем на 12 км (рис. 7.61). Спустя какое-то время плотина была прорвана и, в конечном итоге, полностью промыта (рис. 7.62). К настоящему времени река врезана примерно на 40 м ниже подошвы оползня, заполнявшего древнее русло. Тело оползня сильно размыто и его большая, левобережная часть труднодоступна.

Первое, на что следует обратить внимание, это то, что оползень произошел на склоне, в основании которого находилась широкая терраса, высотой (в момент обрушения) около 50 м (см. 1 на рис. 7.61) и лишь пройдя по ней какое-то расстояние, обрушился в русло реки. Это исключает его формирование из-за подрезки склона.

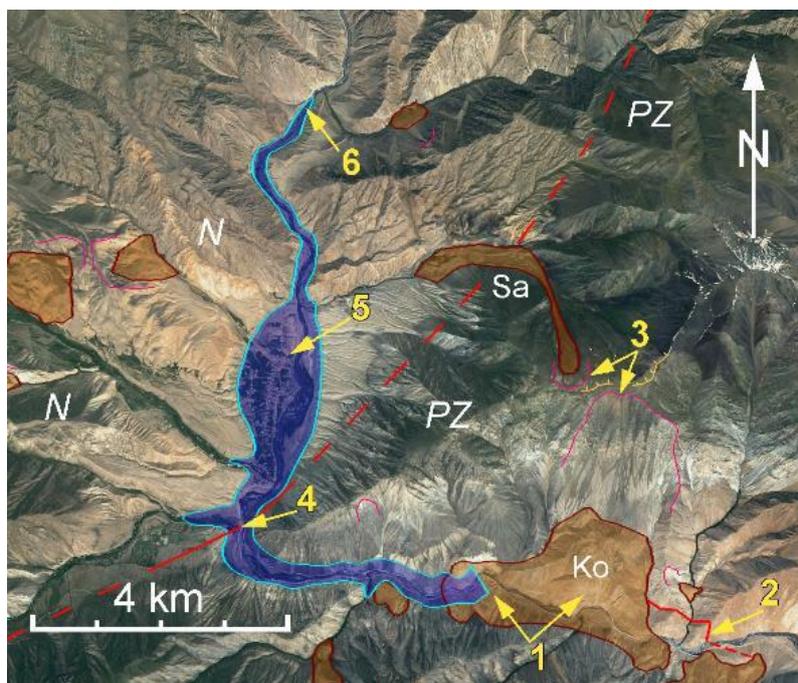


Рис. 7.61. Схематическая карта района Кокомеренской завальной плотины Цифрами обозначены участки, описанные в тексте. Показано озеро при минимальном уровне ~1800 м (уровень озерных отложений, обнаруженных в долине). Ко – Кокомеренский оползень; Sa – Сарысуйская каменная лавина; сплошные красные линии – активные разломы выявленные в поле; пунктирные красные линии – их предполагаемое продолжение; PZ – палеозойские отложения; N – неогеновые красноватые отложения



Рис. 7.62. Слева - вид на Кокомеренский оползень (каменную лавину). Отметка ~3400 м – бровка стенки отрыва на гребне левого борта долины; подошва тела оползня на левом берегу реки, где оно лежит на аллювиальных отложениях древней цокольной террасы ~1800 м; S - тело сравнительного небольшого "вторичного" оползня; белая стрелочка указывает на положение молодого разрыва, показанного на рис. 7.63. Справа – налегание оползневого тела (RS) на аллювиальные отложения (aQ) древней цокольной террасы высотой над современным урезом реки 90-100 м с гранитным цоколем (γPZ)



Примерно в 1.5 км ниже по течению от оползня несколько цокольных террас Кокомерена разорваны и смещены молодым разрывом с явными признаками многократных смещений (рис. 7.63). При этом разрыв простирается в направлении стенки отрыва рассматриваемого оползня (см. 2 на рис. 7.61), что позволяет вполне обоснованно предполагать, что обрушение склона могло быть спровоцировано одной из подвижек по этому разрыву при сильном землетрясении.

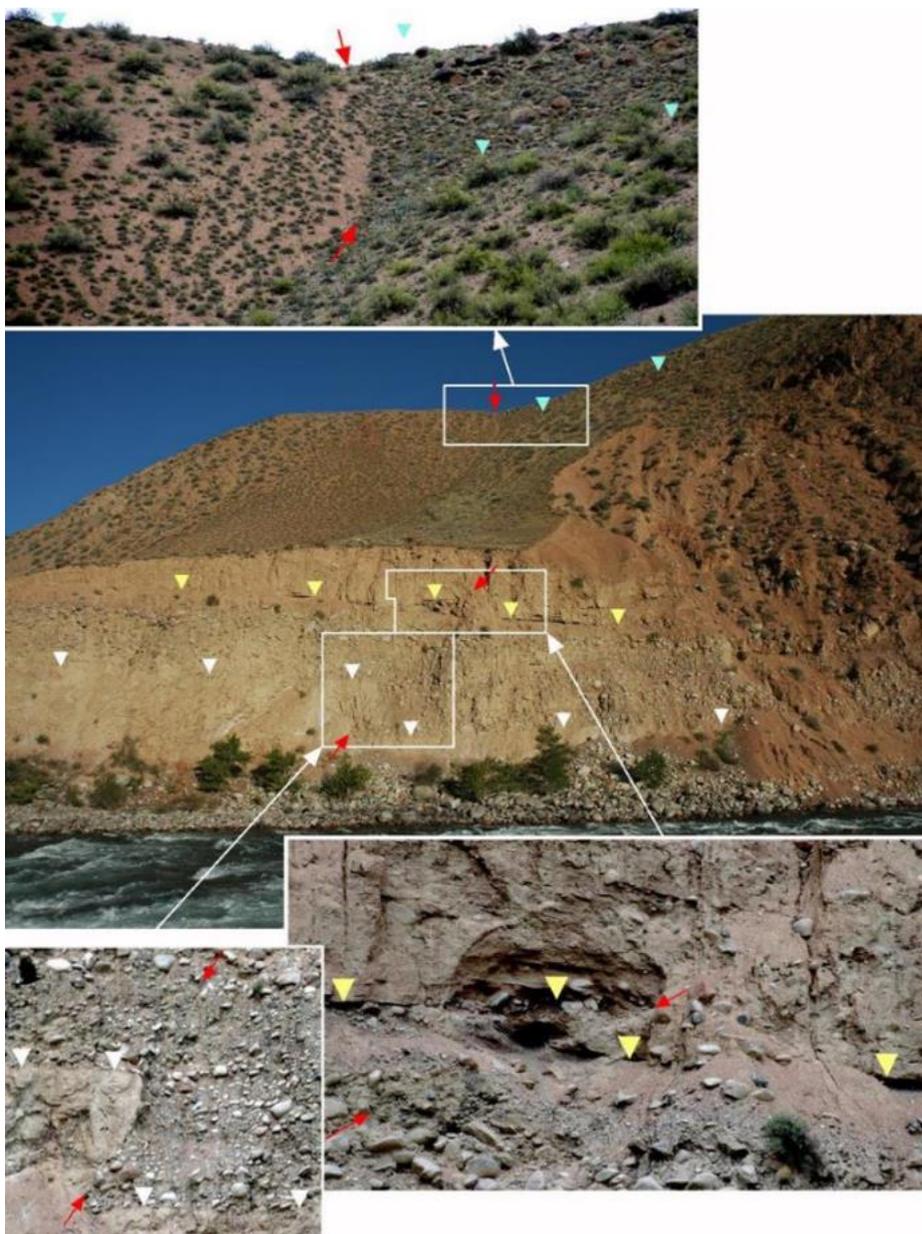


Рис. 7.63. Молодой разрыв, смещающий речные террасы ниже по течению от Кокомеренского оползня. Красными стрелочками обозначена плоскость сместителя; белыми треугольниками обозначена поверхность цоколя предположительно голоценовой террасы; желтыми треугольниками – контакт между аллювием и перекрывающими его склоновыми отложениями; голубыми треугольниками – подошва намного более древнего аллювия, сохранившегося в виде полосы галечника на склоне. Его "негоризонтальное" положение кажущееся

Оба склона водораздела нарушены крупными оползнями в скальных массивах – с юга это рассматриваемый Кокомеренский оползень (каменная лавина), а с севера – Сарысуйская каменная лавина (3 на рис. 7.61). Более того, сам водораздел нарушен оползневыми заколами. Такое сочетание тоже может рассматриваться, как свидетельство сейсмического происхождения всех этих дислокаций.

И, наконец, дополнительное свидетельство образования Кокомеренского оползня при землетрясении было получено при тщательном изучении очень информативного обнажения в дорожной полке примерно в 5 км выше по течению от оползневой плотины, на правом берегу Кокомерена между устьями его притоков рек Кобюксу и Чонгсу (41.93° с.ш., 74.15° в.д., 4 на рис. 7.61 и 7.64).



Рис. 7.64. Вверху – обнажение в уступе дорожной полки вблизи впадения р. Ковюксу в р. Кокомерен с последовательностью озерных отложений и с признаками многоэтапных молодых тектонических деформаций. Внизу – продолжение этого обнажения в нескольких десятках метров выше по течению р. Кокомерен. 1 – раздробленные и милонитизированные палеозойские отложения – породы зоны разлома; 2 – глыбы палеозойских метаморфизованных песчаников, перемешанные с хорошо окатанными валунами руслового аллювия (см. рис. 7.65); 3 – базальный горизонт отложений подпрудного озера – смесь щебня метаморфизованных песчаников с левого борта долины и неогеновых красцветов с правого борта; 4 – наклоненная и нарушенная разрывом последовательность глин, песков и мелких галечников, накопившихся в подпрудном озере; 5 – тонкослоистые озерные илы белесого цвета; 6 – селевые отложения, срезающие и перекрывающие всю вышеописанную последовательность отложений. А – примерное положение обнажения, показанного на рис. 7.65

В основании разреза здесь залегают раздробленные и милонитизированные породы зоны разлома, простирающейся в северо-восточном направлении (1 на рис. 7.64), который ограничивает с юго-востока межгорную Кызыл-Ойскую впадину (см. рис. 7.61). Уже само наличие этих легко размываемых пород на достаточно высокой отметке на слиянии Кокомерена и его крупного правого притока – р. Ковюксу, где логично ожидать глубокий размыв, привлекает внимание и представляется некоторой аномалией, отражающей проявление интенсивных неотектонических процессов.

Коренные милониты перекрываются хорошо окатанными, преимущественно гранитными валунами, представляющими собой русловую фацию аллювия, которые местами перемешаны с угловатыми глыбами и обломками коренных метаморфизованных осадочных пород палеозоя – обвальными (обвальными-осыпными) отложениями, упавшими с высокого левого борта долины Кокомерена (2 на рис. 7.64, рис. 7.65) непосредственно в русло реки. Они перемешались с русловым

аллювием, но не были перенесены вниз по течению, по-видимому из-за остановки течения в реке, подпруженной оползнем. Скорее всего этот обвал произошел одновременно с оползнем, который и перекрыл реку (Strom and Stepanchikova 2008; Strom 2013b).

Описанная мешанина валунов и глыб перекрыта, в свою очередь, слоем неслоистой или слабо слоистой брекчии мощностью примерно до 1.0-1.5 м, лежащей в основании разреза озерных (подпрудных) отложений. Обломки в брекчии – это куски размером до 5 см темно-серых метаморфизованных песчаников, слагающих левый борт долины, а цемент – красная неогеновая глина, широко развитая на правом борту долины в пределах новейшей впадины (3 на рис. 7.64). Этот слой базальной брекчии прослежен на протяжении около 3 км (примерно до т. 5 на рис. 7.61). Местами брекчия замещается хорошо окатанной галькой и валунами явно аллювиального генезиса, которые могли быть принесены селевыми потоками с вышележащих террасовых уровней. Вблизи вышеописанной зоны разломов, на протяжении нескольких десятков метров мощность брекчии уменьшается до нескольких десятков сантиметров, и она перекрывается чередованием песков, прослоев мелкого галечника и гравия и белесых илов общей мощностью примерно до 1.5 м (4 на рис. 7.64). Выше по течению белесые слоистые илы явно озерного генезиса залегают непосредственно на слое брекчии (5 на рис. 7.64). Возраст этих отложений по данным OSL (по одному образцу) составляет примерно 60 тысяч лет (персональное сообщения С. Розенвинкель, Потсдамский университет).

Интересно, что вблизи зоны новейшего разлома вся эта последовательность отложений деформирована и нарушена молодым разрывом с субгоризонтальной штриховкой. Наклон слоев в 20-30 градусов отражает вертикальную компоненту движений по разлому, ограничивающему новейшую впадину. В то же время, наиболее молодая подвижка по этому нарушению представляла собой левый сдвиг с амплитудой около 7 метров. Поскольку сдвинуты были уже наклоненные слои, в обнажении мы видим их вертикальное смещение по разрыву, которое в данном случае является кажущимся.

Весьма вероятно, что подвижки по этому разлому также сопровождались сильными землетрясениями. Однако, учитывая что они смещают отложения, накопившиеся в подпрудном озере, созданном Кокомеренским оползнем, эти события происходили уже после его образования.

Позднее вся эта деформированная и нарушенная последовательность отложений была размывта и перекрыта типичными селевыми отложениями (6 на рис. 7.64). Судя по отметкам, на которых отложения подпрудного озера были встречены выше по течению (6 на рис. 7.61), вода поднималась, как минимум, до отметок 1800 м, т.е. эффективная высота плотины была не менее 130 м (скорее больше, но у нас нет данных, позволяющих определить этот уровень). Так как на одном из участков река выработала новое русло в коренных породах, можно предполагать, что

озеро было заилено примерно до отметок 1800 м, на что потребовалось около 1000 лет (Hartwich et al., 2008). Позднее большая часть озерных отложений была размыта и перенесена рекой.



Рис. 7.65. Обвальные отложения(угловатые глыбы метаморфизованных песчаников), частично перемешанные в валунным русловым аллювием (al). S – глыба песчаника, сглаженная водой с одной стороны

Базальная брекчия, прослеживаемая в основании толщи типичных озерных отложений, может рассматриваться, как своеобразный "горизонт события" (McCalpin, 2009; русский перевод, 2011). Ее накопление началось, как только вода в озере поднялась на этот уровень, который в то время был лишь немного выше уровня реки. Так как участок долины между завальной плотиной и Кызыл-Ойской впадиной – узкое ущелье, то, учитывая современный средний расход воды в Кокомерене около 80 м³/сек (Государственный Водный Кадастр, 1987с), вода должна была появиться здесь не более чем через 5 дней после образования запруды. Следовательно, обвалы на левом борту долины, отложения которых попали в русло и лежат под базальной брекчией, произошли в течение этого короткого промежутка времени, продолжительность которого намного меньше, чем точность любого метода абсолютного датирования (Walker, 2005).

Селевые потоки, отложения которых местами замещают базальную брекчию, могли произойти при прорыве локальных подпруд в ручьях, что также характерно для эпицентральных зон сильных землетрясений, например, Венчуанского 2008 г. в Китае (Tang et al., 2011).

Все эти пространственно распределенные проявления, связанные с накоплением тех или иных отложений должны были произойти либо одновременно с образованием завальной плотины, либо сразу после ее образования (рис. 7.66), что свидетельствует в пользу предположения о связи всех этих явлений с землетрясением, приведшем к образованию громадного Кокомеренского оползня.

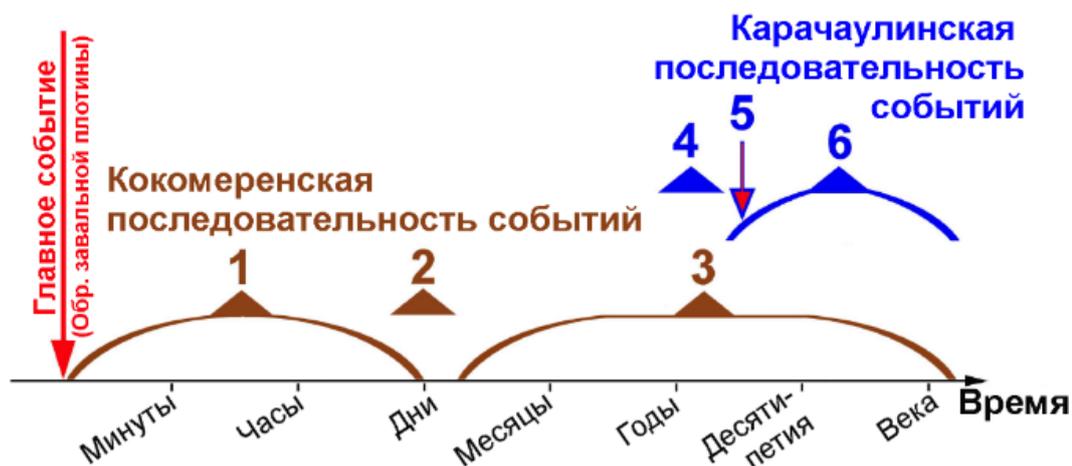


Рис. 7.66. Последовательности событий, произошедших после образования Кокочеренской (коричневый цвет) и Карачаулинской (синий цвет) завальных плотин на временной шкале. Большая красная стрелочка – момент формирования завальной плотины, вероятно при сильном землетрясении;

1 – обвалы и осыпи; 2 и 4 – накопление базальной пачки озерных отложений (перемешанных обломков палеозойских и неогеновых отложений в Кокочеренском озере и крупнозернистого песка в Карачаулинском); 3 и 6 – накопление тонкослоистых озерных илов; 5 – разжижение грунтов, возможно при сильном афтершоке

Таким образом, вся совокупность сведений об условиях образования этого грандиозного оползня – обрушение склона, не связанное с его подмывом, формирование крупных оползней по обе стороны от водораздела, наличие активного разлома, простирающегося в сторону стенки отрыва, одновременное с "главным" оползнем обрушение склонов на обширной территории – непротиворечива и с большой вероятностью указывает на его сейсмическое происхождение. Для сравнения на рис. 7.66 показана временная последовательность событий, происходившая после формирования Карачаулинской завальной плотины (см. раздел 7.2.3), аргументы в пользу сейсмического генезиса которой также получены при изучении отложений, накопившихся в завальном озере (см. раздел 7.2.3, рис. 7.26).

Перспективным направлением, дополняющим комплексный анализ геолого-геоморфологических данных, описанный в этой главе, безусловно является ретроспективное численное моделирование устойчивости склонов, на которых произошли интересующие нас оползни (Фоменко, 2014), причем именно их устойчивости, а не последующего движения каменных лавин, которое, как показано выше, обеспечивается преимущественно располагаемой потенциальной энергией. Однако для такого моделирования необходимо получить большой объем данных о строении склона до его обрушения и о свойствах слагающих его грунтов, причем не только "в куске", но и "в массиве", а также восстановить дооползневой рельеф. Все это требует проведения большого объема изысканий, что не всегда осуществимо на практике. Поэтому комплексный анализ совокупности геолого-геоморфологических данных, собранных в ходе тщательного полевого обследования, остается весьма эффективным методом, позволяющим достаточно обоснованно судить

о причинах образования крупных оползней на высоких горных склонах и производных от них каменных лавин.

7.5 Выводы к главе 7

Изучение эпицентральных областей ряда крупных, высокомагнитудных землетрясений Центральной Азии позволило выявить несколько оползней в скальных массивах и каменных лавин, которые могли образоваться при этих землетрясениях, в частности при Кеминском 1911 г., но по ряду причин не были обнаружены и описаны при обследовании и изучении их последствий. Помимо этого, были обнаружены явленные следы крупных обрушений высоких горных склонов, которые с большой вероятностью могли произойти при предшествующих, доисторических землетрясениях. Это открывает дополнительные возможности для определения повторяемости сильных землетрясений, что имеет важнейшее значение для оценки сейсмической опасности.

Анализ многочисленных крупных современных оползней в скальных массивах и каменных лавин не только Центрально-Азиатского региона, но и всего мира показал, что их связь с сильными землетрясениями, кроме случаев, когда она установлена по наблюдениям очевидцев, не очевидна и не однозначна. Такие признаки, как крупные размеры оползня, большая длина пробега каменной лавины, зарождение оползня в верхней части склона, традиционно описываемые в литературе, как индикаторы "сейсмогенности", присущи как сейсмогенным, так и несейсмогенным образованиям. Поэтому при изучении древних (доисторических), и даже современных, но не наблюдавшихся очевидцами, склоновых смещений в каждом конкретном случае необходим тщательный и всесторонний анализ всей совокупности доступных геолого-геоморфологических данных, позволяющих судить о причинах их возникновения. Это необходимо учитывать при планировании и проведении работ по оценке и оползневой и сейсмической опасности горных и предгорных территорий. Важная дополнительная информация, позволяющая судить о причинах обрушений крупных массивов скальных грунтов, может быть получена при массовом датировании таких образований, а также в результате ретроспективного анализа устойчивости обрушившихся склонов.

8 КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ КАМЕННЫХ ЛАВИН И ВОЗМОЖНЫЕ СПОСОБЫ ИХ МИНИМИЗАЦИИ

Особенности формирования, движения и внутреннего строения каменных лавин, описанные в предыдущих разделах диссертации, такие как большие объемы обрушения, высокая скорость перемещения, отчетливое двучленное строение с нижней (внутренней) сильно раздробленной частью (ядром) и верхним (внешним) покровом из намного более грубообломочного материала и/или гигантских, сравнительно слабо деформированных блоков, сложное взаимодействие с грунтами основания и рельефом при перемещении (см. главы 3-5) определяют опасность, которую эти природные явления представляют для населения, различных сооружений и инфраструктуры в горных и предгорных районах.

8.1 Опасность, обусловленная непосредственным воздействием каменных лавин

Сочетание больших объемов грунтов, вовлекаемых в обрушение на высоких горных склонах, с исключительно высокой скоростью перемещения приводит к тому, что области поражения каменных лавин могут распространяться от подножий склонов на десятки километров, охватывая территории во многие десятки квадратных километров (см. рис. 1.7). О высокой скорости движения фронтальных частей каменных лавин практически вплоть до окончания движения говорит их подъем на десятки и даже сотни метров на противоположные склоны (см. рис. 3.7, 4.35, 4.39). При этом сила, с которой стремительно перемещающаяся масса обломков может воздействовать на здания и сооружения различного типа и назначения, расположенные на ее пути, практически не позволяет защитить их от разрушения или повреждения. Поэтому, пожалуй, единственный способ снизить риски, связанные с образованием каменных лавин – заблаговременно выявлять места их возможного возникновения, определять возможные объемы и высоту обрушения, оценивать размеры и форму области поражения, опираясь на классификационные критерии, описанные в главе 5 и используя эмпирические уравнения регрессии, описанные в главе 6, и учитывать эти данные при выборе стратегии хозяйственного освоения этих территорий.

Отправной точкой при планировании работ по поиску потенциально неустойчивых склонов в горных сооружениях Джунгарии, Тянь-Шаня и Памира может служить база данных крупномасштабных оползней в скальных массивах всех типов Центрально-Азиатского региона (Strom, Abdрахmatov, 2018), положенная в основу диссертационной работы, принципы составления которой описаны в разделе 4.2. Помимо участков с признаками развивающихся деформаций, выявленных при дешифрировании (рис. 8.1) и включенных в эту базу данных, она содержит информацию о зонах концентрации крупных "скальных" оползней и каменных лавин, произошедших в

течение позднего плейстоцена – голоцена, где, по-видимому, существуют условия, благоприятствующие их образованию и где вероятность новых обрушений высоких горных склонов может считаться выше средней по региону в целом.

Важным этапом работ по снижению оползневому риску является прогноз размеров возможной области поражения. При этом оценка длины пробега предполагаемой каменной лавины необходима, в первую очередь, тогда, когда нам известно положение интересующего нас объекта и нужно оценить, находится он в угрожаемой зоне или нет. Если же нас интересует общее число объектов, которым угрожает предполагаемая каменная лавина, на первый план выходит оценка площади области поражения. При этом можно пользоваться соотношениями, связывающими предполагаемые объем и высоту обрушения (их произведение) как с площадью отложений каменной лавины, так и с общей площадью поражения. Последние имеют наиболее высокие коэффициенты корреляции. Площадь поражения у подножия неустойчивого склона можно оценивать, вычитая площадь цирка (которую можно оценить по результатам обследования) из рассчитанной общей площади оползня. Использование количественных соотношений с высокими коэффициентами корреляции, полученных по данным о каменных лавинах Центрально-Азиатского региона с учетом условий распространения материала позволяет оперативно и с достаточной надежностью оценивать размеры угрожаемой территории.

Так, к примеру, на участке, показанном на рис. 8.1, можно ожидать формирования вторичной канализированной каменной лавины с эффектом бутылочного горлышка, аналогичной второй Чаарташской (см. А на рис. 4.4) и оценивать возможную длину ее пробега по графикам, показанным на рис. 6.6, 6.16 - 6.18 и по соотношениям, приведенным в табл. 6.1 и 6.5.

В то же время следует отметить, что заблаговременно предсказать место будущего обрушения крупного каменного массива, даже без учета сейсмического воздействия, можно далеко не всегда, что видно на примере Джамансуйской каменной лавины (см. раздел 7.2.2) или Буреинской каменной лавины, произошедшей в декабре 2018 г. (Зеркаль и др., 2018). Определенные перспективы связаны с использованием спутниковой радиоинтерферометрии, позволяющей выделять участки, где движения на склонах, которые еще не привели к формированию морфологически выраженных следов деформаций происходят в настоящее время (Burgmann et al., 2000; Colesanti, Wasowski, 2006; Cascini et al., 2009; Cigna et al., 2010; Lauknes et al., 2010; Bozzano et al., 2011; Manconi et al., 2018; Jones et al., 2021).



Рис. 8.1. Оползневые заклы на левом борту долины р. Зеравшан над кишлаком Рогив (39.374° с.ш., 69.335° в.д.). Перспективное изображение Google Earth. Объем массива, который может быть вовлечен в обрушение, составляет десятки миллионов кубометров

8.2 Катастрофические последствия образования и прорыва завальных плотин

Как было отмечено во Введении, наиболее катастрофическими являются вторичные последствия каменных лавин, сформировавших крупные завальные плотины, особенно на магистральных реках, где возможно образование подпрудных озер большого объема. Прорывные паводки при разрушении таких плотин распространяются на сотни километров, существенно повреждая или полностью уничтожая инфраструктуру по берегам рек. Некоторые примеры таких каскадных катастрофических процессов, произошедших в разных районах мира, были приведены в главе 1.

Аналогичные явления неоднократно происходили и в Центрально-Азиатском регионе. Так, крупнейшим из существующих в мире подпрудных озер является Сарезское озеро на Памире длиной более 50 км и глубиной до 500 м, в котором накоплено около 17 км^3 воды. Озеро затопило кишлак Сарез, уцелевший при землетрясении. Несмотря на то, что в настоящее время образующий его Усойский завал считается устойчивым, в долгосрочном плане озеро представляет потенциальную угрозу для населения, проживающего в долинах Бартанга, Пянджа и Аму-Дарьи. В случае его прорыва может пострадать около 2 миллионов человек в Таджикистане, Афганистане, Узбекистане и Туркмении (Risley et al., 2006a,b). Следует учитывать, что даже если люди, проживающие на угрожаемой территории, будут эвакуированы при срабатывании системы раннего предупреждения, установленной на Усойском завале, прорывной паводок уничтожит жилье, дороги, сельхозугодия, практически всю инфраструктуру, что потребует колоссальных затрат для

возвращения к нормальной жизни. Краткий обзор прорывных паводков, произошедших в регионе за последнее столетие, был приведен в разделе 1.2.

Вопросам, связанным с образованием, развитием и прорывом подпрудных озер посвящена обширная литература. Наиболее подробные обзоры приведены в работах (Schuster, Costa, 1986; Costa, Schuster, 1988, 1991; Evans et al., 2014; Fan et al., 2020, 2021). В этих работах показано, что при оценке устойчивости завальных плотин, возможности или невозможности и характера прорыва, важнейшее значение, наряду с геоморфологическими характеристиками речных долин, в которых формируются подпрудные озера и гидрологическими характеристиками водотоков, имеют внутреннее строение и гранулометрический состав отложений каменных лавин.

Возможные последствия образования и прорыва крупных подпрудных озер могут быть проиллюстрированы на примере аналогичных доисторических явлений, следы которых выявлены в некоторых районах Памира и Тянь-Шаня и масштабы которых намного превосходили масштабы прорывов озер, произошедших в регионе за исторический период.

8.2.1 Следы катастрофических доисторических прорывных паводков и оценка их параметров

В этом разделе, в основу которого легли материалы, опубликованные в работах (Strom, Zhirkevich, 2013; Strom, Abdrakhmatov, 2018; Стром, 2020), описаны следы доисторических катастрофических прорывных паводков, на основании анализа которых были оценены их пиковые расходы. Такие данные увеличивают статистику подобных явлений, которые, к счастью, происходят достаточно редко, что позволит более надежно и обоснованно оценивать возможные последствия прорыва как существующих крупных завальных озер, так и аналогичных образований, возможных в будущем. Наиболее информативным является изучение отложений и форм рельефа ниже по течению от прорванной плотины, анализ которых позволяет не только установить сам факт катастрофического прорыва, но и определить уровень подъема воды на том или ином расстоянии от плотины и, по косвенным данным, скорость потока, и на этой основе оценивать пиковые расходы прорывных паводков и тестировать математические модели их формирования и развития.

Очень интересными в этом отношении оказались обнажения, обнаруженные в долине р. Кокомерен ниже по течению от прорванной 70-метровой завальной плотины, образованной Нижне-Аральской каменной лавиной (см. рис. 7.22), в разрезе которой отчетливо видно ее дву-членное строение с крупноглыбовой маломощной панцирной фацией и сильно раздробленным ядром (см. рис. 3.44). Объем подпрудного озера, по грубым оценкам, мог достигать 200-250 миллионов м³ (Strom, Zhirkevich, 2013). Примерно в 2 км ниже плотины на правом берегу реки находится скальный выступ (сохранившийся от размыва фрагмент эрозионной террасы) высотой ~37

м, перекрытый покровом неокатанных обломков гранитов мощностью 2-3 м с черепитчатой структурой, указывающей на то, что они были отложены потоком, двигавшимся вниз по течению реки. Непосредственно ниже по течению от этого останца, в его "тени", лежат крупные, также неокатанные глыбы гранитов размером до 1 м (рис. 8.2).



Рис. 8.2. Строение отложений, оставленных наиболее мощной волной паводка при прорыве Нижне-Аральской завальной плотины (глыбы на врезке слева) и последовавшим за ним потоком (более мелкие обломки с черепитчатым залеганием на врезке вверху)

Все эти отложения оставлены прорывным паводком, первая, наиболее мощная волна которого несла крупные глыбы гранита, слагавшие панцирную фацию каменной лавины, образовавшей плотину. Большую часть материала протащило по руслу и унесло вниз по течению. Но волна была столь высока, что она шла поверх скального останца и крупноглыбовый материал, осевший сразу за ним, сохранился и не был перенесен далее. Поскольку мощность панцирной фации, как видно на рис. 3.44, невелика, в основном эта волна несла более мелкий материал, слагавший основную часть тела плотины. Наиболее крупные обломки из основной части тела плотины отложились на поверхности останца, что позволяет судить о высоте прорывной волны, составлявшей примерно 40 м.

Оценив площадь поперечного сечения долины р. Кокомерен на этом участке и приняв пиковую скорость потока равную 10 м/с (она должна была быть достаточно велика, чтобы переносить глыбы гранита весом порядка 2 тонн, некоторые из которых прошли над останцом и были отложены за ним), мы получили пиковый расход этого прорывного паводка равный примерно 28000-30000 м³/с (Strom, Zhirkevich, 2013), что в 50 раз больше пикового паводкового расхода р. Кокомерен за весь период наблюдений (~600 м³/с, согласно Государственному водному кадастру, 1987с).

Непосредственно ниже по течению от прорванной плотины, на правом берегу р. Кокомерен, между двумя ветвями каменной лавины находится террасовидная поверхность высотой около 14

м над уровнем реки (см. рис. 7.22). Несмотря на морфологическое сходство с речной террасой, это тело сложено слоями неокатанных обломков разного размера (рис. 8.3) и представляет собой отложения завершающей фазы прорывного паводка, когда транспортирующая сила потока резко упала. При обрушении с бортов эрозионного канала происходили его кратковременные перекрытия, при прорыве которых выносились и откладывались более крупные обломки, но основной поток на завершающей фазе прорыва переносил только мелкозем. Не исключено также, что накоплению этого материала непосредственно ниже прорванной плотины способствовало частичное перекрытие долины второй ветвью Нижне-Аральской каменной лавины ниже по течению (см. рис. 7.22). Не будь здесь этого сужения, мелкообломочный материал, возможно, был бы унесен потоком вниз по долине реки.

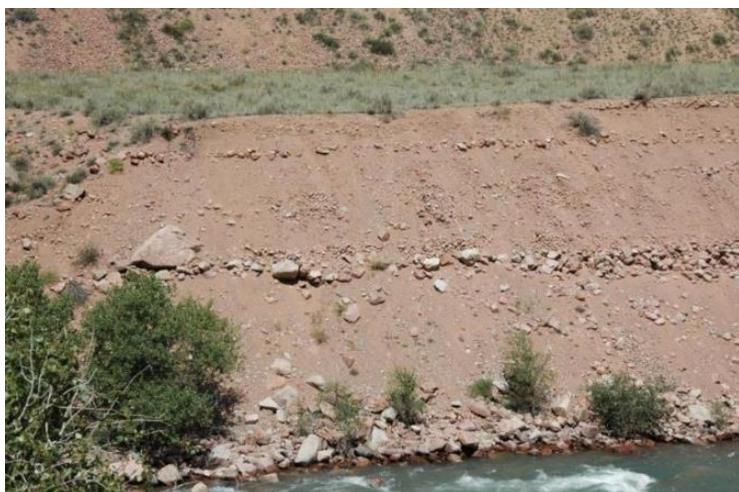


Рис. 8.3. Разрез отложений, оставленных конечной фазой прорывного паводка при прорыве Нижне-Аральской завальной плотины

Несмотря на несомненную катастрофичность и этого древнего прорывного паводка, и известных исторических прорывов озер Иссык в 1963 г. и Яшинкуль в 1966 г., все они меркнут на фоне колоссального прорывного паводка при разрушении 300-350-метровой завальной плотины, созданной оползнем объемом примерно 900 миллионов м³ перекрывшим долину р. Сарыджаз непосредственно к югу от Киргизско-Китайской границы, где она называется Аксу (41.764° с.ш., 79.526° в.д.) (рис. 8.4). Подпрудное озеро протягивалось вверх по долине р. Сарыджаз-Аксу примерно на 31 км и содержало до 2.2 – 2.5 км³ воды (Strom, Abdrakhmatov, 2018). При современном среднегодовом расходе р. Сарыджаз-Аксу в 208 м³/с (Реки и озера мира, 2012), озеро должно было бы заполниться водой примерно за 100-120 дней после образования плотины.

Оползень произошел на склоне, сложенном темно-серыми метаморфизованным каменноугольными отложениями, в то время как основание склона и долина ниже по течению сложены палеозойскими и кайнозойскими осадочными отложениями желто-красных тонов. Благодаря такому цветовому контрасту удалось четко проследить следы материала, вынесенного из тела пло-

тины при ее прорыве и отложившегося по берегам реки (рис. 8.5). Непосредственно ниже плотины прорывная волна шла валом высотой до 120 м и шириной (по верху) около 700 м (отм. 1700 м). Примерно в 2 км ниже по течению она стала шире – до 1000 м, при высоте около 80 м (отм. 1640 м).

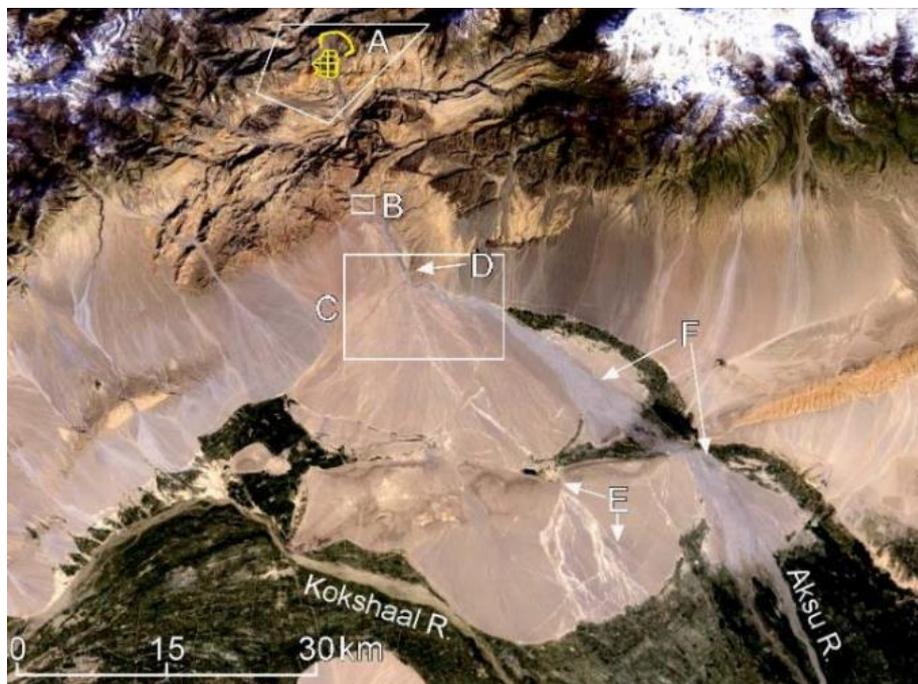


Рис. 8.4. Космический снимок участка долины р. Сарыджаз-Аксу (Aksu R.) к югу от Киргизско-Китайской границы. Оконтуренные участки, обозначенные буквами А, В, С, показаны, соответственно, на рис. 8.5, 8.6, 8.7; D – плотина ГЭС; E – следы прорыва на конусе выноса через сухое понижение в невысокой гряде (форберге), проходящей примерно в 25 км к югу от подножия хр. Кокшаалтау; F – современная пойма р. Сарыджаз-Аксу со следами прорывных паводков из озера Мерцбахера; Kokshaal R. р. Кокшаал

При примерно треугольной (точнее, трапецевидной) в разрезе форме долины, площадь фронта этой волны поперек долины составляла приблизительно 40 000-50 000 м². Учитывая большую высоту плотины и значительный объем накопленной воды, скорость потока могла быть весьма значительной. Даже если принять ее равной 10 м/с, как и для прорыва 70-метровой Нижне-Аральской плотины, пиковый расход этого прорывного паводка составлял 400 000 - 500 000 м³/с – примерно в 4 раза больше чем при прорыве в 2000 г. завальной плотины в долине р. Йигон в КНР в бассейне Брахмапутры (Wang, 2008; Xu et al., 2008; Evans and Delaney, 2011). Высота прорывной волны превышала при этом высоту волны, наблюдавшейся в 1985 г. при прорыве озера, созданного 200-метровой завальной плотиной Байраман в Папуа Новой Гвинее и вмещавшего примерно 50 миллионов кубометров воды, которая, по свидетельству очевидцев, достигала 100 м (King et al., 1989).

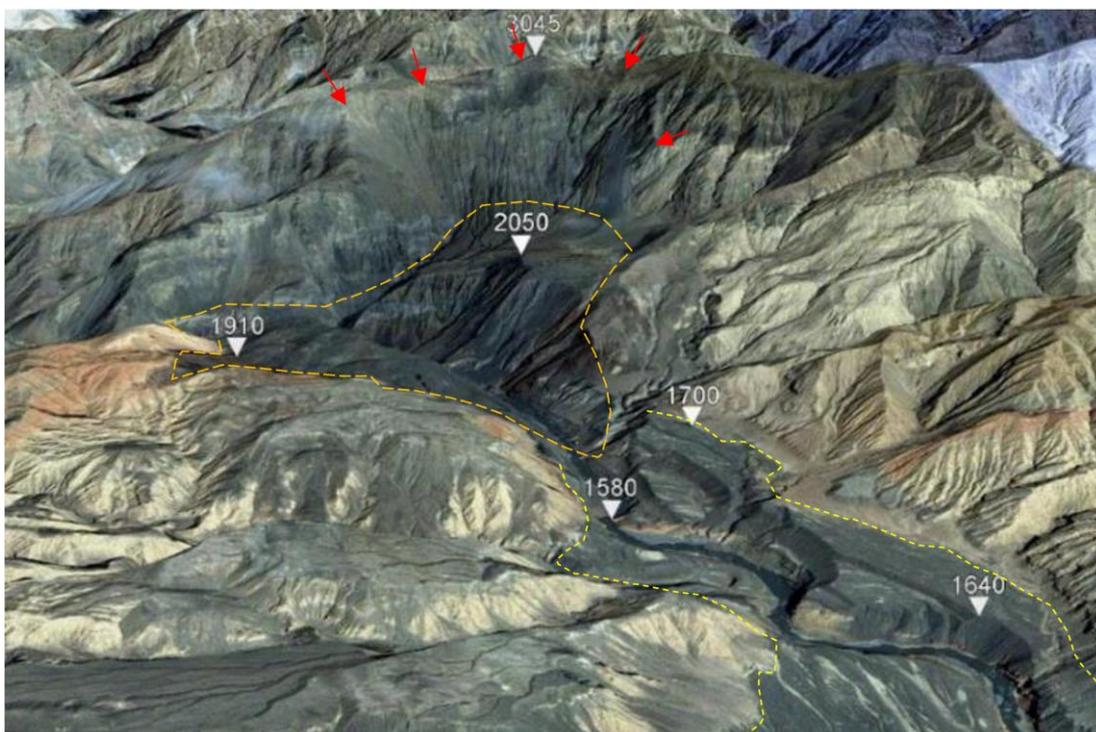


Рис. 8.5. Следы прорывного паводка в долине р. Сарыджаз-Аксу непосредственно ниже прорванной завальной плотины. На берегах реки отчетливо видна область распространения темно-серого материала, вынесенного из тела плотины (ограничена желтыми пунктирными линиями). Перспективное изображение Google Earth. Бровка цирка обозначена красными стрелками, тело плотины – оранжевой пунктирной линией, гребень плотины обозначен отметками 2050 и 1910 м, дно долины непосредственно ниже прорванной плотины на отметке 1580 м, пунктирные желтые линии на отметках 1700 и 1640 м соответствуют положению гребня прорывной волны

По результатам численного моделирования, выполненного проф. Стивеном Вардом, США (устное сообщение), пиковый расход при прорыве плотины в долине р. Сарыджаз-Аксу мог достигать еще больших значений – до 1 миллиона кубометров – что примерно в 3 раза превышает максимальный расход Амазонки (Реки и озера мира, 2012). В 6 км ниже по течению от прорванной плотины река вошла в узкое глубокое ущелье, где следы прорывного паводка не различимы, по крайней мере на космических снимках. Однако еще в 10 км ниже по течению, на выходе из этого ущелья (см. участок В на рис. 8.4), на поверхности левобережной террасы высотой 50-55 м видны многочисленные линзовидные, ветвящиеся промоины, оставленные мощным водным потоком, шедшим выше поверхности этой террасы (рис. 8.6). Ничего подобного нет на поверхности более высокой террасы, по которой проходит дорога, что указывает на то, что она не была затронута этим потоком. Интересно, что промоины, похоже, смещены разрывом, проходящим по поверхности террасы. Если это действительно так, то датирование этого разрыва даст минимальный возраст описываемой катастрофы. Следует, впрочем, отметить, что, поскольку подвижка произошла после прорывного паводка, то связанное с ней землетрясение не могло быть причиной образования завальной плотины.

Еще примерно в 9 км ниже по течению найдены признаки того, что волна прорыва распространилась по поверхности колоссального конуса выноса у южного подножия Тянь-Шаня (см. рис. 8.4). Похоже, что в той или иной степени паводком был затронут практически весь конус, шириной до 20 км. Предшествующий микрорельеф на площади около 630 км² был переработан и замещен ветвящимися дендритовидными промоинами, явно отличающимися от более древних форм рельефа (рис. 8.7). Нельзя исключить и того, что именно этот прорывной паводок, сопровождавшийся колоссальным выносом материала, перекрыл древнюю долину р. Кокшаал, которая ранее впадала в р. Сарыджаз-Аксу непосредственно севернее узкого форберга, а затем была отжата и теперь протекает к западу от конуса выноса р. Сарыджаз-Аксу (см. рис. 8.4). Некоторая часть волны прорыва прошла даже через понижение в форберге, оставив отчетливые следы к югу от него.

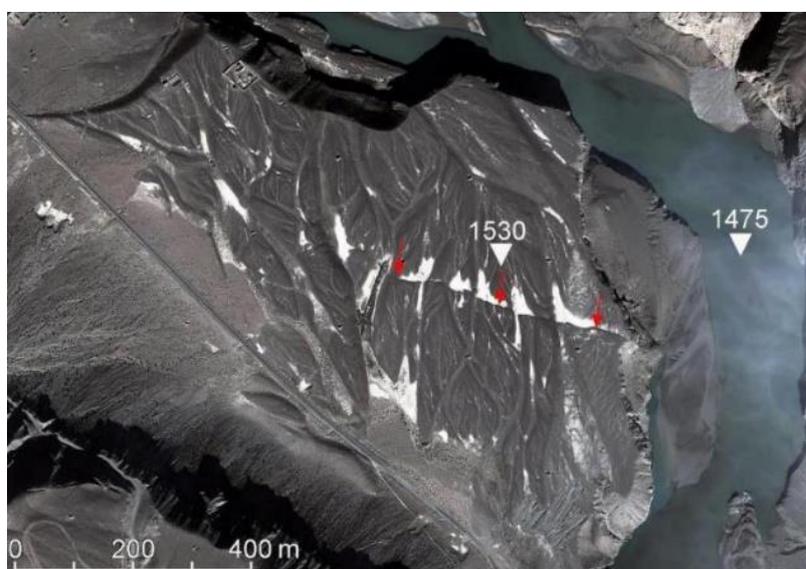


Рис. 8.6. Ветвящиеся миндалевидные промоины на поверхности правобережной террасы р. Сарыджаз-Аксу на выходе из ущелья. Стрелками обозначен разрыв, нарушающий поверхность террасы. Изображение Google Earth

Интересно, что плотина была промыта практически полностью – до доопозневого уровня; по крайней мере на продольном профиле, построенном по 30-метровой ЦМР, какого-либо перепада не наблюдается, что кардинальным образом отличает этот случай от описанных выше, в разделе 7.3.1, прорывов плотин в долинах рек Гунт и Пяндж, где прорывалось сразу по две завальных плотины. Столь глубокий размыв может быть объяснен, в частности, интенсивным дроблением материала, слагающего тело плотины, который не мог сопротивляться мощному водному потоку.

Можно полагать, что еще более мощным был прорывной паводок, образовавшийся при последовательном прорыве сперва Шидзской, а потом Возназдской завальных плотин в долине р. Пяндж (см. рис. 7.44 - 7.48). Как уже отмечалось выше, озеро созданное Шидзским оползнем, могло распространяться более чем на 100 км вверх по долине Пянджа (до Хорога и даже выше)

и содержать около 31 км^3 воды – в 15 раз больше, чем озеро в долине р. Сарыджаз-Аксу. Возможная реконструкция прорыва этого озера была приведена в разделе 7.3.1, где основной упор был сделан на обоснование одновременного происхождения и Шидзского и Вознавдского оползней. Очевидно, что столь грандиозный прорывной паводок не мог не оставить каких-то следов. Они были обнаружены в 350 км ниже по течению, вблизи поселка Московский, где река Пяндж выходит из ущелья, прорезающего Дарвазский хребет (рис. 8.8). Можно предположить, что дендритовый рисунок проток на пойме и высокой пойме или низкой террасе Пянджа, напоминающий рисунок проток на конусе выноса р. Сарыджаз-Аксу (см. рис. 8.6, 8.7) образовался именно вследствие выхода на равнину мощнейшего прорывного паводка.

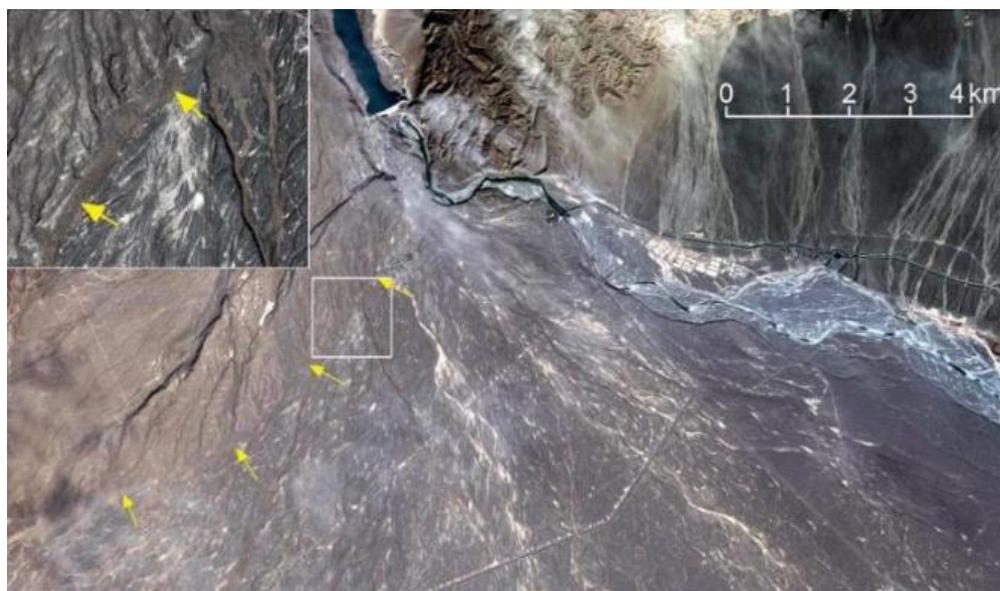


Рис. 8.7. Дендритовидные ветвящиеся промоины на поверхности конуса выноса р. Сарыджаз-Аксу, оставленные прорывным паводком, и резко отличающиеся от более древних форм рельефа. Граница между ними обозначена желтыми стрелочками. Оконтурен участок, показанный на врезке. Изображение Google Earth

Интересная информация была получена при анализе профилей, построенных поперек долины Пянджа (рис. 8.9). На профиле А-В виден отчетливый выпуклый конус выноса, центральная часть которого, где, собственно и протекает современный Пяндж, на 20-25 м выше его краевых частей. Такое поперечное сечение характерно для селевых конусов выноса, формируемых временными потоками, а не для большой реки с постоянным водотоком и средним многолетним расходом $845 \text{ м}^3/\text{с}$ (Государственный водный кадастр, 1990). Профиль С-Д, расположенный примерно в 25 км ниже по течению, совершенно иной и здесь дно долины Пянджа уже ровное, с отдельными промоинами глубиной 5-10 м, по которым и протекают рукава реки. Такой выпуклый конус выноса мог быть создан, по крайней мере частично, за счет выноса колоссального количества материала при прорыве Шидзского и Вознавдского завалов. Можно также предпола-

гать, что конус выноса Пянджа сформирован не одним, а двумя прорывными паводками (см. огибающие на этом профиле на рис. 8.9-А). Южная часть конуса на профиле А-В на 2-3 метра ниже северной. Учитывая, что в бассейне Пянджа был, как минимум еще один крупный прорыв – в долине р. Гунт, описанный в разделе 7.3.1, это предположение представляется вполне реалистичным. Было бы интересно проанализировать, не могли ли эти колоссальные прорывные паводки, пройдя вниз по течению, повлиять на формирование долины р. Узбой, по которой воды Аму-Дарьи отводились в Каспийское море?

Общий объем материала в конусе выноса Пянджа оценивается примерно в 3.2 км^3 , что в несколько раз больше, чем суммарный объем материала, вынесенного из тел завальных плотин (примерно 500-600 миллионов м^3). К тому же большая часть материала, вынесенного из верхней, Шидзской плотины, была отложена в ловушке между ней и Вознавдской завальной плотиной. Надо, однако, учитывать, что при формировании прорывных селей объем твердого материала, вовлекаемого в поток со дна и бортов долины может почти в 10 раз превышать объем воды в потоке, порождающем этот сель (Степанов, Степанова, 1991; Степанов, Яфязова, 2014), поэтому нельзя исключать, что весь конус выноса Пянджа мог быть действительно создан одним-двумя колоссальными прорывными паводками. В то же время, очень большой объем воды при таких прорывах по-видимому исключает возможность формирования настоящих водо-каменных или грязе-каменных селевых потоков. Скорее всего это явление можно классифицировать, как наносоводный паводок с существенно меньшим содержанием твердой вазы, чем у настоящих селей (Стром, 2020).

Описанные примеры можно рассматривать как аналоги для изучения последствий гипотетического прорыва Сарезского озера объемом около 17 км^3 , образованного завальной плотиной с эффективной высотой более 500 м.

Важными причинами формирования столь катастрофических прорывных паводков, наряду с объемом воды, накопленной в подпрудном озере, являются внутреннее строение оползневых тел, а именно, наличие сравнительно маломощной крупноглыбовой панцирной фации и интенсивно раздробленной внутренней фации, образующей основную часть тел большинства крупных завальных плотин (см. раздел 3.3), а также характерный поперечный профиль многих из них, образованных первичными лавинами с фронтальным ограничением, когда наиболее низкая часть гребня плотины расположена в основании оползневого цирка, часто заполненного более рыхлыми отложениями осыпей и обвалов, накопившимися после основной фазы обрушения (Korchevskiy et al, 2011). Такой профиль, в частности, имеет и Усойский завал (см. рис. 5.17). Разрушение крупноглыбового покрова приводит к очень быстрому формированию прорана в раздробленном материале внутренней фации, который не может сопротивляться размыву мощным

турбулентным потоком воды, как произошло, к примеру при прорыве оз. Иссык в 1963 г (см. рис. 1.5; устное сообщение Е.И. Гаспировича).



Рис. 8.8 Вверху – космический снимок долины р. Пяндж на выходе из Дарвазского хребта у поселка Московский (М). Внизу – увеличенное изображение участка поймы и низкой террасы с дендритовым рисунком проток. Профили по линиям А-В и С-Д показаны на рис. 8.9

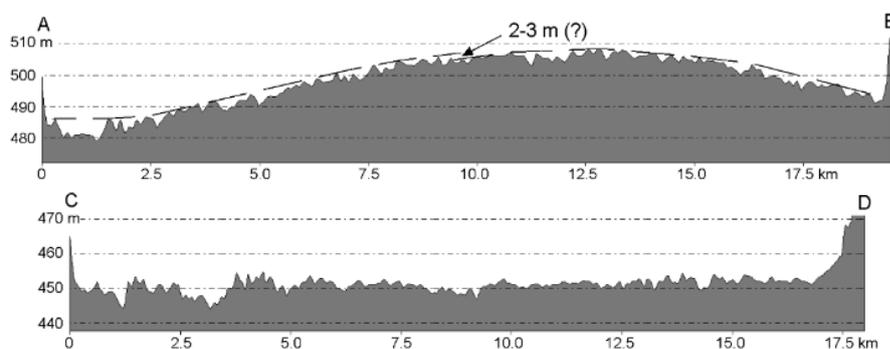


Рис. 8.9. Поперечные профили долины р. Пяндж, положение которых показано на рис. 8.8

При оценке возможных параметров доисторических прорывных паводков необходимо анализировать не только положение следов волны прорыва на бортах долины, но и учитывать весь комплекс условий, при которых был возможен такой прорыв. Это можно проиллюстрировать на примере участка долины р. Сох в Южном Тянь-Шане, непосредственно ниже по течению от слияния рек Ак-Терек и Ходжа-Ачкан. Крупные оползни в скальных массивах перекрывали как обе эти реки в пунктах с координатами 39.60° с.ш., 70.95° в.д. и 39.625° с.ш., 71.05° в.д., так и долину самой реки Сох ниже их слияния около аила Коргон (39.64° с.ш., 70.966° в.д.) (рис. 8.10).

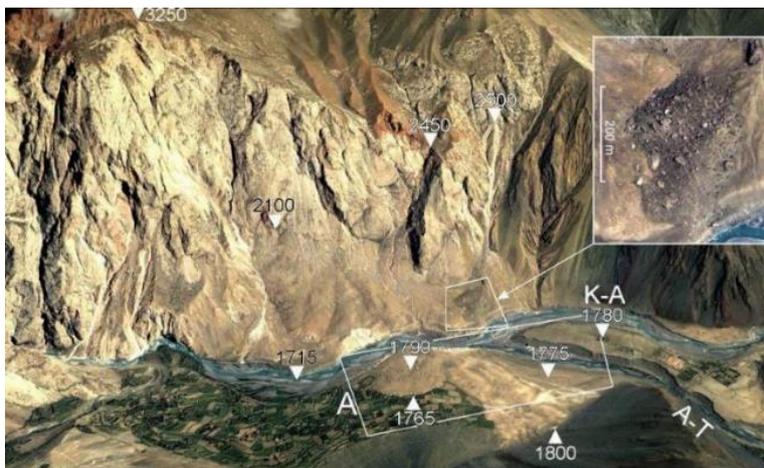


Рис. 8.10. Каменная лавина у аила Коргон. Перспективное изображение Google Earth. А-Т – долина р. Ак-Терек, К-А – долина р. Ходжа-Ачкан. На врезке показаны крупно-глыбовые накопления; участок А показан на рис. 8.11

Нижняя завальная плотина образовалась при обрушении каменноугольных карбонатных и кремнистых пород суммарным объемом около $30 \times 10^6 \text{ м}^3$ с высокого крутого склона. Не исключено, что обрушения на этом участке происходили дважды. Первое образовало тело, сложенное сильно раздробленным материалом со сглаженным рельефом, в котором, позднее была выработана терраса высотой 35-40 м (рис. 8.11). Отложения второй, более поздней фазы обрушения, представлены с поверхности крупными глыбами. Они легли поверх отложений первой фазы оползня и перекрыли ущелье, выработанное в результате размыва плотины, образованной каменной лавиной первой генерации. Не исключено, что обрушения произошли на смежных участках высокого правого борта долины (см. рис. 8.10). На поверхности левобережной террасы высотой 30-40 м в приустьевой части долины р. Ак-Терек, выработанной в теле каменной лавины первой генерации, отчетливо видны линзообразные, ветвящиеся промоины, очень схожие с теми, которые находятся ниже по течению от прорванной плотины в долине р. Сарыджаз-Аксу (см. рис. 8.6). При этом на поверхности чуть более высокой правобережной террасы таких промоин не видно, что позволяет ограничить уровень воды в реке при прохождении прорывного паводка – примерно 35-40 метров. Отчетливо видно, что этот паводок шел именно по долине р. Ак-Терек, нижняя часть которой примерно в 4.5 км выше по течению также была перекрыта оползневой плотиной высотой около 150 м, образованной каменной лавиной объемом примерно $40 \times 10^6 \text{ м}^3$, показанной на рис. 8.12.

При ширине приустьевой части долины р. Ак-Терек около 400 м и подъеме уровня воды на 35-40 м площадь сечения нижней части ее долины составляет примерно 7000 м^2 . Принимая скорость потока равной 10 м/с (по аналогии с предыдущими примерами) получаем пиковый расход волны прорыва равный примерно $70\,000 \text{ м}^3/\text{с}$. Такая оценка, однако, весьма противоречива. В отличие от предыдущих примеров, когда при прорыве завальных плотин образованные ими подпрудные озера были практически опустошены, что и обеспечило очень высокие значения пиковых расходов, эта завальная плотина сохранилась почти в первоначальном виде, а образованное ей подпрудное озеро в настоящее время заилено, что отчетливо видно на рис. 8.12. Т.е. мощного

прорыва, который мог бы обеспечить такой пиковый расход, здесь не было. Объяснить это противоречие можно, если предположить, что сравнительно небольшой прорывной паводок произошел, когда долина р. Сох была перекрыта второй генерацией Коргонской каменной лавины (2 на рис. 8.11). Озеро, созданное этой завальной плотиной, могло заполнять каньон р. Сох почти до уровня 35-40-метровой террасы и волна прорывного паводка, пришедшая по долине р. Ак-Терек, лишь добавила несколько метров к этому уровню, что и обеспечило образование промоин на поверхности террасы. Этот дополнительный приток мог также способствовать переполнению подпрудного озера в верховьях р. Сох и прорыву образовавшей его завальной плотины.



Рис. 8.11. Предполагаемые две генерации Коргонской каменной лавины (1 и 2) различающиеся по гранулометрическому составу и следы прорывного паводка на поверхности террасы (F), выработанной, по крайней мере частично, в отложениях каменной лавины 1-ой генерации; аQ – аллювиальные отложения



Рис. 8.12. Сохранившаяся завальная плотина в долине р. Ак-Терек с почти полностью заиленным озером. Перспективное изображение Google Earth

На этом примере видно, что для корректной оценки параметров прорывных паводков необходимо, как уже отмечалось выше, анализировать весь комплекс данных, характеризующих историю перекрытий горных рек – как свидетельства самих паводков, так и сведений, позволяющих восстановить историю развития долины и выше и ниже по течению.

8.2.2 Оценка параметров завальных плотин, возможных в будущем, и образуемых ими подпрудных озер

Приведенные выше примеры катастрофических прорывных паводков позволяют оценивать тяжесть последствий, которые могут возникать при прорыве как существующих подпрудных озер, так и в случае формирования новых завальных плотин. Поиск таких мест является одной из важных задач оползневых исследований.

Хотя прогноз времени их возникновения в настоящее время практически невозможен, по крайней мере по региону в целом, можно выделить участки, где достаточно велика вероятность образования крупных оползней на высоких горных склонах, которые могут перегородить речные долины (см., например, Пыжьянов, Преснухин, 1987). В ходе полевого обследования отдельных районов Центральной Азии и при планомерном дешифрировании космических снимков выделено значительное число участков с признаками крупномасштабных медленных деформаций в приводораздельных участках, охватывающих скальные массивы большого объема, как, например, в бассейне р. Кокомерен (см. рис. 5.6; впрочем, обрушение на этом участке, весьма вероятное в будущем, не создаст очень опасной ситуации, так как завал перекроет верховья небольшого ручья). Но признаки возможных обрушений имеются и на бортах долин крупных рек, таких, например, как Зеравшан (см. рис. 8.1, 8.13), у г. Айни, где такие обрушения уже происходили и в доисторическое время и в 1964 г.

Один из таких потенциально опасных участков обнаружен в приустьевой части долины р. Рагноу – правого притока р. Оби-Хингоу (38.921° с.ш., 70.964° в.д.), правый борт которой высотой примерно 1100 м нарушен многочисленными оползневыми заколами (рис. 8.14), крайние из которых проходят в 800 м от бровки склона (рис. 8.15) (Strom, Abdrakhmatov, 2018; Shakirov et al. 2018; Fomenko et al., 2021). Участок находится примерно в 30 км от эпицентра катастрофического Хаитского землетрясения 1949 г. с $M7.4$ (на противоположной от него стороне хребта Петра Первого) и, практически в эпицентральной зоне Арганкульских землетрясений 1934 г. с $M6.5$ и 1935 г. с $M6.2$ (рис. 8.16). На аэрофотоснимках 1956 г. оползневые заколы уже присутствуют, хотя обрушение на склоне, вызвавшее кратковременное перекрытие русла реки, появилось только на космических снимках, сделанных в начале 80-х годов прошлого века (Strom, Abdrakhmatov, 2018). В настоящее время, как установлено по данным спутниковой радиоинтерферометрии, движения на этом участке продолжают со скоростью до нескольких мм/день (Jones et al., 2021).

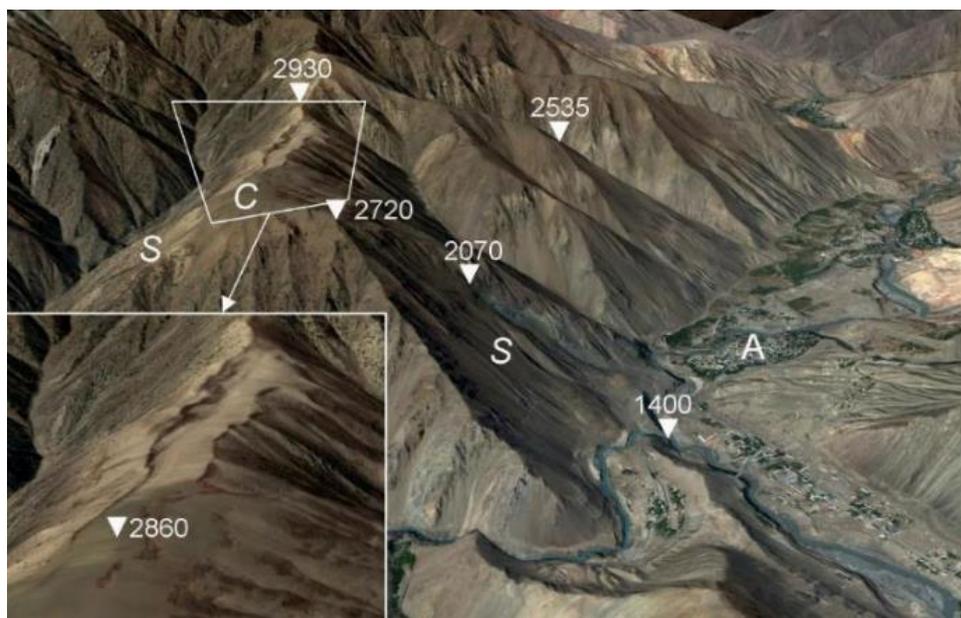


Рис. 8.13. Оползневой закол на гребне левого борта долины р. Зеравшан, над стенкой отрыва Айнинского оползня 1964 г. (показан на врезке). Перспективное изображение Google Earth. S – силурийские отложения, слагающие основание склона, C – перекрывающие их каменноугольные отложения, A – г. Айни у слияния рек Зеравшан и Фан-Дарья

Если допустить, что обрушение всего этого склона может произойти одновременно, то в устье р. Рагноу образуется крупная завальная плотина. Предварительная экспертная оценка дала объем возможного обрушения в $300 \times 10^6 \text{ м}^3$. Однако последующие расчеты, сделанные с учетом сотрясений интенсивностью до 9 баллов, показали возможность образования намного более глубокого оползня, объем которого при 9-балльном землетрясении может достигать 1.3 км^3 (Fomenko et al., 2020).

Оценка возможных параметров завальной плотины для разных объемов обрушения была проведена с использованием эмпирических соотношений между произведением объема на высоту обрушения и площадью оползня и с учетом его перемещения в условиях фронтального ограничения (Strom et al., 2019; см. также раздел 6.3) (табл. 8.1). Оценка возможной высоты плотины проводилась в предположении, что ее тело можно рассматривать, как сдвоенную пирамиду, площадь горизонтальной проекции которой равна площади оползневого тела (рис. 8.17).

Табл. 8.1. Возможные параметры оползневого перекрытия в устье р. Рагноу в зависимости от объема обрушения

Н (км)	V (км ³)	V×Н (км ⁴)	A (км ²)	A _{dep} (1 / 2) (км ²)	Н (1 / 2) (км)
1.1	0.3*	0.33	5.56	3.59 / 3.56	0.25 / 0.25
1.1	0.98**	1.078	9.86	6.52 / 7.86	0.45 / 0.37
1.1	1.3***	1.43	11.31	7.52 / 9.31	0.52 / 0.42

Н – высота обрушающегося склона; V – возможный объем обрушения (*экспертная оценка; **по результатам предварительных расчетов без учета сейсмического воздействия; ***по результатам предварительных расчетов при сейсмичности 9 баллов); A – рассчитанная общая площадь поражения; A_{dep} (1 / 2) – площадь оползневого тела (1 – по соотношению между A_{dep} и V×Н; 2 – по соотношению между A_{dep} и V×Н за вычетом площади оползневого цирка принятой равной 2 км^2); Н (1 / 2) – высота плотины определенная при 1-м и 2-м вариантах оценки величины A_{dep}.



Рис. 8.14. Оползнеопасный склон в устье р. Рагноу. Перспективное изображение Google Earth (съемка 13.08.2008 г.). Видны дугообразные трещины между отметками 2850 и 3100 м. Внизу – увеличенное изображение сула реки со следами недавнего оползневого перекрытия

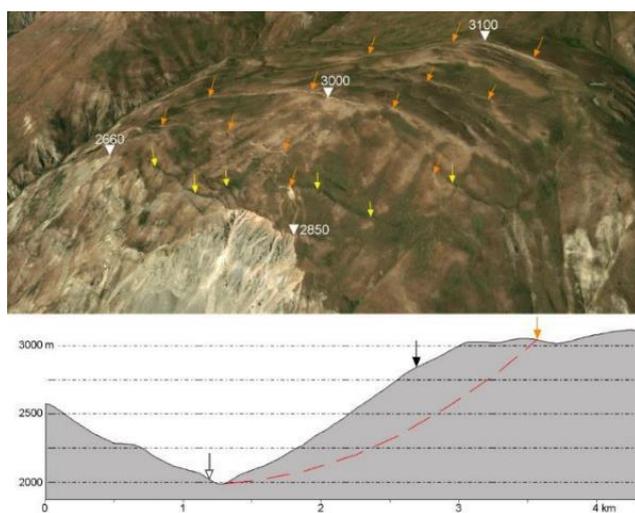


Рис. 8.15. Вверху – перспективное изображение Google Earth верхней части правого борта долины р. Рагноу с оползновыми заколами. Желтые стрелочки – уступы, обращенные вверх по склону, оранжевые стрелочки – уступы с опущенным подгорным крылом. Наиболее удаленный от бровки склона закол на отм. 3100 м. Внизу – схематический разрез участка с предполагаемым положением возможной поверхности смещения. Оранжевая стрелочка – положение оползневой закола, максимально удаленного от бровки склона, черная стрелочка – бровка стенки отрыва молодого оползня, белая стрелочка – положение фронта прорванной завальной плотины

Согласно этим оценкам, в устье р. Рагноу возможно образование завальной плотины высотой от 250 до более 400 м, в результате чего может образоваться подпрудное озеро объемом от 400 до 1500 миллионов кубометров, прорыв которого уничтожит почти всю инфраструктуру в долине р. Оби-Хингоу и будет представлять определенную угрозу для водохранилища и плотины Рогунской ГЭС и всего нижележащего каскада Вахшских ГЭС (Shakirov et al. 2018; Fomenko et al., 2021).

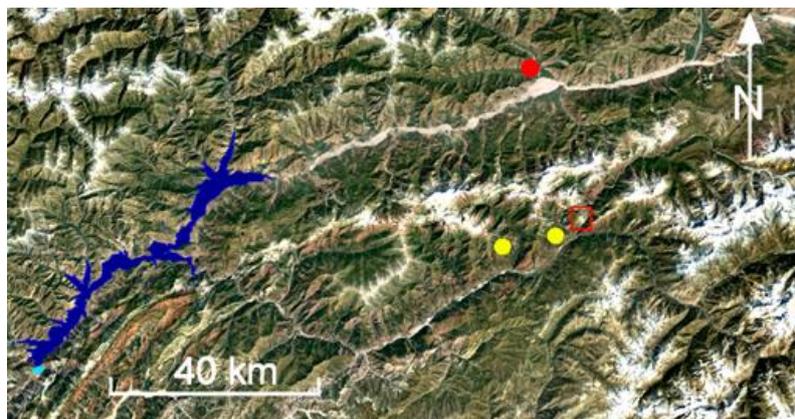


Рис. 8.16. Расположение участка оползнеопасного склона в устье р. Рагноу (красный квадрат) относительно Рогунского водохранилища (синяя заливка). Красная точка – эпицентр Хаитского землетрясения 1949 г., желтые точки – эпицентры Арганкульских землетрясений 1934 и 1935 г.г. (Кондорская, Шебалин, 1977)

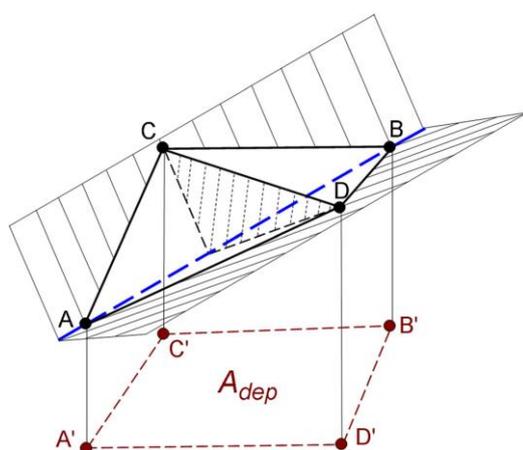


Рис. 8.17. Схематическая геометрическая модель для приближенной оценки возможной высоты завальной плотины (H_{dam}) при рассчитанной площади оползневого тела (A_{dep}) и предполагаемом объеме обрушения

8.2.3 Возможные превентивные мероприятия

Как показали приведенные примеры, в случае перекрытия крупными каменными лавинами долин магистральных рек с образованием подпрудных озер большого объема и их последующим прорывом, последствия могут быть катастрофическими и могут охватывать речные долины на всем их протяжении. При этом в подавляющем большинстве случаев предотвратить обрушение склона с формированием глубокого и емкого подпрудного озера, и его последующий прорыв невозможно. Можно лишь снизить тяжесть последствий за счет понижения уровня озера, как было сделано в Таджикистане в 1964 г. после образования Айнинского завала, в 2008 г. в Китае после образования озера Таньджаньшань при Венчуанском землетрясении, в 2019 г. после образования Буреинского завала и во многих других случаях. Однако такие мероприятия не могут полностью исключить катастрофические последствия прорыва, пусть и с меньшим пиковым расходом, как это произошло в 2000 г. в долине р. Игон в юго-восточной части Тибета (Xu et al., 2008) и в 2018 г. в долине реки Джинша на границе Тибета и провинции Сычуань при прорыве оползня Байге (Zhang et al., 2019).

Учитывая исключительную тяжесть последствий, при выявлении оползнеопасных участков склонов, обрушение которых может привести к образованию крупных прорывоопасных подпрудных озер, наиболее эффективным представляется заблаговременное сооружение обводного канала или туннельного водосброса, что обеспечит пропуск расходов и предотвратит

образование подпрудного озера, т.е. исключит дальнейшее развитие цепочки неблагоприятных явлений. При этом стоимость строительства такого сооружения может оказаться существенно меньшей возможного ущерба. Решение о проведении работ, направленных на предотвращение самой возможности катастрофического прорыва должно приниматься на основании комплексного анализа рисков.

8.3 Сейсмогенные каменные лавины

Особую опасность представляют собой каменные лавины, образующиеся при обрушении высоких горных склонов при сильных землетрясениях. Это связано с тем, что на современном уровне знаний зачастую невозможно предсказать не только время и масштаб обрушения, но и его возможное место, как это показано в разделе 7.2 на примере Бельалдинской каменной лавины, произошедшей при Суусамырском землетрясении 1992 г. в Киргизии (см. рис. 7.17). Так, в литературе нет никаких упоминаний о признаках, указывающих на возможность обрушения на склонах, где сформировались сейсмогенные оползни при Усойском 1911 и Хаитском 1949 г. землетрясениях. Поэтому риски, обусловленные сочетанием сейсмической и оползневой опасности, практически не могут быть снижены. В целом, существующие подходы к выделению возможных мест образования сейсмогенных оползней в скальных массивах и каменных лавин аналогичны описанным в предыдущих разделах этой главы, но при этом сохраняется высокая вероятность возникновения обрушений на непредсказанных участках при очередном землетрясении.

8.4 Выводы к главе 8

Каменные лавины представляют собой природное явление, предотвратить которое в подавляющем большинстве случаев чрезвычайно сложно и дорого, а зачастую просто технически невозможно. Основной, если не единственный способ снизить риски, связанные с образованием каменных лавин – заблаговременно выявлять места их возможного возникновения и оценивать размеры и форму области поражения и возможный характер воздействия на население и различные объекты – непосредственное механическое или опосредованное вследствие образования и прорыва завальной плотины. Оценка размеров области поражения может производиться с использованием количественных соотношений (глава 6), выведенных по данным о каменных лавинах Центрально-Азиатского региона с учетом ожидаемого типа каменной лавины, согласно классификации, предложенной в главе 5. На основании этих данных следует определять условия хозяйственного освоения угрожаемых территорий.

Наиболее тяжелые социально-экономические последствия имеют катастрофические прорывы крупных подпрудных озер, создаваемых завальными плотинами. При перегораживании долин магистральных рек объем таких озер может достигать нескольких кубических километров.

Особенности внутреннего строения завальных плотн, в первую очередь высокая степень дробления материала, слагающего их внутренние части, описанная в главе 3, благоприятствуют их быстрому размыву при переливе и разрушении грубообломочной панцирной фации, что приводит к образованию прорывных паводков с очень высокими расходами, которые могут распространяться на сотни километров вниз по течению.

Выявление и тщательное изучение следов катастрофических прорывных паводков, в том числе доисторических, позволяет существенно расширить статистику таких явлений и получить данные, необходимые для разработки и тестирования математических моделей прорыва завальных плотин.

При выявлении потенциально неустойчивых массивов на бортах речных долин, при обрушении которых возможно формирование завальной плотины, необходимо оценивать возможную высоту перекрытия, а при наличии достаточных оснований представляется целесообразным рассмотреть возможность заблаговременного сооружения обводного водосброса для пропуска расходов и предотвращения неконтролируемого накопления воды в подпрудном озере и его последующего прорыва.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ: НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты исследований, обобщенных в предлагаемой диссертации, показали чрезвычайное разнообразие типов оползней и каменных лавин, развитых в исследуемом регионе. Характерное для Центральной Азии сочетание расчлененного рельефа и сухого климата делает его исключительно благоприятным для картирования таких образований и их подробного изучения. Автором составлена база данных крупномасштабных оползней в скальных массивах и каменных лавин Центральной Азии, насчитывающая более 1000 таких образований объемом свыше одного миллиона кубометров. Ограниченный объем диссертации не позволил привести описание большинства из них. Такое региональное описание сделано в работе (Strom and Abdrakhmatov, 2018). Упомянутая база данных опубликована, как электронное приложение к этой монографии.

Полученные результаты позволили охарактеризовать пространственное распределение оползней в скальных массивах и каменных лавин на территории горных сооружений Джунгарии, Тянь-Шаня и Памира, что создает предпосылки для региональной оценки оползневой опасности этих горных сооружений.

Сравнительный анализ многочисленных примеров позволил выявить основные особенности строения каменных лавин, позволяющие уверенно отличать их от образований иного генезиса, а также предложить подробную классификацию этого типа склоновых процессов, учитывающую условия формирования оползня в скальном массиве, характер его последующего перемещения и морфологические особенности отложений. Большое количество выявленных объектов позволило установить статистически представительные соотношения между параметрами, характеризующими обрушивающийся массив, и параметрами, характеризующими подвижность каменных лавин и определяющими степень их опасности. Установленные качественные и количественные закономерности могут быть с успехом применены при изучении аналогичных природных явлений и в других горных системах.

Показана неоднозначность большинства критериев, традиционно применяемых для обоснования сейсмического генезиса крупных оползней в скальных массивах и каменных лавин и обоснована необходимость тщательного и всестороннего анализа всей совокупности доступных геолого-геоморфологических данных для обоснованного суждения о причинах их возникновения.

В дальнейшем планируется дополнить составленную базу данных, охарактеризовав количественно те оползни и каменные лавины в Центральной Азии, для которых это пока не сделано, а также расширить ее, охватив смежные горные сооружения. Это повысит статистическую представительность количественных соотношений между параметрами, характеризующими первоначальное обрушение (высота, объем и др.) и параметрами, характеризующими перемещение

оползневых тел (длина пробега, площадь поражения и др.). Существенное увеличение числа рассматриваемых объектов позволит проводить количественный анализ с учетом большего числа факторов, чем это было сделано в данной работе. Предполагается также дополнить базу данных сведениями о гидрологических характеристиках водотоков, на которых выявлены существующие, прорванные или заиленные подпрудные озера и учесть эти данные при уточнении эмпирических соотношений, позволяющих более объективно оценивать устойчивость завальных плотин и вероятность их прорыва.

Важной особенностью Центрально-Азиатского региона является очень короткий (примерно 150 лет) период, для которого имеются достоверные исторические данные о различных природных явлениях. За это время в исследованном районе произошло примерно 15 крупных оползней в скальных массивах, большинство из которых было связано с сильными землетрясениями, хотя есть примеры аналогичных явлений произошедших и по иным причинам. Для объективной характеристики оползневой и сейсмической опасности исследуемой территории важное значение имеют данные о возрасте и повторяемости обрушений высоких горных склонов, что требует массового датирования оползневых отложений и образованных ими форм рельефа с применением современных методов абсолютной геохронологии.

Основной, стратегической задачей оползневых исследований в горных районах Центральной Азии является установление мест, где склоновые смещения могут произойти в будущем, оценка их возможных последствий и, в идеале, их прогноз, т.е. определения места, величины и времени обрушения. Сразу оговорюсь, что на данном этапе преждевременно ставить вопрос о прогнозе времени образования новых оползней, по крайней мере в региональном масштабе. Это требует детального мониторинга, который может проводиться на конкретных участках, где в ходе региональных исследований выявлены геолого-геоморфологические признаки, указывающие на возможность образования крупных оползней в будущем, и где по данным спутниковой радиоинтерферометрии установлено, что движения на склонах происходят в настоящее время.

Необходимо продолжить поиск и изучение мест, где может произойти образование подпрудных озер. Их возможный прорыв представляет наибольшую опасность для населения горных и предгорных районов Центральной Азии, поэтому такие участки должны привлекать самое пристальное внимание со стороны местных органов власти, служб по чрезвычайным ситуациям и соответствующих организаций, занимающихся изучением опасных природных явлений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдрахматов К.Е. Тектонические движения позднего плейстоцена-голоцена территории Республики Кыргызстан. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук: 04.00.01 // Бишкек. 1995. 35 с.
2. Абдрахматов К.Е., Лемзин И.Н., Стром А.Л. Неотектоника Кетмень-Тюбинской впадины. Тянь-Шань. Тянь-Шань в новейшем этапе геологического развития // Бишкек. Илим. 1994 С. 86-96.
3. Абдрахматов К.Е., Томпсон С., Уилдон Р. Активная тектоника Тянь-Шаня // Бишкек. Илим. 2007. 71 с.
4. Авдеев В.А., Нартов С.В., Балджинням И., Могхоо Д., Эрдэнбидаг Б. Цамбаргавское землетрясение 31 июля 1988 г // Геология и Геофизика, 1989. № 11 С. 118-124.
5. Адушкин В.В., Перник Л.М., Попель С.И., Стром А.Л., Шишаева А.С. Формирование частиц нано- и микродиапазонов при обрушении скальных склонов // Сб. научных трудов: Нано- и микромасштабные частицы в геофизических процессах. М.: Изд. ИДГ. 2006.
6. Агаханянц О.Е. Сарез // Ленинград, 1989. 112 с.
7. Агатова А.Р., Непоп Р.К. Оценка скорости сейсмогравитационной денудации рельефа юго-восточного Алтая в голоцене на примере бассейна р. Чаган-узун // Вулканология и Сейсмология. 2011. № 6. С. 60-70.
8. Арефьев С.С., Рогожин Е.А., Быкова В.В., Дорбат К. Рачинское землетрясение 1991 г. Результаты сейсмогеологических наблюдений // Физика Земли. 1993. № 3. С. 30-44.
9. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0314.
10. Белоусов Т.П. Рачинское землетрясение 1991 года и его проявление в рельефе Большого Кавказа // М. Светоч Плюс. 2009. 208 с.
11. Бочкарев В.П., Медеу А. Склоновые процессы в горных районах Юго-восточного Казахстана // Инженерная Геология. 1990. № 6, С. 50-58.
12. Богачкин Б.М., Корженков А.М., Мамыров Э. Нечаев Ю.В., Омуралиев М., Петросян А.Е., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А., Чаримов Т.А. Структура очага Суусамырского землетрясения на основании анализа его геологических и сейсмологических проявлений // Физика Земли. 1997. № 11. С. 3-18.
13. Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) // Труды Геологического Комитета, нов. Серия. 1914. Вып 89. 270 с.
14. Бронников М.М. Каратагское землетрясение // Труды Геологического Комитета. 1908. т. 27. № 147 с. 475-515.
15. Бугаев Е.Г., Лавров И.М., Харлов Э.М. Колебания Чиркейского каньона при афтершоках // Бюллетень по инженерной сейсмологии. 1975. № 9 С. 99-110.
16. Букинич Д.Д. Усойское землетрясение и его последствия // Русские Ведомости № 187. 14 августа 1913 г.
17. Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг // Труды ГИН АН СССР, 1964. Т. 104. 143 с.
18. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое // Труды ГИН РАН. 2012. Т. 603. М. ГЕОС. 187 с.
19. Васьков И.М. Катастрофические обвалы: геодинамика и прогноз // Автореферат дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Екатеринбург. 2017. 38 с.
20. Васьков И.М. Крупномасштабные обвалы: геодинамика и прогноз // Владикавказ. 2019, 365 с.
21. Виниченко С.М. Палеосейсмодислокации свидетельства древних сильных землетрясений Верхнего Вахша // ДАН Тадж. ССР. 1977. Т. XX. № 7. С. 46-49.
22. Виниченко С.М. Сейсмогенные оползни и обвалы зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира и их инженерно-геологическое значение. // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М. МГУ. 1989, 18 с.

23. Винниченко Г. П. Кухикова М.М., Ярмухамедов А.Р. и др. Оползни и обвалы скальных пород Юго-Западного Памира // Докл. АН ТаджССР. 1990 Т. 33. № 6. С. 396-399.
24. Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки // Ленинград. Гидрометеиздат. 1977. 155 с.
25. Войтович В.С. Природа Джунгарского глубинного разлома // Труды ГИН РАН. 1969. Т. 183. 189 с.
26. Геологическая карта Казахской ССР м-ба 1:500 000. 1979 // Ленинград, Аэрогеология.
27. Геологическая карта Киргизской ССР м-ба 1:500 000 // 1978. Ленинград, ВСЕГЕИ.
28. Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий, масштаб: 1:500000 // 1984 г. МинГео СССР, ПО Таджикгеология, ФГБУ «ВСЕГЕИ».
29. Геологическая карта Узбекской ССР м-ба 1 :1500 000 // 1978. МинГео СССР.
30. Герасимов И. П., Ранцман Е. Я. Неотектоника сейсмичных районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа // В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М. Наука, 1964.
31. Герасимов В. Иссыкская катастрофа 1963 г. и ее отражение в геоморфологии долины р. Иссык // Известия Всесоюзного географического общества. 1965. Т. 97, вып. 6. С. 541-547.
32. Гоби-Алтайское землетрясение. И.А. Флоренсов и В.П. Солоненко (ред.) // Изд-во АН СССР. М. 1963. 391 с.
33. Каменные глетчеры гор Средней Азии // Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР. 1989. 164 с.
34. Горбунов А.П., Титков С.Н. Поляков В.Г. Динамика камнных глетчеров Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, Казахстан // Мерзлотные и перигляциальные процессы. 1992 № 3 С. 29-39.
35. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши // 1987а. Т. IV, Узбекская ССР. Ленинград. Гидрометеиздат.
36. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши // 1987б. Т. V, вып. 3, Казахская ССР. Ленинград. Гидрометеиздат.
37. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши //1987в. Т. XI, Киргизская ССР. Ленинград. Гидрометеиздат.
38. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши // 1988. Т. V, вып. 4, Казахская ССР. Ленинград. Гидрометеиздат.
39. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши // 1990. Т. XII, Таджикская ССР. Ленинград. Гидрометеиздат.
40. Григорян С.С. Новый закон трения и механизм крупномасштабных горных обвалов и оползней // Докл. АН СССР. Т. 244. С. 846-849.
41. Григорян С.С., Нилов Н.Н., Остроумов А.В., Федоренко В.С. Математическое моделирование горных обвалов и оползней больших объемов // Инженерная геология. 1983. № 6. С. 61-73.
42. Григорян С.С., Остроумов А.В. Расчеты движения обвалов, быстрых оползней и осовов // Методика инженерно-геологических исследований высоких обвальных и оползневых склонов. М. Изд-во МГУ. 1980. С. 158-161.
43. Губин И.Е. Гармское землетрясение в 1941 г. // Таджикское отделение АН СССР. 1943.132 с.
44. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана // М. Изд-во АН СССР. 1960. 464 с.
45. Гущенко О.И., Леонов Н.Н. Палеосейсмодислокации бассейна р. Чаткал и их взаимосвязь с новейшим полем напряжений // Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., ВНИИ Геофизики 1972. С. 49-51.

46. Дельво Д, Абдрахматов К.Е., Лемзин И.Н., Стром А.Л. Оползни и разрывы Кеминского землетрясения 1911 г. с M_s 8,2 в Киргизии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10 . С. 1667-1677.
47. Деникаев Ш.Ш. О древнем завале в районе Сарезского озера // Доклады АН Тадж.ССР. 1970. Т. 13. С. 32-40.
48. Джанузакоев К.Д., Омуралиев М., Омуралиева А., Ильясов Б., Гребенникова В.В. Сильные землетрясения Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии) // Бишкек. Илим. 2003. 201 с.
49. Джумабаева А.Б. Сейсмогенные разрывы Кочкорской впадины // Известия НАН КР. 2012. № 3 С.41-44.
50. Докукин М.Д., Калов Х.М., Савернюк Е.А. Активизация обвальных процессов в высокогорной зоне Западного Кавказа в XXI веке (анализ разновременных космических снимков) // Актуальные направления сбалансированного развития горных территорий в контексте междисциплинарного подхода: материалы I Международной научной конференции. Карачаевск. КЧГУ. 2019. С. 61-66. ISBN 978-5-8307-0594-3
51. Дубовской А.Н., Перник Л.М., Стром А.Л. Экспериментальное моделирование оползневого дробления горных пород // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2008. № 2. С 13-20.
52. Емельянова Е.П. Основные закономерности оползневых процессов // М. Недра. 1972. 310 с.
53. Ерыш И.Ф., Саломатин В.Н. 1999. Оползни Крыма. Часть 1. История отечественного оползневедения // Издательство Апостроф, Симферополь. 254 с.
54. Зеркаль О.В., Махинов А.Н., Кудымов А.В., Харитонов М.Е., Фоменко И.К., Барыкина О.С. Буреинский оползень (11.12.2018 г.). условия формирования и особенности механизма развития // Геориск. 2019. Т. 13. № 4. С. 18-30.
55. Зеркаль С.В. Математическое моделирование движения оползней-потоков методом частиц // Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. М. 2002. 99 с.
56. Зеркаль С.В., Калинин Э.В. Математическое моделирование движения оползней-потоков // Проблемы инженерной и экологической геологии. Труды научной конференции аспирантов и молодых ученых, посвященной 100-летию со дня рождения С.С.Морозова и 60-летию кафедры инженерной геологии и охраны геологической среды геол. ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова. Под ред. В.А. Королева. М. Геологический ф-т МГУ. 1998. С. 20.
57. Золотарев Г.С. Генетические типы оползней, их развитие и изучение. Труды конференции по изучению оползней и защите от них // Киев. Изд-во Киевского Государственного университета. 1964. С. 165-170.
58. Золотарев Г.С. Основы методики инженерно-геологического изучения обвальных и оползневых склонов // Вопросы инженерной геологии. Доклад Советских ученых к Международному конгрессу Международной ассоциации инженер-геологов. М. 1970, С. 141-157.
59. Золотарев Г.С. (ред). Склоновые процессы. Вып. 3: Региональные геологические закономерности формирования склонов и оползней в горноскладчатых областях // 1978, 121 с.
60. Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика // М. изд-во МГУ. 1983, 328 с.
61. Золотарев Г. С., Калинин Э. В., Федоренко В. С., Шешеня Н. Л. Инженерно-геологическое изучение обвалов и других гравитационных явлений на горных склонах // М. Изд-во МГУ. 1969. 139 с.
62. Золотарев Г.С., Григорян С.С., Калинин Э.В., Мамаев Ю.А., Махорин А.А., Никитин В.Н., Остроумов Н.В., Шадунц К.Ш., Локин П., Сунарич Д., Янич М. Методика инженерно-геологических исследований высоких обвальных и оползневых склонов // М., изд-во МГУ, 1980.

63. Игнатъев И.В. Землетрясение в Токмакском уезде в 1985 г. // Труды Русского императорского географического общества. 1886. Т. 22, Вып. 2.
64. Ищук Н.Р. Роль ледниковых отложений в формировании плотин современных горных озер на Памире // Геориск. 2011. № 1. С. 16–29.
65. Ищук Н.Р. "Оползни" на берегах оз. Сарез (Таджикистан) // Геориск. 2013. № 2, С. 48-60.
66. Ищук Н.Р. Усойский завал на озере Сарез // Геориск. 2014. №. 1. С. 46-52.
67. Ищук Н.Р. Происхождение плотин озер на северном склоне Зеравшанского хребта // Геориск. 2016. № 2. С. 44-55.
68. Ищук Н.Р., Стром А.Л. Геологические последствия землетрясения 7 декабря 2015 г. на Сарезском озере // Геориск 2016. № 3. С. 56-74.
69. Калинин Э.В., Федоренко В.С., Козловский Л.Л., Липилин В.А. Вопросы методики инженерно-геологического изучения оползней, обвалов и селей Таджикистана // Отчет по теме: «Геол. закономерности развития обвалов, оползней и селей в горных районах Таджикистана и Киргизии». Фонды геол. фак-та МГУ. 1974. 250 с.
70. Кларк С (мл.) (ред.) Справочник физических констант горных пород // М. Мир. 1969. 543 с.
71. Колесников В.С. Краткое описание посещения Срезого озера в 1925 г. // Известия Среднеазиатского географического общества. Ташкент. 1929. Т. XIX. С. 1-9.
72. Количко В.В. История развития и механизм формирования оползней в коренных породах в северо-восточной части Южно-Таджикской депрессии // Доклады АН СССР. 1975. Т. 222. С. 1417-1419.
73. Количко А.В., Филь В.Н. Инженерно-геологические условия сооружения Рогунской ГЭС на р. Вахш. Отчет Среднеазиатского отделения Института Гидропроект. Ташкент, 1980.186 с. Росгеолфонд.
<http://www.rfgf.ru/catalog/docview.php?did=cba33f2e8fd621fd2fa7ecd1628c6fe9>
74. Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. (ред.) Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. // М. Наука. 1977. 536 с.
75. Корженевский Н.Л. Каталог ледников Средней Азии // Средне-Азиатский метеорол. ин-т, Гидрометеорол. отдел. Ташкент. Узполиграф. 1930. 200 С.
76. Корженевский Н.Л. Геоморфология и оледение Памиро-Алая // Ташкент. изд-во Фан, 1979 (перепечатка).175 с.
77. Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих регионов) // Бишкек. Илим. 2006. 289 с.
78. Корженков А.М., Чедия О.К. Новейшая структура и сейсмодислокации Тюлекской и Каракуджурской впадин (Тянь-Шань) // Труды АН Кирг. ССР. 1986. № 5. С. 26-33.
79. Корольков В.Я. Каратагское землетрясение (с картой и 2 таблицами) // Труды Туркестанского отделения Русского Географического Общества. 1912. Т. 7. С. 35-47.
80. Корчевский В.Ф., Муратова М.Х. Возведение плотин обрушением // Гидротехническое строительство. 1991. № 3 С. 6-11.
81. Корчевский В.Ф., Петров Г.Н. Проектирование и исследование взрывонабросных плотин // М. Энергоатомиздат. 1989. 172 с.
82. Котляков В.М. (ред.). Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем // Ин-т географии РАН. М. Наука. 2007. 366 с.
83. Котляков В.М., Десинов Л.В., Осипова Г.Б., Хаузер М., Цветков Д.Г., Шнейдер Дж. Ф. События 2002 г. на леднике РГО, Памир // Материалы гляциологических исследований. 2003. Т. 95. С. 221-230.
84. Круковский Г.Л. О роли склоновых процессов в образовании высокогорных ощер Яшинкуль и Коккуль в южной части Ферганской долины в бассейне р. Тегермач // Гидрогеология и инженерная геология аридных зон СССР. Ташкент. 1969. Вып. 9, Ч. II, С. 25-31.
85. Курдюков К.В. Древние обвалы в Алайском хребте // Вопросы географии. 1950. Вып. 21. С. 191-204.

86. Курдюков К.В. Лепсинский взброс - современное смещение земной коры в Восточном Прибалхашье // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1956. № 5. С. 22-28.
87. Курдюков К.В. Новейшие тектонические движения и следы крупнейших сейсмических толчков на северном склоне Заалайского хребта // Активизированные зоны земной коры (Новейшие тектонические движения и сейсмичность). М. Наука. 1964. С. 153-160.
88. Кучай В.К. 1969. Результаты повторного обследования остаточных деформаций в плейстосейстовой области Кебинского землетрясения // Геология и геофизика. 1969. № 8, С. 101-108.
89. Кучай В.К. Использование палеосейсмодислокаций при изучении сейсмического режима (на примере плейстосейстовой зоны Чаткальского землетрясения 1946 г.) // Геология и Геофизика. 1971. № 4. С. 124-129.
90. Ланге О.К. Экспедиция по обследованию Усойского завала и Сарезского озера. Народное хозяйство Средней Азии, 1926., № 10, с. 76-79.
91. Ланге О.К. Современное состояние Усойского завала // Известия Среднеазиатского геологического общества. 1929. Т. XIX, С. 11-17.
92. Левкович Р.А. Поверхностные нарушения грунтов в эпицентральной зоне Даестанского землетрясения // Сейсмичность и сеймотектоника Восточного Предкавказья. Тр. ИГ Даг. Филиала АН СССР. 1985. Вып. 33. С. 51-64.
93. Леонов Н.Н. Хаитское землетрясение 1949 г. и геологические условия его возникновения // Известия АН СССР, сер. Геофизическая. 1960. № 3. С. 409-424.
94. Леонов Н.Н. Роль геологического строения при образовании остаточных деформаций грунтов во время землетрясений // Сейсмическое микрорайонирование. Труды ИФЗ АН СССР, 1965, № 36 (203), С. 132-136.
95. Леонов Н.Н. Чаткальское землетрясение 1946 г. // Вопросы инженерной сейсмологии, 1970. Вып. 13. М., Наука, С. 64-77.
96. Леонов Н.Н., Стром А.Л. Применение палеосейсмологического метода при оценке сейсмической опасности (на примере Рогунской ГЭС) // Труды Гидропроекта. 1979. С. 64-70.
97. Литовченко А.Ф. Катастрофический селевой паводок на р. Иссык // Метеорология и гидрология. 1964. № 4. С. 39-42.
98. Лукницкий П.Н. Путешествия по Памиру // М. Молодая Гвардия. 1955. 502 с.
99. Лунина О.В., Гладков А.С., Гладкова А.А. Систематизация активных разломов для оценки сейсмической опасности // Тихоокеанская геология. 2012. № 31. С. 49-60.
100. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня // Труды ГИН РАН 1977. Т. 307. 171 с.
101. Макаров В.И. (ред.). Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) // М. Научный Мир. 399 с.
102. Малицкий Н.Г. Справка о некоторых прорывах временных горных озер в Средней Азии и соседних странах // Известия Средне-Азиатского географического общества. 1929. Т. 19. 29 с.
103. Мамаев Ю.А., Липилин В.И., Симонов А.М. Изучение грубообломочных пород Усойского завала дистанционными методами // Гидротехническое строительство 1991. №10, С. 35-39.
104. Миколайчук А.В., Сатыбеков М.Б., Гордеев Д.В. 2008. Формирование (кинематика и становление) внутригорных впадин Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: Тезисы Четвертого международного симпозиума (г. Бишкек, 15-23 июня 2008 г.). 70-74.
105. Матвеев, Ю. Д. Закономерности развития грандиозных обвалов и оползней в районе строительства Токтогульской ГЭС // Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. Вып. 2. 1968. М. Изд-во МГУ С. 245-258.
106. Мавлянов Г.А. Оползни Средней Азии, изученность и задачи исследований // Гидрогеология и инженерная геология аридных зон СССР. Вып. 12. 1968.

107. Мушкетов И.В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. // Труды Геологического комитета, 1890. Т. 10, № 1, 154 с.
108. Мушкетов И.В. Материалы для изучения землетрясений России // Приложение к XXXV тому Известий Императорского Русского Географического Общества. СПб. Вып. 1. С. 11-46.
109. Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской Империи // Записки Императорского Русского Географического общества по общей географии. Т. XXVI. СПб, 1893. 582 с.
110. Нежиховский Р.А. Наводнения на реках и озерах // Л. Гидрометеиздат. 1988. 183 с.
111. Непоп Р.К., Агатова А.Р. Первый опыт использования оползневых сейсмодеформаций для оценки магнитуд палеоземлетрясений на территории Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 188-199.
112. Никонов А.А. Современные и голоценовые сеймотектонические дислокации в Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоне (Таджикистан) // Известия АН СССР. Физика Земли. 1974. № 12. С. 71-76.
113. Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология, Инженерная геология. Гидрогеология, Геокриология. 1995 № 4. С. 16-27.
114. Никонов А.А., Шебалина Т.Ю. Лихенометрический метод датирования сейсмодислокаций (методические аспекты и опыт использования в горах юга Средней Азии) // М. Наука. 1986. 185 с.
115. Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. Сеймотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня // М. Наука. 1983. 240 с.
116. Ниязов Р.А. Оползни в лессовых породах юго-восточной части Средней Азии // Ташкент. Фан. 1974. 148 с.
117. Ниязов Р.А. Формирование крупных оползней Средней Азии // Ташкент. Фан. 1982. 156 с.
118. Ниязов Р.А. Оползни Узбекистана (тенденции развития на рубеже XXI века) // Ташкент. Гидроингео. 2009. 207 с
119. Ниязов Р.А. Оползни вызванные Памиро-Гиндукушскими землетрясениями // Ташкент. 2015. 223 с.
120. Омуралиев М., Омуралиева А. Поздне-кайнозойская тектоника Тянь-Шаня // Бишкек. 2004. 166 с.
121. Оползни и Сели // (Шеко А.И., ред.) в 2-х томах. ЮНЕП/ЮНЕСКО/СССР. Москва. ... Центр междунар. проектов ГКНТ1984.
122. Островский А.Б. Происхождение оз. Абрау и других бессточных котловин Черноморского побережья Кавказа // Известия АН СССР, сер. Географическая. 1970. № 1. С. 89-98.
123. Остроумов А.В. Механизмы трения в обвальных потоках // Проблемы термомеханики грунтов. М., Изд-во МГУ. 1986. С. 37-48.
124. Панасенко Г.Д. Обвал горы Чокурак // Доклады АН СССР. 1952. Т. 35. № 3.
125. Петров Н.Ф., Никонорова И.В., Никитина О.В. Структурное оползневедение: аспекты классификации // Чебоксары. 2017. 117 с.
126. Петрусевич, М.Н. Аэрометоды при геологических исследованиях // Москва. Госгеолтехиздат. 1962. 407 с.
127. Потапов А.В. Численное моделирование нестационарных геомеханических процессов с низким внутренним трением // диссертация ... кандидата физико-математических наук. Моск. физ.-техн. ин-т. М.1991. 118 с.
128. Преображенский И.А. Усойский завал // Геологический комитет. Статьи по прикладной геологии. Т. 14. 1920. 21 с.
129. Преснухин В.И. Региональные закономерности распространения и развития оползневых явлений Таджикистана // Автореферат дис. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Ин-т гидрогеологии и инж. геологии. Комплексная геол. экспедиция. Ташкент. 1971. 25 с.

130. Пучков С.В. Значение рельефа местности при сейсмическом микрорайонировании. Труды ИФЗ АН СССР. 1965. № 3 (203). С. 105-114.
131. Пучков С.В. Закономерности колебаний грунта при землетрясении // Москва. Наука. 1974. 119 с.
132. Пушкаренко В. П., Никитин А. М. Опыт регионального исследования состояния плотин горных озер Средней Азии и характер формирования прорывных селей // Оползни и сели. Т. 2. М. 1984. С. 17–32.
133. Пыжьянов И.В., Преснухин В.И. Оползневые явления в долине Муксу (Северный Памир) // Известия АН Таджикской ССР, секция физико-математических, химических и геологических наук 1987. № 3. С. 64-69.
134. Рагозин А.Л. (ред.) Оценка и управление природными рисками // Материалы Всерос. конф. "Риск-2003" М. Изд-во Рос. ун-та дружбы народов. В 2-х томах. 2003.
135. Резвой Д.П., Резвой П.Д. Озеро, которого не стало... // Природа. 1969. № 7. С. 81-83.
136. Резвой Д.П., Алексеенко А.В., Болгар Б.Д., Ермоленко Ю.А., Марушкин И.А., Резвой П.Д., Солошенко И.И. Завальные озера Алайского хребта – важный фактор формирования высокогорного рельефа // Доклады и сообщения Львовского отделения Украинского географического общества. Изд-во Львовского университета 1971. С. 71–73.
137. Рейзвих В.Н., Круковский П.Д., Никитин А.М. Причины и условия прорыва оз. Яшинкуль // Сборник статей Ташкентской гидро-метеорологической обсерватории. 1971. № 4. С. 49–95.
138. Реки и озера мира // Энциклопедия. Изд-во Энциклопедия. М. 2012. 928 с.
139. Рогожин Е.А., Борисов Б.А., Богачкин Б.М. Рачинское землетрясение (Грузия, 29 апреля 1991 г.): материалы геологического обследования // Доклады АН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С. 353-358.
140. Рогожин Е.А., Арефьев С.С., Богачкин Б.М., Систернас А., Филип Э. Комплексный анализ геологических и сейсмологических данных и сеймотектоническое представление об очаге Рачинского землетрясения // Физика Земли. 1993. № 3. С. 70-77.
141. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения // Геотектоника. 2007. № 2. С. 3-22.
142. Садыбакасов И. Неотектоника Центральной части Тянь-Шаня // Фрунзе. Илим. 1972. 116 с.
143. Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии // М. Наука. 1990. 180 с.
144. Сапов О.М. Оползни и обвалы Памира // Материалы Научно-технического совещания по вопросам методики изучения и прогноза селей, обвалов и оползней (Тезисы докладов). Душанбе. 1970.
145. Селиванов Р.И., Андреев В.И. О режиме уровня и вероятной эволюции Сарезского озера // Метеорология и Гидрология. 1959. № 3 С. 32-35.
146. Семенов А.А. Перечень землетрясений в Средней Азии и сопредельных с нею странах с древних времен до 1830 г. // Труды Института сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Тадж. ССР. 1958. Т. 94, С. 37-52.
147. Семенов П.Г., Семенова В.А. Каталог землетрясений, ощущавшихся на территории Таджикистана за периоды 1865-1940 и 1941-1952 гг. // Сталинабад, Акад. наук Тадж. ССР. 1958. Т. 86. Вып. 3, 143 с.
148. Смирнов В. Н., Важенин Б. П. Изучение неотектонических разломов и сейсмической активности Охотско-Колымского региона на основе аэрокосмической информации // Геоэкология- мониторинг геологической среды, новейшая геодинамика. Клайпеда. 1990. С. 32-34.
149. Смирнов В. Н. Сейсмодислокации в юго-восточной части сейсмического пояса Черского и проблемы их изучения // Тезисы докладов Всероссийского совещания по геологии четвертичного периода. М. 1994. С. 218.
150. Соломина О.Н. Горное оледенение северной Евразии в голоцене // М. Научный Мир. 1999. 272 с.

151. Солоненко В.П. Шрамы на лике Земли // Природа. 1970. № 9. С. 17-25.
152. Солоненко В.П. Сейсмозабужденные обвалы и земляные лавины // Геологические закономерности развития оползней, обвалов и селевых потоков. М. 1976. С. 4-18.
153. Солоненко В.П. Инженерная сейсмогеология и сейсмокриология БАМ // Инженерная геология. 1979. № 6. С. 3-15.
154. СП 420.1325800.2018 Инженерные изыскания для строительства в районах развития оползневых процессов. Общие требования // М. Минстрой РФ. 64 с.
155. Степанов Б.С., Степанова Т.С. Механика селей // М. Гидрометеиздат. 1991. 379 с.
156. Степанов Б.С. Яфязова Р.К. Селевые явления юго-восточного Казахстана. т. 3. Селевые процессы и селетехнические сооружения // Алматы. 2014. 433 с.
157. Стром А.Л. О новой зоне палеосейсмодислокаций в северной части Центрального Тянь-Шаня // Основные проблемы сейсмоструктоники. М. Депонировано в ВИНТИИ № 3290-83. 1982. С. 4-13.
158. Стром А.Л. 1988. О дешифровочных признаках некоторых типов обвально-оползневых отложений // Известия ВУЗов. Геология и Разведка. № 2. С. 108-109.
159. Стром А.Л. Формирование структуры отложений крупных скальных оползней // Геоэкология, Инженерная Геология, Гидрогеология, Геокриология. 1994. № 5. С. 64-77.
160. Стром А.Л. Количественные характеристики сейсмогенных разрывов и их использование в палеосейсмогеологии и инженерной геологии // Автореф. дис. к.г.-м.н. М. ОИФЗ РАН. 1998. 26 с.
161. Стром А.Л. Морфология и внутреннее строение крупных скальных оползней, как индикаторы механизмов их формирования. Доклады Академии Наук РАН. 1999. Т. 369. № 1. С. 89-91.
162. Стром А.Л. Следы катастрофических прорывных паводков в долинах рек Центральной Азии // ГеоРиск. 2020. Т. XIV. № 2. С. 8–21.
163. Стром А.Л. Каменные лавины: особенности строения и принципы классификации // Труды Международной научной конференции "Новые идеи и теоретические аспекты инженерной геологии". Москва, МГУ. 4 февраля 2021 г. С. 124-129.
164. Стром А.Л., Никонов А.А. Соотношение между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли. 1997. № 12. С. 55–67.
165. Стром А.Л., Никонов А.А. Распределение смещений вдоль сейсмогенных разрывов и учет неравномерности подвижек при палеосейсмологических исследованиях // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 47–59.
166. Суворов А.И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии // Разломы и горизонтальные движения земной коры. Труды ГИН. Вып. 80. М. Изд. АН СССР. 1963. С. 173–227.
167. Таджикибеков М. Происхождение Шингских озер в Центральном Таджикистане // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. хим. и геол. наук. 1991. №2(119). С. 48-53.
168. Таджикибеков М., Токарев В.В. Новые данные о происхождении Искандеркульского завала (Зеравшано-Гиссарская область) // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1990. №4(118). С.47-51.
169. Титков С.Н. О движении некоторых каменных глетчеров Заилийского Алатау // Криогенные явления Казахстана и Средней Азии. Якутск. 1979. С. 34-42.
170. Торгоев И.А., Алешин Ю.Г. Геодинамический и геоэкологический мониторинг геологической среды для снижения оползневой опасности // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М. Научный Мир. 2005. С. 299-317.
171. Трифонов В.Г., Соболева Р.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса // Труды ГИН. Вып. 541. 2002. 225 с.
172. Трофимов В.Т., Калинин Э.В. (ред.). Инженерная геология России. Т.2. Инженерная геодинамика территории России // М. Индательский дом "КДУ". 2013. 815 с.

173. Утиров Ч.У. Сейсмодислокации и остаточные деформации горных пород // Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины. Фрунзе. Илим. 1975. С. 109-111.
174. Утиров Ч.У. Сейсмодислокации // Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня. М. Наука. С. 158-164.
175. Федоренко В.С. Тектонические и сейсмические явления и их значение в формировании катастрофических обвалов и оползней (в районах Чаткальского и Алайского горно-складчатых сооружений) // Вопр. инженерной геологии и грунтоведения. Вып. 2. Изд-во МГУ. 1968. С. 229-244.
176. Федоренко В.С. Горные оползни и обвалы, их прогноз // М. Изд-во МГУ. 1988. 213 с.,
177. Федоренко В.С., Деникаев Ш.Ш., Лим В.В. Основные инженерно-геологические аспекты проблемы Сарезского озера // Инженерная геология. 1981 № 3. С. 70-80.
178. Федоренко В.С., Никулин Ф.В., Калинин Э.В., Липилин В.И. Механизм смещения крупных горных оползней // Инженерная геология. издательство ПНИИС (М.). 1979. № 6. С. 30-45.
179. Хаин В.Е. Региональная Геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия // М. Недра. 1979. 356 с.
180. Хаин В.Е. Региональная Геотектоника. Альпийско-Средиземноморский пояс // М. Недра. 1984. 344 с.
181. Ходжаев А. О влиянии неотектонических на развитие геодинамических процессов и явлений в юго-западных подножиях Чаткальского хребта // Проблемы инженерной геодинамики. 1974. С. 47-55.
182. Ходжаев А. Палеосейсмология Чаткало-Кураминского региона // Ташкент. Фан. 1985. 140 с.
183. Хромовских В.С. 1984. Каменный дракон // М. Мысль. 156 с.
184. Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Книга 1. Континентальные кайнозойские накопления геоморфология // Фрунзе. Илим. 1971. 332 с.
185. Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Книга 2. Новейшая тектоника и палеогеография // Фрунзе. Илим. 1972. 225 с.
186. Чедия О.К. Морфоструктуры и овейший тектогенез Тянь-Шаня // Фрунзе. Илим. 1986. 314 с.
187. Чедия О.К., Лемзин И.Н. Сейсмогенерирующие разломы Чаткальской впадины // Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе. Илим. 1980. С.18-28.
188. Чипизубов А. В. Выделение одноактных и разновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика. 1998. Вып. 39. № 3. С. 386–398.
189. Шатравин В.И. Крупнейшие обвалы Заалайского хребта и их радиоуглеродный возраст // Актуальные проблемы геологии и географии Тянь-Шаня и сопредельных территорий. Материалы международной конференции, посвященной 100-летию юбилею В.Г. Королева. Бишкек. 2020. С. 419-433.
190. Шеко А.И. Оценка устойчивости Усойского завала и возможность прорыва Сарезского озера // Бюлл. МОИП. Отд. геологии 1968. Т. 43. № 4. С. 151-159.
191. Шеко А.И., Лехатинов А.М. Современное состояние Усойского завала и задачи дальнейших исследований // Материалы научно-технического совещания по вопросам методики изучения и прогноза селей, обвалов и оползней. Душанбе. 1970. С. 219-223.
192. Шемякин Е.И. О подвижности больших оползней // Доклады РАН 1993. Т. 331. С. 742-744.
193. Шпилько Г.А. Землетрясение 1911 г. на Памирах и его последствия // Изв. РГО. 1914. Т. L. С. 69–94.
194. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня // Москва . Географгиз. 1948. 223 с.

195. Aaron J., Wolter A., Loew S., Volken S. Understanding Failure and Runout Mechanisms of the Flims Rockslide/Rock Avalanche // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V 8. Article 224.
196. Abdrakhmatov, K.Y., Aldazhanov, S.A., Hager, B.H., Hamburger, M.W., Herring, T.A., Kalabaev, K.B., Makarov, V.I., Molnar, P., Panasyuk, S.V., Prilepin, M.T., Reilinger, R.E., Sadybakasovstar, I.S., Souter, B.J., Trapeznikov, Yu.A., Tsurkov, V.Ye., and Zubovich, A.V. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // *Nature*. 1996. V. 384. P. 450–453.
197. Abdrakhmatov, K., and Strom, A. Dissected rockslide and rock avalanche deposits; Tien Shan Kyrgyzstan // In: Evans, S.G.; Scarascia Mugnozza, G.; Strom, A.; Hermanns, R.L. (eds.) *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. NATO Science Series IV. Earth and Environmental Sciences, Springer, 2006. V. 49. P. 551-572.
198. Abdrakhmatov, K.E., Walker, R.T., Campbell, G.E., Carr, A.S., Elliott, A., Hillemann, C., Hollingsworth, J., Landgraf, A., Mackenzie, D., Mukambayev, A., Rizza, M., and Sloan, R.A. Multi-segment rupture in the July 11th 1889 Chilik earthquake (M_w 8.0-8.3), Kazakh Tien Shan, interpreted from remote-sensing, field survey, and palaeoseismic trenching // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2016. DOI: 10.1002/2015JB012763
199. Abele, G. Bergstürze in den Alpen, ihre Verbeitung, Morphologie und Folgeerscheinungen // *Wissenschaftliche Alpenverein*. 1974. V. 25. 230 p.
200. Adams, J. Earthquake-dammed lakes in New Zealand // *Geology* 1981a. V. 9. P. 215–219.
201. Adams, J. Earthquakes, landslides, and large dams in New Zealand // *Bull. N. Z. Nat. Soc. Earthquake Eng.* 1981b. V.14. P. 93–95.
202. Adushkin, V.V. About initiation of natural creative processes by explosions // *Combustion, Explosion, and Shock Waves*. 2000. V. 36. No 6. P. 21-30.
203. Adushkin, V.V. Mobility of Rock Avalanches Triggered by Underground Nuclear Explosions // In: Evans, S.G.; Scarascia Mugnozza, G.; Strom, A.; Hermanns, R.L. (eds.) *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. NATO Science Series IV: Earth and Environmental Sciences. V. 49. 2006. P. 267-284.
204. Adushkin, V.V. Russian Experience with Blast-Fill dam construction // In: Evans SG, Hermanns R, Strom AL, Scarascia-Mugnozza G (eds.). *Natural and artificial rockslide dams*. Lecture Notes in Earth Sciences. V. 133. Heidelberg: Springer. 2011. P. 595-616.
205. Agliardi, F., Crosta, G.B., Frattini, P., Malus, M.G. Giant non-catastrophic landslides and the long-term exhumation of the European Alps // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 365. P. 263–274.
206. Ahmed, M.F., Rogers, J.D. and Ismail, E.H. Historic Landslide Dams along the Upper Indus River, Northern Pakistan // *Natural Hazards Review*. ASCE. 2014. DOI: 10.1061/(ASCE)NH.1527-6996.0000165.
207. Ahmed, M.F., Rogers, J.D., and Abu Bakar, M.Z. Hunza River watershed landslide and related features inventory mapping // *Environmental Earth Sciences*. 2016. V. 10 No 75(6). DOI: 10.1007/s12665-015-5172-2.
208. Aizen, V.B. Pamir glaciers // In: V.P. Sigh, P. Singh, U.K. Haritashya (eds.). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer. 2011. P. 813-815.
209. Aizen, V.B., Aizen, E.M., Melack, J.M., Dozier, J. Climate and hydrologic changes in the Tien Shan, Central Asia // *Journal of Climate*. 1997. V. 10. P. 1393–1404.
210. Alford, D. and Schuster R. (eds.) *Usoi Landslide Dam and Lake Sarez. An assessment of Hazard and Risk in the Pamir Mountains, Tajikistan* // UN Publication. 2000. Sales No. E.00.III.M.1. 115 p.
211. Ali, K., Begum, F., Abbas, Q., Karim R., Ali S., Ali H., Akbar M., Ali S., Ishaq S. Impact of Aattaabad landslide induce lake on livelihood of upstream population of upper Hunza, District Hunza-Nagar // *Journal of Biodiversity and Environmental Sciences*. 2015. V. 6. No. 3 P. 54-64.
212. Allen, C.R. Geological criteria for evaluating seismicity // *Geological Society of America Bulletin*. 1975. V. 86. P. 1041–1057.

213. Ambraseys, N., Bilham, R. The Sarez-Pamir earthquake and landslide of 18 February 1911 // *Seismological Research Letters*. 2012. V. 83. P. 294–314.
214. Arrowsmith, J.R., and Strecker, M.R. Seismotectonic range-front segmentation and mountain-belt growth in the Pamir-Alai region, Kyrgyzstan, India-Eurasia collision zone // *Geol. Society of Amer. Bull.* 1999. V. 111. P. 1665-1683.
215. Arrowsmith, J.R., Crosby, C.J., Korjenkov, A.M., Mamyrov, E., and Povolotskaya, I. Surface rupture of the 1911 Kebin (Chon-Kemin) earthquake, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan // *EosTrans. AGU, Fall Meet. Suppl. Abstr.* 2005.V. 86 (52). San-Francisco, USA. T51F-05.
216. Assimaki, D., and Gazetas, G. Soil and topographic amplification on canyon banks and the 1999 Athens earthquake // *Journal of Earthquake Engineering*. 2004. 8. Issue 1. P. 1-43.
217. Atlas of Geological maps of Northern-Central-Eastern Asia and Adjsacent Areas. Geological Map of Northern-Central-Eastern Asia and Adjsacent Areas 1:2 500 000 // 2012. www.vsegei.ru/ru/info/inter-proj/geo-asia2500.
218. Barla, G., Dutto, F., and Mortara G. Breda Glacier rock avalanche of 18 January 1997on the Mount Blanc Range, Northern Italy // *Landslide News*. 2000. No 13. P. 2-5.
219. Barsch, D. Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments // *Earth Surface Processes*. 1977. V. 2 P. 231 - 245.
220. Barsch, D. Rock glaciers // In: Clark, M.J. (ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*. 1988. Wiley, Chichester. P. 69 - 90.
221. Barth, N.C. The Cascade Rock Avalanche: A very large Alpine Fault-triggered failure, South Westland, New Zealand // *Landslides*. 2013. DOI: 10.1007/s10346-013-0389-1
222. Beetham, R.D., McSaveney M.J., and Read, S.A.L. Four extremely large landslides in New Zealand // In: J. Rybar, J. Stemberk and P. Wagner (eds). *Landslides*. A.A. Balkema. 2002. P. 97-102.
223. Belousov T.P., Skobelev S.F., and Strom A.L. On estimation of the recurrence period of strong earthquakes of the central Tien Shan (according to the data of absolute geochronology) // *Journal of Earthquake Prediction Research*. 1994. V. 3, P. 226-236.
224. Bhandari, R.H., and Kumar, K. Malpa rock avalanche of 18 August 1998 // *Landslide News*. 2000. No 13. P. 18-21.
225. Birkeland, P. W. *Soils and Geomorphology* // Oxford University Press. Oxford, UK. 1999. 448 p.
226. Bochkariov, V.P. Natural and artificial rockslide dams in mountain geosystems of Kazakhstan orogenic belt // *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*. 2006. Special Issue. P. 203-205.
227. Bonnard, C. Technical and Human Aspects of Historic Rockslide-Dammed Lakes and Landslide Dam Breaches // In: Evans SG, Hermanns R, Scarascia-Mugnozza G, Strom AL (eds.), *Natural and Artificial Rockslide Dams. Lecture Notes in Earth Sciences*. 2011. V. 133. P. 101-122.
228. Bourdeau, C. and Havenith, H.B. Site effects modelling applied to the slope affected by the Suusamyр earthquake (Kyrgyzstan, 1992) // *Engineering Geology*. 2008. V. 97. P. 126-145.
229. Bowman, E.T., Take, W.A., Rait, K.L., and Hann C. Physical models of rock avalanche spreading behaviour with dynamic fragmentation // *Canadian Geotechnical Journal*. 2012. V. 49. P. 460-476.
230. Bozzano, F., Cipriani, I., Mazzanti, P., Prestininzi, A. Displacement patterns of a landslide affected by human activities: insights from ground-based InSAR monitoring // *Natural Hazards*. 2011. DOI: 10.007/s11069-011-9840-6.
231. Brückl, J., and Heuberger, H. Present structure and prefailure topography of the giant rockslide of Köfels, // *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. 2001. V. 37. P. 49–79.
232. Buech, F., Davies, T., and Pettinga, J.R., The Little Red Hill seismic experimental study: Topographic effects on ground motion at a bedrock-dominated mountain edifice // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2010. V. 100(5A). P. 2219-2229.
233. Bull, W.B. Prehistorical earthquakes on the Alpine fault, New Zealand // *Journal of Geophysical Research*. 1996. V. 101. No B3., P. 6037-6050.

234. Burbank, D.W. Multiple episodes of catastrophic flooding in the Peshawar basin during the past 700,000 years // *Geol. Bull. Uniu. Peshawar*. 1983. V. 16. P. 43-49.
235. Burgmann, R., Rosen, P.A. and Fielding, E.J. Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2000. V. 28. P. 169-209.
236. Campbell, C.S. Self-lubrication for long runout landslides // *J. Geology*. 1989. V. 97. P.635-665.
237. Campbell, G.E., Walker, R.T., Abdрахmatov, K., Schwenninger, J.L., Jackson, J., Elliott, J.R., and Copley, A. The Dzhungarian fault: Late Quaternary tectonics and slip rate of a major right-lateral strike-slip fault in the northern Tien Shan region // *Journal of Geoph. Res. Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 1–18.
238. Campbell, G.E., Walker, R.T., Abdрахmatov, K. Jackson, J. Elliott, J.R., Mackenzie, D., Middleton, T. and Schwenninger, J.L. Great earthquakes in low strain rate continental interiors: An example from SE Kazakhstan // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2015. V. 120. P. 5507–5534.
239. Capra, L., Macías, J.L., Scott, K.M., Abrams, M., and Garduño-Monroy, V.H. Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico - behavior, and implications for hazard assessment // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2002. V. 113. P. 81–110.
240. Cao, M.S. Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains // *Journal of Glaciology*. 1998. V. 44 (147). P. 352–358.
241. Casagli, N. and Ermini., L. Geomorphic analysis of landslide dams in the northern Apennines // *Transaction Japanese Geomorphological Union*. 1999. V. 20 P. 219–249.
242. Cascini, L., Peduto, D., Fornaro, G., Lanari, R., Zeni, G., and Guzzetti, F. 2009. Spaceborne Radar Interferometry for Landslide Monitoring // *International Journal of Remote Sensing*. 2009. V. 27. P. 1709-1716.
243. Cassie, J.W., Van Gassen, W., Cruden, D.M. Laboratory analogue of the formation of molards, cones on rock-avalanche debris // *Geology*. 1988. V.16. P. 735-738.
244. Catane, S.G., Cabria, H.B., Tomarong, C.P., Saturay, R.M., Zarco, M.A.H. and Pioquinto, W.C. Catastrophic rockslide-debris avalanche at St. Bernard, Southern Leyte, Philippines // *Landslides*. 2007. V. 4. P. 85-90.
245. Catane, S.G., Cabria, H.B., Zarco, M.A.H., Saturay, R.M., and Mirasol-Robert, A.A. The 17 February 2006 Guinsaogon rock slide-debris avalanche, Southern Leyte, Philippines: deposit characteristics and failure mechanism // *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 2008. V. 67 (3). P. 305.
246. Chalupa V., Pánek T., Tábořík P., Klimeš J., Hartvich F., Grygar R. Deep-seated gravitational slope deformations controlled by the structure of flysch nappe outliers: Insights from large-scale electrical resistivity tomography survey and LiDAR mapping // *Geomorphology*. 2018. V. 321. P. 174–187.
247. Chen, C.C., Telesca, L., Lee, C.T., and Su, Y.S. Statistical physics of landslides: New paradigm // *EPL*. 2011. V. 95(4), 49001, DOI: 10.1209/0295-5075/95/49001
248. Chen, R.F., Chang, K.J., Angelier, J., Chan, Y.C., Deffontaines, B., Lee, C.T., and Lin, M.L. Topographical changes revealed by high-resolution airborne LiDAR data: The 1999 Tsaoling landslide induced by the Chi–Chi earthquake // *Engineering Geology*. 2006. V. 88(3). P. 160-172.
249. Chen, Q., Cheng, H., Yang, Y., Liu, G., and Liu, L. Quantification of mass wasting volume associated with the giant landslide Daguangbao induced by the 2008 Wenchuan earthquake from persistent scatterer InSAR // *Remote Sensing of Environment*. 2014. V. 152. P. 125-135.
250. Chen, X., Cui, P., You, Y., Cheng, Z., Khan, A., Ye, C., Zhang, S. Dam-break risk analysis of the Attabad landslide dam in Pakistan and emergency countermeasures // *Landslides*. 2017. V.14. P. 675-683.
251. Chigira M., Kiho K. Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan // *Engineering Geology*. 1994. V. 38. P. 221–230.

252. Chigira, M., Wu, X.Y., Inokuchi T., Wang, G.H. Landslides induced by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China // *Geomorphology*. 2010. V. 118. P. 225-238.
253. Chongshao, S., and Hongwei, C. Developing and distributing characteristics of collapses and landslides during strong historic earthquakes in China // *Journal of Natural disasters*. 1997. V. 6. No 1. P. 25-30 (in Chinese).
254. Cigna, F., Del Ventisette, C., Liguori, V. and Casagli, N. Advanced radar interpretation of InSAR time series for mapping and characterization of geological processes // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2010. V. 11. P. 865–881.
255. Colesanti, C. and Wasowski, J. Investigating landslides with space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometry // *Engineering Geology*. 2006. V. 88 (3-4). 173-199.
256. Cook, S.J., Porter, P.R., and Bendall, C.A. Geomorphological consequences of a glacier advance across a paraglacial rock avalanche deposit // *Geomorphology*. 2013. V.189. P. 109–120.
257. Corominas, J. The angle of reach as a mobility index for small and large landslides // *Canadian Geotechnical Journal*. 1996. V. 33. P. 260-271.
258. Corominas, J., and Moya, J. A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes // *Engineering Geology*. 2008. V. 102. 193–213. DOI:10.1016/j.enggeo.2008.03.018.
259. Corominas, J., Einstein, H., Davis, T., Strom, A., Zuccaro, G., Nadim, F., and Verdel T. Glossary of terms on landslide hazard and risk // In G. Lollino et al. (eds.), *Engineering Geology for Society and Territory*. Volume 2. Springer International Publishing Switzerland. 2015. P. 1775-1779.
260. Corominas, J., Mavrouli, O., and Ruiz-Carulla R. Rockfall occurrence and fragmentation // In: K. Sassa et al. (eds.). *Advancing Culture of Living with Landslides*. 2017. P. 75-97.
261. Costa, J.E., and Schuster, R.L. The formation and failure of natural dams // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. V.100. P. 1054-1068.
262. Costa, J.E., and Schuster, R.L. Documented historical landslide dams from around the world // *United States Geological Survey Open-File Report 91–239*.1991. 486 p.
263. Cox, S.C., McSaveney, M.J., Spencer, J., Allen, S.K., Ashraf, S., Hancox, G.T., Sirguey, P., Salichon, J., and Feris, B.G. Rock avalanche on 14 July, 2014 from Hillary Ridge, Aoraki/Mount Cook, New Zealand // *Landslides*. 2015. V. 12. P. 395-402.
264. Crosby, C., Arrowsmith, J., Korjenkov, A., Guralnik, B., Mamyrov, E., Povolotskaya, I. The hunt for surface rupture from the 1889 Ms8.3 Chilik earthquake, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan and Kazakhstan // In: *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2007. F5. poster presentation.
265. Crosta, G.B., Imposimato, S., and Roddeman, D.G. Numerical modelling of large landslides stability and runout // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2003. V. 3. P. 523–538.
266. Crosta, G.B., Frattini, P. and Fusi, N. 2007. Fragmentation in the Val Pola rock avalanche, Italian Alps, *Journal of Geophysical Research* 112, F01006, DOI: 10.1029/2005JF000455
267. Crosta, G. B., Frattini, P., Fusi, N., and Sosio, R. Formation, characterisation and modeling of the Val Pola rock-avalanche dam (Italy) // In: Evans, S.G., Hermanns, R.L., Strom, A.L., Scarascia Mugnozza, G., (eds.). *Natural and Artificial Rockslide Dams*. Springer Berlin Heidelberg. 2011. P. 347-368.
268. Crosta, G., Hermanns, R.L., and Murillo, P.V. Large rock avalanches in southern Perú: the Cerro Caquilluco – Cerrillos Negros rock slide -avalanche (Tacna, Tomasiri, Perú) // *Geophysical Research Abstracts*. 2012. V. 14. EGU 2012-11469-1.
269. Crosta, G.B., Frattini P., Valbuzzi, E., and Hermanns, R.L. The Cerro Caquilluco–Cerrillos Negros Giant Rock Avalanches (Tacna, Peru) // In: G. Lollino, D. Giordan, G.B. Crosta, J. Corominas, R. Azzam, J.Wasowski, N. Sciarra (eds.), *Engineering Geology for Society and Territory – Volume 2*, Springer International Publishing Switzerland. 2015. P. 921-924.
270. Crozier, M.J. Determination of paleoseismicity from landslides. In *Landslides (Glissements de terrain)* (D. H. Bell, Ed.) // *Proceedings of the 6th International Symposium*, Christchurch, New Zealand. A. A. Balkema, Rotterdam.1992. V. 2. P. 1173–1180.
271. Cruden, D.M., and Hungr, O. The debris of the Frank Slide and theories of rockslide-avalanche mobility // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1986. V.23. P. 425-432.

272. Cruden, D.M. and Varnes, D.J. Landslide Types and Processes // In: A.K. Turner and R.L. Schuster (eds.) *Landslides: Investigation and Mitigation*. U.S. Transportation Research Board, Special Report, No. 247. 1996. P. 36-75.
273. Cruden, D., and VanDine, D.F. Classification, description, causes and indirect effects. Canadian Technical Guidelines and Best Practices related to Landslides: a national initiative for loss reduction // Geological Survey of Canada, Open File 7359. 2013. 22 p.
274. Cui, P., Chen, X., Chen, Z. The Barrier Lakes created during the Wenchuan Earthquake and its disaster mitigation works // *Rock Characterisation, Modelling and Engineering Design Methods*. Proc. of the ISRM-Sponsored International Symposium on Rock Mechanics. Hong Kong. 19-22 May 2009. CD-ROM.
275. Dai, F.C., Lee, C.F., Deng, J.H., Tham, L.G. The 1786 earthquake-triggered landslide dam and subsequent dam-break flood on the Dadu River, southwestern China // *Geomorphology*. 2005. V. 65. P. 205–221.
276. Dai, F.C., Xu, Q., Yao, X., Xu, L., Tu, X.B., and Gong, Q.M. Spatial distribution of landslides triggered by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake, China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 40 P. 833-895.
277. Davies, T.R. Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization // *Rock Mechanics*. 1982. V. 15. P. 9-24.
278. Davies, T.R., and McSaveney, M.J. Runout of dry granular avalanches // *Can. Geotechnical J.* 1999. V. 36. P. 313-320.
279. Davies, T.R., and McSaveney, M.J. Dynamic simulation of the motion of fragmenting rock avalanches // *Can. Geotechnical J.* 2002. V. 39. P. 789-798.
280. Davies, T.R., McSaveney, M.J., and Beetham, R.D. Rapid block glides: slide-surface fragmentation in New Zealand's Waikaremoana landslide // *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*. 2006. V. 39. P. 115-129.
281. Davies, T.R., and McSaveney, M.J. Rock-avalanche size and runout—implications for landslide dams // In: Evans, S.G., Hermanns, R., Strom, A.L., Scarascia-Mugnozza, G. (eds.) *Natural and artificial rockslide dams*. Lecture Notes in Earth Sciences, 133. Springer, Heidelberg. 2011. P. 441–462.
282. Davies, T.R., McSaveney, M.J., and Reznichenko, N. The fate of elastic strain energy in brittle fracture // In: Leith, K., Ziegler, M., Perras, M., and Loew, S. (eds.) *Progressive rock failure*. An ISRM Specialized Conference, Monte Verità, 5-9 June 2017. ETH, Extended abstracts, 2017. P. 107-108.
283. Davies T.R.H., Reznichenko N.V., McSaveney M.J. Energy Budget for a rock avalanche: fate of fracture surface energy // *Landslides*. 2020. V. 17. P. 3-13.
284. Delaney, K.B., and Evans, S.G. Rockslide dams in the northwest Himalayas (Pakistan, India) and the adjacent Pamir mountains (Afghanistan, Tajikistan), Central Asia // In: Evans, S.G., Hermanns, R., Strom, A.L., and Scarascia-Mugnozza, G. (eds.) *Natural and artificial rockslide dams*. Lecture Notes in Earth Sciences. 2011. V. 133. Springer, Heidelberg. P. 205–242.
285. Delaney, K.B. and Evans, S.G. The 2000 Yigong landslide (Tibetan Plateau), rockslide-dammed lake and outburst flood: review, remote sensing analysis, and process modelling // *Geomorphology*. 2015. V. 246. P. 377-393.
286. Delgado, J., Garrido, J., López-Casado, C., Martino, S., and Peláez J.A. On far field occurrence of seismically induced landslides // *Engineering Geology*. 2011. V. 123. P. 204–213.
287. Deline, P., Hewitt, K., Shugar, D., Reznichenko, N. Rock avalanches onto glaciers // In: *Landslide Hazards, Risks, and Disasters*. Elsevier. 2022. P. 269-333. doi. 10.1016/B978-0-12-818464-6.00010-X
288. Denlinger, R.P., Iverson, R.M. Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain 2. Numerical predictions and experimental tests // *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*. 2001. V.106 (B1). P. 553-566.
289. Drew, F. *The Jummoo and Kashmir Territories; A Geographical Account* // Edward Stanford. London. 1875. 568 p.

290. Dufresne, A. Influence of Runout Path Material on Rock and Debris Avalanche Mobility: Field Evidence and Analogue Modeling // PhD Thesis. University of Canterbury, Christchurch, New Zealand. 2009. 271 p.
291. Dufresne, A. An overview of rock avalanche – substrate interaction // In: Sassa, K., Canuti, P., Yin, Y. (eds.). *Landslide Science for a Safer Geoenvironment*. V. 1. Springer. 2014. P. 345-349.
292. Dufresne, A., Davies, T.R., and McSaveney, M.J. Influence of runout-path material on emplacement of the Round Top rock avalanche, New Zealand // *Earth Surf. Process. Landf.* 2009. V. 35. P. 190–201.
293. Dufresne, A., Bösmeier, A., and Prager, C. Sedimentology of rock avalanche deposits – Case study and review // *Earth-Science Reviews*. 2016. V. 163. P. 234–259.
294. Dufresne, A., Dunning, S.A. Process dependence of grain size distributions in rock avalanche deposits // *Landslides*. 2017. V. 14. P. 1555–1563. DOI 10.1007/s10346-017-0806-y.
295. Dufresne, A., Ostermann, M.A., and Preusser, F. River-damming, Late-Quaternary rockslides and rock avalanches in the Ötz Valley region (Tyrol, Austria) // *Geomorphology*. 2018. V. 310. P. 153-167.
296. Dunning, S.A., Petley, D.N., Rosser N.J., and Strom, A.L. The morphology and sedimentology of valley confined rock-avalanche deposits and their effect on potential dam hazard // In: Hungr, O, Fell, R., Couture, R., and Eberhardt, E. *Landslide Risk Management*, A.T. Balkema, Amsterdam. 2005. P. 691-704.
297. Dunning, S.A., Mitchell, W.A., Rosser N.J., and Petley, D.N. The Hattian Bala rock avalanche and associated landslides triggered by the Kashmir Earthquake of 8 October 2005 // *Engineering Geology*. 2007. V. 93. P. 130–144.
298. Dunning, S.A., and Armitage, P.J. The Grain-Size Distribution of Rock-Avalanche Deposits: Implications for Natural Dam Stability // In: Evans SG, Hermanns R, Scarascia-Mugnozza G, Strom AL (eds.), *Natural and Artificial Rockslide Dams*. Lecture Notes in Earth Sciences. 2011. V. 133. P. 479-498.
299. Dykes A. P., Bromhead E.N. The Vaiont landslide: re-assessment of the evidence leads to rejection of the consensus // *Landslides*. 2018. V. 15. P. 1815–1832.
300. Eisbacher, G.H. Cliff collapse and rock avalanches (sturzstroms) in the Mackenzie Mountains, northwestern Canada // *Canadian Geotechnical Journal*. 1979. V. 16. P. 309–334.
301. Eisbacher G.H., Clague J.J. Destructive mass movements in high mountains: hazard and management // *Geol Surv. Can. Paper*. 1984. P. 84–16.
302. Engdahl, E.R., and Villaseñor, A. Global seismicity: 1900-1999 // *International handbook of earthquakes and engineering seismology*, 81A. International Association Seismol. & Phys. Earth's Interior. Committee on Education. 2002. P. 665-690.
303. Ercanoglu, M., and Gokceoglu, C. Use of fuzzy relations to produce landslide susceptibility map of a landslide prone area (West Black Sea Region, Turkey) // *Engineering Geology*. 2004. V. 75. P. 229-250.
304. Erismann, T.H. Mechanisms of large landslides // *Rock Mechanics*. 1979. V. 12. P. 15-46.
305. Erismann, T.H. Flowing, rolling, bouncing, sliding: synopsis of basic mechanisms // *Acta Mechanica*. 1986. V. 64. P. 101-110.
306. Erismann, T.H. and Abele, G. *Dynamics of Rockfalls and Rockslides* // Springer, Heidelberg. 1999. 316 p.
307. Ermini, L., and Casagli, N. Criteria for a preliminary assessment of landslide dams evolution // In: Ribá, Stemberk and Wagner (eds.) *Landslides, Proc. of the First European Conf. on Landslides*, Prague, June 24-24, 2002. Swets & Zeitlinger, Lisse. 2002. P. 157-162.
308. Ermini, L., and Casagli, N. Prediction of the behavior of landslide dams using a geomorphological dimensionless index // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2003. V. 28. P. 31-47.
309. Evans, S.G. Single-Event Landslides Resulting from Massive Rock Slope Failure: Characterizing their Frequency and Impact on Society // In: Evans, S.G. Scarascia Mugnozza, G. Strom, A. Hermanns, R.L. (eds.) *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, Springer. 2006. V. 49. P. 53-73.

310. Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A.L., Hermanns, R.L., Ischuk, A., and Vinnichenko, S. Landslides from Massive Rock Slope Failure and Associated Phenomena // In: Evans, S.G.; Scarascia Mugnozza, G.; Strom, A.; Hermanns, R.L. (eds.) Landslides from Massive Rock Slope Failure. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, Springer. 2006. V. 49. P. 3-52.
311. Evans, S.G., Clague, J.J., Woodsworth, G.J, and Hungr, O. The Pandemonium Creek rock avalanche, British Columbia // *Can. Geotechnical Journal*. 1989. V. 26. P. 427-446.
312. Evans, S.G., Hungr, O., & Eneqren, E.G. The Avalanche Lake rock avalanche, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada: description, dating and dynamics // *Can. Geotechnical Journal*. 1994. V. 31. P. 749-768.
313. Evans, S.G., Guthrie, R.H., Roberts, N.J., and Bishop N.F. The disastrous 17 February 2006 rockslide-debris avalanche on Leyte Island, Philippines: a catastrophic landslide in tropical mountain terrain // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*. 2007. V. 7. P. 89–101.
314. Evans, S.G., Bishop, N.F., Smoll, L.F., Murillo, P.V., Delaney, K.B., and Oliver-Smith, A. A reexamination of the mechanism and human impact of catastrophic mass flows originating on Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Peru in 1962 and 1970 // *Engineering Geology*. 2009a. V. 108. P. 96–118.
315. Evans, S.G., Roberts, N.J., Ischuck, A., Delaney, K.B., Morozova, G.S., and Tutubalina, O. Landslides triggered by the 1949 Khait earthquake, Tajikistan, and associated loss of life // *Engineering Geology*. 2009b. V.109 (3-4). P. 195-212.
316. Evans S.G., and Delaney, K.B. Characterization of the 2000 Yigong Zangbo River (Tibet) Landslide Dam and Impoundment by Remote Sensing // In: Evans SG, Hermanns R, Scarascia-Mugnozza G, Strom AL (eds.), *Natural and Artificial Rockslide Dams. Lecture Notes in Earth Sciences*. 2011. V. 133. P. 543-559.
317. Evans S.G., and Delaney, K.B. The 1997 Mount Munday landslide (British Columbia) and the behaviour of rock avalanches on glacier surfaces // *Landslides*. 2014. V. 11. P. 1019–1036.
318. Evans, S.G., Delaney, K.B., Hermanns, R.L., Strom, A., and Scarascia-Mugnozza, G. The Formation and Behaviour of Natural and Artificial Rockslide Dams; Implications for Engineering Performance and Hazard Management // In: Evans SG, Hermanns R, Scarascia-Mugnozza G, Strom AL (eds.), *Natural and Artificial Rockslide Dams. Lecture Notes in Earth Sciences*. 2011. V. 133. P. 1-75.
319. Evans, S.G., and Clague, J.J. Catastrophic rock avalanches in glacial environments // In: *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides* (C. Bonnard, ed.). Lausanne, Switzerland. 1988. V. 2. P. 1153–1158.
320. Evans, S.G. and Clague, J.J. Rock avalanches on glaciers in the Coast and St. Elias Mountains, British Columbia. In: *Slope Stability and Landslides // Proceedings of the 13th Annual Vancouver Geotechnical Conference*, Vancouver, BC. 1999. P. 115-123.
321. Fan, X., van Westen, C.J., Korup, O., Gorum, T., Xu, Q., Dai, F., Huang R., and Wang, G. Transient water and sediment storage of the decaying landslide dams induced by the 2008 Wenchuan earthquake, China // *Geomorphology*. 2012a. V. 171–172. P. 58-68.
322. Fan, X., van Westen, C.J., Xu Q., Gorum, T. and Dai, F. Analysis of landslide dams induced by the 2008 Wenchuan earthquake // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012b. V. 57. P. 25-37.
323. Fan, X., C.X. Tang, C.J. van Westen, and D. Alkema. Simulating dam-breach scenarios of the Tangjiashan landslide dam induced by the Wenchuan earthquake // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2012c. V. 12. P. 3031–3044.
324. Fan, X., Xu, Q., van Westen, C.J., Huang, R. and Tang, R. Characteristics and classification of landslide dams associated with the 2008 Wenchuan earthquake // *Geoenvironmental Disasters*. 2017. V. 4. No 12. DOI 10.1186/s40677-017-0079-8
325. Fan, X., Yunus, A.P., Jansen, J.D., Dai, L., Strom, A., Xu, Q. Comment on ‘Gigantic rockslides induced by fluvial incision in the Diexi area along the eastern margin of the Tibetan Plateau’ by Zhao et al. (2019) // *Geomorphology*. 2019c. V. 338. No 27–42.

326. Fan X., Dufresne A., Subramanian S.S., Strom A. et al. The formation and impact of landslide dams – State of the art // *Earth-Science Reviews*. 2020. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2020.103116>
327. Fan X., Dufresne A., Whiteley, J., Yinus A.P., Subramanian S.S., Okeke C.A.U., Pánek T., Hermanns R., Ming P., Strom A., Havenith H-B., Dunning S., Wang G. Tacconi Stefanelli C. Recent advances in landslide dam investigations and hazard assessment // *Earth-Science Reviews*. 2021. [https://authors.elsevier.com/sd/article/S0012-8252\(21\)00147-1](https://authors.elsevier.com/sd/article/S0012-8252(21)00147-1)
328. Federico, F., and Cesali C. Sliding of rapid granular masses: analytical modeling and empirical criteria // In: G. Lollino et al. (eds.), *Engineering Geology for Society and Territory*. Springer International Publishing Switzerland. 2015. V. 2. P. 1641-1650. DOI: 10.1007/978-3-319-09057-3_292.
329. Fen, C. Traces of past earthquakes in the Tien Shan region // *Sibei Dichjen Suebao*. 1987. V. 9. No 3. P. 113-115 (in Chinese).
330. Feng, X. The Nilke earthquake fault zone in Xinjiang // *Inland Earthquake*. 1990. No 3 (in Chinese).
331. Fomenko I., Strom A., Zerkal O. Possibility of landslide damming in the Vakhsh River catchment and its effect on the hydraulic schemes and population // *Proc. SCG-XIII International symposium on landslides*. Cartagena, Colombia. June 15th-19th-2020, 2020. Article 164.
332. Fomenko I.K., Nikiforov S.P., Shoaie Z., Strom A.L., Tarabukin V.V., Zerkal O.V. Justification of seismic triggering of large prehistoric rockslides in Zagros (Iran) and Greater Caucasus (Russia) // *Proc. Eurock*. 2021. DOI:10.1088/1755-1315/833/1/012169.
333. Frattini, P., Riva, F., Crosta, G.B., Scotti, R., Greggio, L., Brardinoni, F., Fusi, N. Rock-avalanche geomorphological and hydrological impact on an alpine watershed // *Geomorphology*. 2016. V. 262. P. 47-60. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.03.013
334. Fukuoka H., Sassa, K., and Wang, G. Shear behavior and shear zone structure of granular materials in naturally drained ring shear tests // In: Sassa, K., Fukuoka H., Wang, F., Wang, G. (eds.) *Progress in landslide science*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 2007. P. 99-111.
335. Galitzin, P. B. Sur le tremblement de terre du 18 de février 1911 // *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*. 1915. V.160. P. 810–813.
336. Garevski, M., Zugic, Z., and Sesov, V. Advanced seismic slope stability analysis // *Landslides*. 2013. V. 10. P. 729-736. DOI 10.1007/s10346-012-0360-6.
337. Gaziev, E. Study of the Usoi Landslide in Pamir // *Proc. 4th Int. Symp. on Landslides*, Toronto. 1984. V.1. P. 511-514.
338. Geertsema, M. Initial observations of the 11 June 2012 rock/ice avalanche, Lituya Mountain, Alaska // In: *The First Meeting of Cold Region Landslides Network*, Harbin, China. 2012. <https://www.researchgate.net/publication/237589579>
339. Geertsema, M., Hungr, O., Schwab, J.W., and Evans, S.G. A large rockslide-debris avalanche in cohesive soil at Pink Mountain, Northeastern British Columbia, Canada // *Eng. Geol.* 2006. V. 83. P. 64–75.
340. Geli, L., Bard, P.Y., and Jullien, B. The Effect of Topography on Earthquake Ground Motion: A Review and New Results // *Bulletin of Seismological Society of America*, 1988. V. 78. P. 42-63.
341. Geological map of China. 1:250 000 scale // <http://www.ngac.org.cn/>
342. Geological map of Xinjiang Uigur Autonomous Region, China, 1:2 000 000 // 1985. Beijing, Geological Publishing House (in Chinese).
343. Ghose, S., Mellors, R.J., Korjenkov, A.M., Hamburger, M.W., Pavlis, T.L., Pavlis, G.L., Mamyrov, E. and Muraliev, A.R. The Ms = 7.3 1992 Suusamy, Kyrgyzstan earthquake: 2. Aftershock Focal Mechanisms and Surface Deformation // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1997. V. 87. P. 23-38.
344. Glazirin, G. E. A century of investigations on outbursts of the icedammed lake Merzbacher (central Tien Shan). *Austrian Journal of Earth Sciences*. 2010. V. 103(2). P. 171-179.

345. Golovko, D., Roessner, S., Behling, R., Wetzels, H.U., Kaufmann, H. GIS-based integration of heterogeneous data for a multi-temporal landslide inventory // In: Sassa, K., Canuti, P., Yin, Y. (eds.), *Landslide Science for a Safer Geoenvironment*. 2014. V. 2 P. 799–804.
346. Golovko, D., Roessner, S., Behling, and Kleinschmit, B. Automated derivation and spatio-temporal analysis of landslide properties in southern Kyrgyzstan // *Natural Hazards*. 2017. V. 85. P. 1461–1488. DOI 10.1007/s11069-016-2636-y
347. González Díaz, E.F., Giaccardi, A.D. and Costa, C.H. La avalancha de rocas del río Barrancas (Cerro Pelan), norte del Neuquén; su relación con la catástrofe del Río Colorado (29/12/1914) // *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 2001. V. 56. P. 466–480.
348. Gotz, A. and Zimmermann, M. The 1991 rock slides in Randa: Causes and consequences // *Landslide News*. 1993. No 7. P. 22–25.
349. Groeber, P. Informe sobre las causas que han producido las crecientes del Río Colorado (Territorios del Neuquén y La Pampa) en 1914, Dirección General de Minas // *Geología e Hidrología*. 1916. V. 11 (Serie B, Geología). Buenos Aires. 29 p.
350. Grützner, C., Carson, E., Walker, R.T., Rhodes, E.J., Mukambayev, A., Mackenzie, D., Elliott, J.R., Campbell, G., Abdrakhmatov, K. Assessing the activity of faults in continental interiors: Palaeoseismic insights from SE Kazakhstan // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 459. P. 93–104.
351. Guang-hua, Y.N., Jun, L.I., Zhang, Y., and Yang, Z. Statistical analysis and research of landslides caused by Nilki (Nelke) earthquake // *Inland earthquake*. 2001. V. 15. No 1. P. 56-63 (in Chinese).
352. Guzzetti, F., Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M., Reichenbach, P., and Rossi, M. Distribution of landslides in the Upper Tiber River basin, central Italy // *Geomorphology* 2008. V. 96(1–2). P. 105–122.
353. Guzzetti F, Ardizzone F, Cardinali M, Rossi M, Valigi D. Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, Central Italy // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 279. P. 222–229.
354. Guzzetti, F., Mondini, A.C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M., and Chang, K-T. Landslide inventory maps: New tools for an old problem // *Earth-Science Reviews*. 2012. V.112. P. 42-66.
355. Habib, P. Production of gaseous pore pressure during rock slides // *Rock Mechanics*. 1975. V. 7. P. 193-197.
356. Hadian-Amri, M., Solaimani, K., Kaviani, A. Afzal, P., and Glade T. Curve estimation modeling between area and volume of landslides in Tajan River basin, north of Iran // *Ecopersia*. 2014. V. 2 (3). P. 651-665.
357. Hadjigeorgiou, J., Couture, R., and Locat, J. In-situ block size distributions as tools for the study of rock avalanche mechanisms // In: *Proceedings of the 2nd North American Rock Mechanics Symposium*, Montreal. 1996. V. 1. P. 509-514.
358. Hadley, J.B. Landslides and related phenomena accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959 // *USGS Professional Paper 345-K*. 1964. P. 107–138.
359. Haerberli, W. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers // *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*. 1985. V. 77, 142 p.
360. Hancox, G.T., and Perrin, N.D. Green Lake Landslide and other giant and very large postglacial landslides in Fiordland, New Zealand // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. Issues 11–12. P. 1020–1036.
361. Harrison, J.V., and Falcon, N.L. The Saidmarreh landslip, southern Iran // *J. Geography* 1937. V. 89. P. 42-47.
362. Hartvich, F., Mugnai, F., Proietti, C., Smolkova, V., and Strom, A. A reconstruction of a former rockslide-dammed lake: the case of the Kokomeren River valley (Tien Shan, Kyrgyzstan) // *Poster presentation at the EGU conference, Vien.* . 2008.

363. Havenith, H.-B. Landslides triggered by earthquakes. Experimental studies in the Tien Shan mountains (Central Asia) and dynamic modelling // Ph. D. Thesis. Université de Liège, Faculté des Sciences Appliquées. 2002. 239 p.
364. Havenith, H.-B., Fan, X., Torgoev A. What we can learn from a blind-test for predicting earthquake-triggered landslides applied to the Wenchuan area, China – also for paleoseismological studies // In: Grützner, C., Rudersdorf, A., Pérez-López, R., Reicherter, K. (eds). Proc. 4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA), 9-14 October 2013, Aachen, Germany. 2013. P. 99.
365. Havenith, H.-B., Strom, A., Jongmans, D., Abdrakhmatov, K., Delvaux, D., and Trefois, P. Seismic triggering of landslides, Part A: Field evidence from the Northern Tien Shan // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2003. V. 3. P. 135-149.
366. Havenith, H.-B., Strom, A., Caceres, F., and Pirard, E. Analysis of landslide susceptibility in the Suusamyr region, Tien Shan: statistical and geotechnical approach // *Landslides*. 2006a. V. 3. P. 39-50.
367. Havenith, H.-B., Torgoev, I., Meleshko, A., Alioshin, Y., Torgoev, A., Danneels, G. Landslides in the Mailuu-Suu valley, Kyrgyzstan: hazards and impacts // *Landslides* 2006b. V. 3. P. 137–147.
368. Havenith, H.-B., Strom, A., Torgoev, I., Torgoev, A., Lamair, L., Ischuk, A., and Abdrakhmatov, K. Tien Shan geohazards database: Earthquakes and landslides // *Geomorphology*. 2015a. V. 249. P. 16-31.
369. Havenith, H.-B., Torgoev, A., Schlögel, R., Braun, A., Torgoev, I., Ischuk, A., 2015b. Tien Shan Geohazards Database: Landslide susceptibility analysis // *Geomorphology*. 2015b. V. 249. P. 32-43.
370. Havenith H.-B., Torgoev, A., Braun, A., Schlögel, R., Micu, M. A new classification of earthquake-induced landslide event sizes based on seismotectonic, topographic, climatic and geologic factors // *Geoenvironmental Disasters*. 2016. V. 3 No 6, DOI 10.1186/s40677-016-0041-1.
371. Heim, A. Der Bergsturz von Elm // *Deutsch. Geol. Gesell. Zeitschr.* 1882. V. 34. P. 74-115.
372. Heim, A. Der alte Bergsturz von Flims // *Jb. d. Schweizer Alpenclubs*. 1883. V. 18. Jg. P. 295-309.
373. Heim, A. *Bergsturz und Menschenleben* // Fretz and Wasmuth, Zürich. 1932. 218 p.
374. Hermanns, R.L., Niedermann, S., Ivy-Ochs, S. and Kubik, P.W. Rock avalanching into a landslide-dammed lake causing multiple dam failure in Las Conchas valley (NW Argentina) – evidence from surface exposure dating and stratigraphic analyses // *Landslides*. 2004. V. 1. P. 113–122.
375. Hermanns, R.L., Hewitt, K., Strom, A., Evans, S.G., Dunning, S.A., Scarascia-Mugnozza, G. The classification of rockslide dams // In: Evans, S.G., Hermanns, R., Strom, A.L., Scarascia-Mugnozza, G. (eds) *Natural and artificial rockslide dams. Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer, Heidelberg. 2011. V. 133. P. 581–593.
376. Heuberger H., Masch L., Preuss E., Schreker A. Quaternary landslides and rock fusion in Central Nepal and the Tyrolean Alps // *Mt. Res. Dev.* 1984. V. 4 P. 345–362.
377. Hewitt, K. Catastrophic landslide deposits in the Karakoram Himalaya // *Science*. 1988. V. 242. P. 64-67.
378. Hewitt, K. Catastrophic landslides and their effects on the Upper Indus streams, Karakoram Himalaya, Northern Pakistan // *Geomorphology*. 1998. V. 26. P. 47–80.
379. Hewitt, K. Quaternary moraines vs catastrophic rock avalanches in the Karakoram Himalaya, Northern Pakistan // *Quaternary Research*. 1999. V. 51. P. 220-237.
380. Hewitt, K. Catastrophic rockslides and the geomorphology of the Hunza and Gilgit river valleys, Karakoram Himalaya // *Erdkunde*. 2001. V. 55. P. 72-93.
381. Hewitt, K. Styles of rock avalanche depositional complex in very rugged terrain, Karakoram Himalaya, Pakistan. In Evans S.G. (ed.) *Catastrophic Landslides: effects, occurrence and mechanisms* // *Reviews in Engineering Geology*. 2002. V. 15. P. 345-378.

382. Hewitt, K. Disturbance regime landscapes: Mountain drainage systems interrupted by large rock-slides // *Progress in Physical Geography*. 2006a. V. 30. P. 365–393.
383. Hewitt, K. Rock Avalanches with Complex Run Out and Emplacement, Karakoram Himalaya, Inner Asia // In: Evans, S.G.; Scarascia Mugnozza, G.; Strom, A.; Hermanns, R.L. (eds.) *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, Springer, 2006b. V. 49. P. 521-550.
384. Hewitt, K. Rock avalanches that travel onto glaciers and related developments, Karakoram Himalaya, Inner Asia // *Geomorphology*. 2009. V. 103. P. 66–79.
385. Hewitt, K. Rock avalanche dams on the Trans Himalayan Upper Indus streams: a survey of Late Quaternary events and hazard-related characteristics // In: Evans SG, Hermanns R, Strom AL, Scarascia-Mugnozza G (eds.), *Natural and artificial rockslide dams*. Lecture Notes in Earth Sciences. Heidelberg: Springer. 2011. V. 133. P. 177–204.
386. Hewitt, K., Clague, J.J., and Orwin, J.F. Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes // *Earth-Science Review*. 2008. V. 87. P. 1–38.
387. Hovius, N, Stark, C.P. and Allen, P.A. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping // *Geology*. 1997. V. 25. P. 801-804.
388. Hovius, N, and Stark, C.P. Landslide-driven Erosion and Topographic Evolution of Active Mountain Belts // In: Evans, S.G.; Scarascia Mugnozza, G.; Strom, A.; Hermanns, R.L. (eds.) *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, Springer. 2006. V. 49. P. 573-590.
389. Howard K. Avalanche mode of motion: implications from lunar examples // *Science, New Series*. 1973. V.180. P. 1052–1055.
390. Hsü, K.J. Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rock falls // *Geological Society of America, Bulletin*. 1975. V. 86. P. 129-140.
391. Hsü, K.J. Albert Heim: observations on landslides and relevance to modern interpretations // In: B. Voight (ed.). *Rockslides and Avalanches, V. 1, Natural Phenomena*, Amsterdam, Elsevier, 1978. P. 71-93.
392. Hu, W., Xu, Q., Wang, G., Scaringi, G., Mcsaveney, M., & Hicher, P.-Y. Shear resistance variations in experimentally sheared mudstone granules: A possible shear-thinning and thixotropic mechanism // *Geophysical Research Letters*, 2017. V. 44. P. 11040–11050.
393. Hu, W., Chang, C. S., McSaveney, M., Huang, R., Xu, Q., Zheng, Y., & Yu, J. A weakening rheology of dry granular flows with extensive brittle grain damage in high-speed rotary shear experiments // *Geoph. Research Letters*. 2020. V. 46, e2020GL087763. <https://doi.org/10.1029/2020GL087763>
394. Hu, W., McSaveney, M., Xu, Q., Scaringi, G., Huang, R., Zheng, Y. Crushed rock flows like peanut butter // *Journal Geophysical Research* (in press).
395. Huan, W-L. and Shi, Z-L. Great earthquakes of $M > 8$ in the mainland of China and their evolution // *Tectonophysics*. 1987. V. 138. Issue 1. P. 55-68.
396. Huang, R.Q. Understanding the Mechanism of Large-scale Landslides // *Engineering Geology for Society and Territory*. Proc. of the 11th IAEG Congress. Torino, Italy. Springer. 2014. V. 2. P. 13-32.
397. Huang, R.Q. and Li, W.L. Analysis of the geo-hazards triggered by the 12 May 2008 Wenchuan earthquake, China // *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 2009. V. 68. P. 363-371.
398. Huang, R., Pei, X. and Zhang, W. Further examination on characteristics and formation mechanism of Daguangbao Landslide // *Journal of Engineering Geology*. 2009. No.6. P. 725-736 (in Chinese).
399. Huang, R., Pei, X., Fan, X., Zhang, W., Li, S., Li, B. The characteristics and failure mechanism of the largest landslide triggered by the Wenchuan earthquake, May 12, 2008, China // *Landslides*. 2012. V. 9. P. 131–142.
400. Huggel, C. Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation // *Quatern Sci Rev*. 2008. DOI:10.1016/j.quascirev.2008.06.007.

401. Huggel, C., Salzmann, N., Allen, S., Caplan-Auerbach, J., Fischer, L., Haeberli, W., Larsen, C., Schneider, D., and Wessels, R. Recent and future warm extreme events and high-mountain slope stability // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2010. V. 368. P. 2435–2459. DOI:10.1098/rsta.2010.0078.
402. Hungr, O. Dynamics of rock avalanches and other types of mass movements // Ph.D. thesis, Edmonton, University of Alberta. 1981. 500 p.
403. Hungr, O. Mobility of rock avalanches // Reports of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Tsukuba, Japan. 1989. V. 46. P. 11-20.
404. Hungr, O. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches // *Canadian Geotechnical Journal*. 1995. V. 32. P. 610–623.
405. Hungr, O. Rock avalanche occurrence, process and modeling // In: Evans, S.G.; Scarascia Mugnozza, G.; Strom, A.; Hermanns, R.L. (eds.) *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, Springer, 2006. V. 49. P. 243-266.
406. Hungr, O., Leroueil, S., and Picarelli, L. Varnes classification of landslide types, an update // In E. Eberhardt, C. Froese, A. K. Turner and S. Leroueil (eds.) *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding*, Balkema, Rotterdam. 2012. P. 47-58.
407. Hungr, O., Leroueil, S., and Picarelli, L. 2014. Varnes classification of landslide types, an update // *Landslides*. 2014. V. 11. P. 167-194.
408. Hungr O., McDougall S. Two numerical models for landslide dynamic analysis // *Comput. Geosci*. 2009. V. 35. P. 978–992. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.12.003>
409. Hutchinson, J.N., and Kojan, E. The Mayunmarca landslide of 25th April, 1974, Peru // UNESCO Report Serial. 1975. No. 3124. UNESCO.
410. Ischuk, A.R. Usoi Rockslide Dam and Lake Sarez, Pamir Mountains, Tajikistan // In: Evans SG, Hermanns R, Strom AL, Scarascia-Mugnozza G (eds.), *Natural and artificial rockslide dams*. Lecture Notes in Earth Sciences. Heidelberg: Springer. 2011. V. 133. P. 423-440.
411. Ischuk, N.R. Blockages of river valleys in Tajikistan and their role in assessment of the regional seismicity // In: Proceedings of the 4th international symposium “geodynamics of the intracontinental orogens and geocological problems”. Bishkek, June 15–20, 2008. P. 244–245.
412. Ischuk, N.R. The origin of the mountain river dams in Tajikistan // In: Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K. (eds) *Landslide Science and Practice, Volume 6 - Risk Assessment, Management and Mitigation*. Heidelberg, Springer, 2013. P. 13-17.
413. Iturrizaga, L. Hummocky debris landforms in the Chapursan Valley (Karakoram range, Pakistan): A glaciogeomorphological investigation // *Geomorphology*. 2012. V.169-170. P. 1–16.
414. Iverson, R.M. Forecasting runout of rock and debris avalanches // In: Evans, S.G.; Scarascia Mugnozza, G.; Strom, A.; Hermanns, R.L. (eds.) *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, Springer. 2006.V. 49. P. 197-209.
415. Jansky, B., Sobr, M., and Engel, Z. Outburst flood hazard: Case studies from the Tien-Shan Mountains, Kyrgyzstan // *Limnologica - Ecology and Management of Inland Waters*. 2010. V. 40(4). P. 358-364.
416. Jarman, D., Agliardi, F., and Crosta, G.B. Megafans and outsize fans from catastrophic slope failures in Alpine glacial troughs: the Malser Haide and the Val Venosta cluster, Italy // In: Jaboyedoff, M. (ed.) *Slope Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications. 2011. V. 351. P. 253–277.
417. Jibson, R.W. Use of landslides for paleoseismic analysis // *Eng. Geol.* 1996. V. 43. P. 291–323.
418. Jibson, R.W., Harp, E.L., Schulz, W., and Keefer, D.K. Large rock avalanches triggered by the M 7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake of 3 November 2002 // *Eng. Geol.* 2006. V. 83. P. 144–160.
419. Johnson, B. Blackhawk landslide, California, U.S.A // In: B. Voight (ed.). *Rockslides and Avalanches, V. 1, Natural Phenomena*. Amsterdam, Elsevier. 1978. P. 481-504.
420. Jones, N., Manconi A., Strom A. Active landslides in the Rogun Catchment, Tajikistan, and their river damming hazard potential // *Landslides*. 2021. V. 18. P. 3599-3613.

421. Keefer, D. K. Landslides caused by earthquakes // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1984. V. 95. P. 406–421.
422. Keefer, D.K. The susceptibility of rock slopes to earthquake-induced failure // *Association of Engineering Geologists Bulletin.* 1993. V. 30. P. 353-361.
423. Keefer, D. K. Earthquake-induced landslides and their effects on alluvial fans // *J. Sed. Res.* 1999. V. 69. P. 84–104.
424. Keefer, D.K. Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution – The 1989 Loma Prieta, California event // *Engineering Geology.* 2000. V. 58. P. 231-249.
425. Keefer, D.K. Investigating landslides caused by earthquakes – a historical review // *Surveys in Geophysics.* 2002. V. 23(6). P. 473–510.
426. Kent, P.E. The transport mechanism in catastrophic rockfalls // *J. of Geology.* 1966. V. 74. P. 79-83.
427. Kilburn, C.R.J., and Sørensen, S-A. Runout length of sturzstroms: the control of initial conditions and of fragment dynamics // *J. Geophys. Res.* 1998. V.103, No B8. P. 17877-17884.
428. King, J., Loveday, I., Schuster, R.L. The 1985 Bairaman landslide dam and resulting debris flow Papua New Guinea // *Q. Journal of Engineering Geology.* 1989. V. 22. P. 257–270.
429. Kobayashi, Y. A hypothesis for reduced resistance in large landslides // In: *Safety and Environmental Issues in Rock Engineering, Proc. of the ISRM Int. Symp. Lisboa, June 21-24, 1993.* Balkema Rotterdam. 1993. V. 1. P. 835-839.
430. Kobayashi, Y. Long runout landslides riding on basal guided wave // In: *Marinos, Koukis, Tsiambaos & Stoumaras (eds.) Engineering Geology and the environment.* Balkema, Rotterdam. 1997. P. 761-766.
431. Kojan, E., and Hutchinson, J.N. Mayunmarca rockslide and debris flow, Peru // In: *B. Voight (ed.), Rockslides and Avalanches V. 1, Developments in Geotechnical Engineering 14A,* Elsevier, Amsterdam. 1978. P. 315–361.
432. Koppes, M., Gillespie, A.R., Burke, R.M., Thompson, S.C., Stone, J. Late Quaternary glaciation in the Kyrgyz Tien Shan // *Quaternary Science Reviews.* 2008. V. 27. P. 846–866.
433. Korchevskiy, V.F., Kolichko, A.V., Strom, A.L., Pernik, L.M., and Abdrakhmatov, K.E. Utilization of data derived from large-scale experiments and study of natural blockages for blast-fill dam design // In: *Evans SG, Hermanns R, Strom AL, Scarascia-Mugnozza G (eds.), Natural and artificial rockslide dams. Lecture Notes in Earth Sciences.* Heidelberg, Springer. 2011. V. 133. P. 617-637.
434. Korjenkov, A.M. Seismogenic convolutions in soft lacustrine sediments of the Issyk-Kul Lake, Tien Shan, Kyrgyzstan – initial report // *Journal of Earthquake Prediction Research.* 2000. V. 8. P. 514- 519.
435. Korjenkov, A.M., Mamyrov, E., Omuraliev, M., Kovalenko V.A., Usmanov S.F. Rock avalanches and landslides formed in result of strong Suusamyr (1992, M=7,4) earthquake in the Northern Tien Shan - test structures for mapping of paleoseismic deformations by satellite images // In: *Buchroithner, M.F. (ed.) High Mountain Remote Sensing Cartography VII (HMRSC VII).* Kartographische Bausteine Dresden. 2004. V. 23. P. 117–136.
436. Korjenkov, A. M., Rust, D., Tibaldi, A., Abdieva, S.V. Parameters of the strong paleoearthquakes along the Talas-Fergana Fault, the Kyrgyz Tien Shan // In: *D’Amico, S. (ed.), Earthquake Research and Analysis – Seismology, Seismotectonics and Earthquake Geology.* InTech Publishers, Rijeka, Croatia. 2012. P. 33-84. ISBN: 978-953-307-656-0.
437. Korup, O. Recent research on landslide dams – a literature review with special attention to New Zealand // *Prog. in Phys. Geog.* 2002. V. 26. P. 206-235.
438. Korup, O. Geomorphometric characteristics of New Zealand landslide dams // *Engineering Geology.* 2004. V. 73. P. 3–35.
439. Korup, O. Geomorphic imprint of landslides on alpine river systems, southwest New Zealand // *Earth Surface Processes and Landforms.* 2005a. V. 30. P. 783–800.
440. Korup, O. Distribution of landslides in southwest New Zealand // *Landslides.* 2005b. V. 2. P. 43–51.

441. Korup, O., Strom, A.L., and Weidinger, J.T. Fluvial response to large rock-slope failures – examples from the Himalayas, the Tien Shan and the New Zealand Southern Alps // *Geomorphology*. 2006. V. 78. P. 3-21.
442. Korup, O., Görüm T., and Hayakawa Y. Without power? Landslide inventories in the face of climate change // *Earth Surf. Process. Landforms*. 2012. V. 37. P. 92–99.
443. Korup, O., Tweed, F. Ice, moraine, and landslide dams in mountainous terrain // *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 3406–3422.
444. Krahn, J. and Morgenstern, N.R. Mechanics of the Frank slide // In: *Rock Engineering for Foundations and Slopes*; American Society of Civil Engineers. 1976. V.1. P. 309-331.
445. Kulikova, G., Schurr, B., Krüger, F., Brzoska, E., and Heimann, S. Source parameters of the Sarez-Pamir earthquake of 1911 February 18 // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 205. P. 1086–1098.
446. Landgraf, A., Dzhumabaeva, A., Abdrakhmatov, K., Macaulay, E.A., Strecker, M.R., Arrowsmith, J.R., Preusser, F., Rugel, G., Merchel, S.. Repeated large-magnitude earthquakes in a tectonically active, low-strain continental interior: the northern Tien Shan, Kyrgyzstan // *J. Geophys. Res., Solid Earth* 2016. V. 121 (5). P. 3888–3910. <http://dx.Doi.org/10.1002/2015JB012714>.
447. Larsen, S.H., Davies, T.R.H., McSaveney, M.J. A possible coseismic landslide origin of late Holocene moraines of the Southern Alps, New Zealand // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 2005. V. 48. P. 311–314.
448. Lauknes, T.R., Piyush Shanker, A., Dehls, J.F., Zebker, H.A., Henderson, and Larsen, Y. Detailed rockslide mapping in northern Norway with small baseline and persistent scatterer interferometric SAR time series methods // *Remote Sensing of Environment*. 2010. V. 114. P. 2097-2109.
449. Lee C.F., and Dai F.C. The 1786 Dadu River Landslide Dam, Sichuan, China // In: Evans SG, Hermanns R, Scarascia-Mugnozza G, Strom AL (eds.), *Natural and Artificial Rockslide Dams. Lecture Notes in Earth Sciences*. 2011. V. 133. P. 369-388.
450. Legros, F. The mobility of long-runout landslides // *Engineering Geology*. 2002. V. 63. P. 301-331.
451. Legros, F. Landslide mobility and the role of water // In: Evans, S.G.; Scarascia Mugnozza, G.; Strom, A.; Hermanns, R.L. (eds.) *Landslides from Massive Rock Slope Failure. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences*, Springer, 2006. Vol. 49. P. 233–242.
452. Legros F., Cantagrel J-M., Devouard B. Pseudotachylyte (Frictionite) at the Base of the Arequipa Volcanic Landslide Deposit (Peru): Implications for Emplacement Mechanisms // *The Journal of Geology* 2000. V. 108(5). P. 601-611.
453. Lemaire, E., Mreyen, A-S., Dufresne, A., Havenith, H-B. Analysis of the Influence of Structural Geology on the Massive Seismic Slope Failure Potential Supported by Numerical Modelling // *Geosciences*. 2020. V. 10 (8). P. 1-30.
454. Lemaire, E., Mreyen, A.S., Havenith, H.-B. Structural and Dynamic Numerical Models of Rockslides in the Carpathians and the Alps // In: Vilímek, Vít et al. (eds.). *Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk: V. 5. Catastrophic Landslides and Frontiers of Landslide Science*. 2021. P. 159-164.
455. Li, T. A mathematical model for predicting the extent of a major rockfall // *Z. für Geomorphologie N.F.* 1983. V. 27. P. 473-482.
456. Li, L.P., Lan, H.X., and Wu, Y.M. Comment on “Statistical physics of landslides: New paradigm” by Chen C.-c. et al // *EPL*. 2012. V. 100(2). P. 29001.
457. Li, L.P., Lan, H.X., and Wu, Y.M. The volume-to-surface-area ratio constrains the rollover of the power law distribution for landslide size // *Eur. Phys. J. Plus*. 2014. V. 129(5). P. 89.
458. Li, L.P., Lan, H.X., and Wu, Y.M. Effect of sample size on exploiting landslide size distribution // *Geoenvironmental Disasters*. 2016. V. 3. No 18. DOI 10.1186/s40677-016-0052-y.
459. Li L., Lan H., Strom A. Automatic generation of landslide profile for complementing landslide inventory // *Geomatics natural hazards & risk*, 2020. V. 11, No 1, P. 1000-1030. DOI 10.1080/19475705.2020.1766578

460. Liu H., Zhao X., Xiao D. Effects of local topography on the mobility of rock avalanches: a preliminary statistical analysis // *Engineering Geology* (under review).
461. Locat, P.I, Couture, R., Leroueil, S., Locat, J., and Jaboyedoff, M. Fragmentation energy in rock avalanches // *Canadian Geotechnical Journal*. 2006. V. 43. P. 830-851.
462. Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F. and Reichenbach, P. Landslides inventories and their statistical properties // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2004a. V. 29. P. 687-711.
463. Malamud, B.D., Turcotte, D.L. Guzzetti, F. and Reichenbach, P. Landslides, earthquakes and erosion // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004b. V. 229. P. 45-59.
464. Manconi, A., Kourkoulis, P., Caduff, R., Strozzi, T., Loew, S. Monitoring Surface Deformation over a Failing Rock Slope with the ESA Sentinels: Insights from Moosfluh Instability, Swiss Alps // *Remote Sensing*. 2018. V. 10. P. 672-686.
465. Mason, K. Indus Floods and Shyok Glaciers // *Himalayan Journal*. 1929. V. 1. P. 10–29.
466. Mavrouli, O., and Corominas J. Comparing kinematically detachable rock masses and rockfall scar volumes // *International Symposium on Geohazards and Geomechanics (ISGG2015)*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2015. V. 26. DOI:10.1088/1755-1315/26/1/012020.
467. McCaillin, J.P. *Paleoseismology* // 2nd Edition. International Geophysics Series. Elsevier. 2009. V. 95. 613 p. Русский перевод, изд-во Научный Мир, М., 2011.
468. McColl, S.T. Paraglacial rock-slope stability // *Geomorphology*. 2012. V. 153–154. P. 1–16.
469. McConnell, R.G. and Brock, R.W. Report on the Great Landslide at Frank, Alberta // *Annual Report of the Department of Interior for the year 1902-1903*. 1904. Part VIII. 17 p.
470. McDougall, S., and Hungr, O. A model for the analysis of rapid landslide motion across three-dimensional terrain // *Canadian Geotechnical Journal*. 2004. V. 4. P. 1084–1097.
471. McSaveney, M.J. Sherman Glacier rock avalanche of 1964: the emplacement and subsequent effects on the glacier beneath it // PhD thesis. Ohio State University. 1975. 426 p.
472. McSaveney, M.J. Sherman glacier rock avalanche // In: B. Voight (ed.). *Rockslides and Avalanches*. V. 1, Natural Phenomena, Amsterdam, Elsevier. 1978. P. 197-258.
473. McSaveney, M.J. Rock avalanches of 2 May and 16 September 1992, Mount Fletcher, New Zealand // *Landslide News* 1993. No 7. P. 2-4.
474. McSaveney, M.J. Recent rockfalls and rock avalanches in Mount Cook National Park, New Zealand // In: S.G. Evans and J.V. DeGraff (eds.), *Catastrophic landslides: effects, occurrence, and mechanisms*, Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol. 2002. V. XV. P. 35-70.
475. McSaveney, M.J., Chinn, T.J. and Hancox, G.T. Rock Avalanche of 14 December 1991, New Zealand // *Landslide News*. 1992. No 6. P. 32-34.
476. McSaveney, M.J., and Davies, T.R.H. Rapid rock-mass flow with dynamic fragmentation: inferences from the morphology and internal structure of rockslides and rock avalanches // In: Evans SG, Scarascia Mugnozza G, Strom A, Hermanns RL (eds.) *Landslides from massive rock slope failure*. NATO science series: IV: earth and environmental sciences. Springer, Heidelberg. 2006. V. 49. P. 285–304.
477. Melosh, H.J. Acoustic fluidization: a new geologic process? // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 7513-7520.
478. Melosh, H.J. Acoustic fluidization // *American Scientist*. 1983. V. 71. P. 158-168.
479. Melosh, H.J. The physics of very large landslides // *Acta Mechanica*. 1986. V. 64. P. 89-99.
480. Melosh, H.J. Giant rock avalanches // *Nature*. 1990. V. 348. P. 483-484.
481. Meunier, P., Hovius, N., Haines, J.A. Topographic site effects and the location of earthquake induced landslide // *Earth Planet Sci. Letters*. 2008. V. 275. 221-232.
482. Meyers W.B., Hamilton W. Deformation accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959 // *U.S. Geological Survey Professional Paper*. 1964. No 435. P. 55-98.
483. Milana J.P. Molards and Their Relation to Landslides Involving Permafrost Failure // *Permafrost and Periglac. Process*. 2016. V. 27. P. 271–284.

484. Min, Z.Q., Wu, G., Jiang, Z.X., Liu, C.S., and Yang, Y.L. The Catalogue of Chinese Historical Strong Earthquakes (B.C. 23-A.D. 1911) // Seismological Publishing House, Beijing 1995. (in Chinese).
485. Mitchell A., McDougall S., Aaron J., Brideau M-A. Rock Avalanche-Generated Sediment Mass Flows: Definitions and Hazard // *Frontiers in Earth Science*. www.frontiersin.org 2020. V. 8, Article 543937.
486. Morino C., Conway S.J., Sæmundsson Þ., Helgason J.K., Hillier J., Butcher F.E.G., Balme M.R., Jordan C., Arglesa T. Molards as an indicator of permafrost degradation and landslide processes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2019. V. 516. 136–147.
487. Muller, L. The rock slide in the Vaiont valley // *Rock Mech. and Eng. Geol.* 1964. V. 6. P. 148-212.
488. Murge, M.R. Rockfall-avalanche and rockslide-avalanche deposits at Sawtooth Ridge, Montana // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1965. V. 76. P. 1003-1014.
489. Nadim, F., Kjekstad, O., Peduzzi, P., Herold, C. and Jaedicke, C. Global landslide and avalanche hotspots // *Landslides*. 2006. V. 3. P. 159-173.
490. Nichol, S., Hungr, O., and Evans, S.G. Large-scale brittle and ductile toppling of rock slopes // *Canadian Geotechnical Journal*. 2002. V. 39. P. 773-780.
491. Nicoletti, P.G. and Sorriso-Valvo M. Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1991. V. 103. P. 1365-1373.
492. Nikitin, M., Huggel, C., Schwarz, M., Goncharenko, O., and Galushkin, I.V. The analysis of the remotely sensed materials for the reconstruction of the Kolka Glacier collapse // In: Proc. Of the International Conference on High Mountain Hazard Prevention, Vladikavkaz – Moscow, June 23-26, 2004. 2006. P. 160-171.
493. Nikonov, A.A. Reconstruction of the main parameters of old large earthquakes in Soviet Central Asia using the paleoseismogeological method // *Tectonophysics*. 1988. V. 147. P. 297–312.
494. Nikonov, A.A., and Shebalina, T.Yu. Lichenometry and earthquake age determination in Central Asia // *Nature*. 1979. V. 280. P. 675-677.
495. Nikonov, A.A., Sergeev, A.P. Identification and quantification of seismogravitational mass movements: the Caucasian mountain area as an example // *Landslide News*. 1999. No 12. P. 20-24.
496. Oh J-S., Seong Y.B., Strom A., Yu B.Y. Kinematic Characteristics and Timing of Dead Lakes Rock Avalanche in Kyrgyzstan // *Journal of the Association of Korean Geographers*. 2018. V. 7. No 2. P. 141-156. <http://dx.doi.org/10.25202/JAKG.7.2.2>
497. Okeke, A.C., and Wang, F. Hydromechanical constraints on piping failure of landslide dams: an experimental investigation // *Geoenvironmental Disasters*. 2016a. V. 3. No 4. DOI 10.1186/s40677-016-0038-9
498. Okeke, A.C., and Wang, F. Critical hydraulic gradients for seepage-induced failure of landslide dams // *Geoenvironmental Disasters*. 2016b. V. 3. No. 9. DOI 10.1186/s40677-016-0043-z
499. Omori, F. Note on the Kashgar (Turkestan) Earthquake of Aug. 22, 1902 // *Bulletin of the Imperial Earthquake Investigation Committee*. 1907. V. 1. No 4. P. 161-166.
500. Ouyang C-J., Zhao W., He S-M., Wang D-P, Zhou S., An H-C., Wang Z-W., Cheng D-X. Numerical modeling and dynamic analysis of the 2017 Xinmo landslide in Maoxian County, China // *J. Mt. Sci.* 2017. V. 14. P. 1701–1711.
501. Owen, L.A. and England, J. Observations on rock glaciers in the Himalayas and Karakoram mountains of northern Pakistan and India // *Geomorphology*. 1998. V. 26. P. 199-213.
502. Owen, L.A., Kamp, U., Khattak, G.A., Harp, E.L., Keefer, D.K., Bauer, M.A. Landslides triggered by the 8 October 2005 Kashmir earthquake. *Geomorphology*. 2008. V. 94. P. 1–9.
503. Pánek, T., Hradecký, J., Smolková, V., Šilhán, K., Gigantic low-gradient landslides in the northern periphery of the Crimean Mountains (Ukraine) // *Geomorphology*. 2008. V. 95. P. 449–473.
504. Pánek T., Šilhán K., Hradecký J., Strom A., Smolková V., Zerkal O. A megalandslide in the Northern Caucasus foredeep (Uspenskoye, Russia): Geomorphology, possible mechanism and age constraints // *Geomorphology*. 2012. V. 177. No 1. P. 144-157.

505. Pacheco, J.F., and Sykes, L.R. Seismic moment catalogue of large shallow earthquakes, 1900 to 1989 // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1992. V. 82. P. 1306-1344.
506. Paguican, E.M.R. van Wyk de Vries, B. Lagmay, A.M.F. Hummocks: how they form and how they evolve in rockslide-debris avalanches // *Landslides*. 2014. V.11. 67–80.
507. Pedersen, H., Le Brun, B., Hatzfeld, D., Campillo, M., and Bard, P-Y. Ground-Motion Amplitude Across Ridges // *Bulletin of Seismological Society of America*. 1994. V. 84. P. 1786-1800.
508. Pedrazzini, A., Humair, F., Jaboyedoff, M., and Tonini, M. Characterisation and spatial distribution of gravitational slope deformation in the Upper Rhone catchment (Western Swiss Alps) // *Landslides*. 2016. V. 13. P. 259-277. DOI 10.1007/s10346-015-0562-9.
509. Pelletier, J.D., B.D. Malamud, T. Blodgett, and D.L. Turcotte. Scale-invariance of soil moisture variability and its implications for the frequency–size distribution of landslides // *Engineering Geology*. 1997. V. 48(3–4). P. 255–268.
510. Penna, I., Hermanns, R.L., Jaboyedoff, M., Fauqué, L. Large scale rockslides in the Argentinean Andes. Distribution and forcing factors // In: Aversa et al. (eds) *Landslides and Engineered Slopes. Experience, Theory and Practice*. Associazione Geotecnica Italiana, Rome, Italy. 2016. P. 1599-1603.
511. Pettley, D. The Landslide blog // <http://blogs.agu.org/landslideblog/>
512. Philip, H., and Ritz, J.F. Gigantic paleolandslide associated with active faulting along the Bogd fault (Gobi-Altay, Mongolia) // *Geology*. 1999. V. 27. P. 211–214.
513. Plafker, G., and Eriksen, G.E. Nevados Huascaran avalanches, Peru // In: Voight, B. (ed) *Rockslides and avalanches*. V. 1. Elsevier, Amsterdam, 1978. P. 277–314.
514. Pollet, N., and Schneider, J-L.M. Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims Sturzstrom (Swiss Alps) // *Earth Planet Science Letters*. 2004. V. 221. P. 433–448.
515. Pollet, N., Cojean, R., Couture, R., Schneider, J-L., Strom, A.L., Voirin, C., and Wassmer P. A slab-on-slab model for the Flims rockslide (Swiss Alps) // *Can. Geotech. J.* 2005. V. 42. P. 587–600.
516. Ponomarev A.A., Kang K., Zerkal O.V. Rock Avalanches in the Upper Reaches of the Mzymta River, Russia // In: *Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk*, Springer International Publishing AG (Cham, Switzerland). 2020. V. 5. P. 153-158.
517. Poschinger, A. von. The Flims rockslide dam // In: Evans SG, Hermanns R, Strom AL, Scarascia-Mugnozza G (eds) *Natural and artificial rockslide dams*. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Heidelberg. 2011. V. 133. P. 407–421.
518. Poschinger, A. von, Wassmer, P., and Maisch, M. The Flims rockslide: history of interpretation and new insights // In: Evans SG, Scarascia Mugnozza G, Strom A, Hermanns RL (eds.). *Landslides from massive rock slope failure*. NATO science series: IV: earth and environmental sciences. Springer, Heidelberg. 2006. V. 49. P. 329–356.
519. Prochaska, A.B., Santi, P.M., Higgins, J.D., and Cannon, S.H. A study of methods to estimate debris flow velocity. *Landslides*. 2008. V. 5. P. 431–444. DOI 10.1007/s10346-008-0137-0.
520. Rahman, A., Hashimoto, T and Konagai, K. An attempt for velocity estimation of Nebukawa debris flow triggered by the Great Kanto earthquake, 1923 // In: *Proc. 34th Earthquake Engineering Symposium*, Nagaoka, Japan. 2014. DOI: 10.2208/jscejsee.71.I_387.
521. Reznichenko, N.V., Davies, T.R.H., Shulmeister, J., Larsen, S.H. A new technique for identifying rock-avalanche-sourced sediment in moraines and some palaeoclimatic implications. *Geology*. 2012a. V. 40. No 4. P. 319-322.
522. Reznichenko, N.V., Davies, T.R.H., Shulmeister, J. and Winkler, S., Influence of rock avalanches upon the formation of moraines and their subsequent palaeoclimatic interpretation: a critical appraisal // *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issue*. 2012b. (fast track article published online), DOI: 10.1127/0372-8854/2012/S-00079.
523. Reznichenko, N., and Davies, T. The Gigantic Komansu rock avalanche deposit in the glaciated Alai Valley, Northern Pamir of Central Asia // In: G. Lollino et al. (eds.), *Engineering Geology*

- for Society and Territory – Volume 2, Springer International Publishing Switzerland. 2015. P. 895-898.
524. Reznichenko, N.V., Davies, T.R.H. and Winkler, S. Revised palaeoclimatic significance of Mueller Glacier moraines, Southern Alps, New Zealand // *Earth Surf. Process. Landforms*. 2016. V. 41. Issue 2. P. 196-207.
 525. Reznichenko, N.V., Andrews, G.R., Geater R.E., and Strom, A. Origin of large hummock deposits “chukuryi” in Alai Valley, Northern Pamir: geomorphological and sedimentological investigation // *Geomorphology*. 2017. V. 285. 347-362.
 526. Risley, J.C., Walder, J.S., and Denlinger, R.P. Usoi Dam wave overtopping and flood routing in the Bartang and Panj Rivers, Tajikistan // *USGS Water-Resources Investigations Report 03-4004*. 2006a. 37 p. <http://pubs.usgs.gov/wri/wri03-4004/pdf/wri034004.pdf>
 527. Risley, J.C., Walder, J.S., and Denlinger, R.P. Usoi Dam wave overtopping and flood routing in the Bartang and Panj Rivers, Tajikistan // *Natural Hazards*. 2006b. V. 38 (3). P. 375-390.
 528. Roberts, N.J., and Evans, S.G. The gigantic Seymareh (Saidmarreh) rock avalanche, Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. // *Journal Geological Society*. 2013. V. 170 (4). DOI:10.1144/jgs2012-090
 529. Robinson, A.C., Yin, A., Manning, C.E., Harrison, M.T., Zhang, S.-H., and Wang, X.-F. Tectonic evolution of the northeastern Pamir: constraints from the northern portion of the Cenozoic Kongur Shan extensional system, western China // *Geological Society of America Bulletin*. 2004. V. 116. P. 953–973.
 530. Robinson, A.C., Yin, A., Manning, C.E., Harrison, T.M., Zhang, S.H., and Wang, X.F. Cenozoic evolution of the eastern Pamir: implications for strain-accommodation mechanisms at the western end of the Himalayan–Tibetan orogen // *Geological Society of America Bulletin* 2007. V. 119. P. 882–896.
 531. Robinson, T.R., Davies, T.R.H., Reznichenko, N and De Pascale, G.P. The extremely long runout Komansu rock avalanche in the Trans Alay range, Pamir Mountains, Southern Kyrgyzstan // *Landslides*. 2015. V. 12. P. 523-535.
 532. Rodriguez, C., Bommer, J. and Chandler, R. Earthquake-induced landslides: 1980-1997 // *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. 1999. V.18. P. 325–346.
 533. Roessner, S., Wetzel, H.-U., Kaufmann, H., and Samagoev, A. Potential of satellite remote sensing and GIS for landslide hazard assessment in Southern Kyrgyzstan (Central Asia) // *Nat. Hazards*. 2005. V. 35. P. 395–416.
 534. Roverato, M., Cronin, S., Procter, J., and Capra, L. Textural features as indicators of debris avalanche transport and emplacement, Taranaki volcano // *Geol. Soc. America Bull.* 2015. V. 127 (1–2). P. 3–18.
 535. Roy, R., Ghosh, D., and Bhattacharya, G. Influence of strong motion characteristics on permanent displacement on slopes // *Landslides*. 2016. V. 13. P. 279-292. DOI 10.1007/s10346-015-0568-3.
 536. Sanders, D., Ostermann, M., Brandner, R and Prager, C. Meteoric lithification of Catastrophic rockslide deposits: Diagenesis and significance // *Sedimentary geology*. 2010. V. 223. P. 150-161.
 537. Sanhueza-Pino, K., Korup, O., Hetzel, R., Munack, H., Weidinger, J.T., Dunning, S., Ormukov, C., and Kubik, P.W. Glacial advances constrained by ¹⁰Be exposure dating of bedrock landslides, Kyrgyz Tien Shan // *Quaternary Research*. 2011. V. 76. P. 295–304.
 538. Sartori, M., Baillifard, F., Jaboyedoff, M. and Rouiller, J.-D. Kinematics of the 1991 Randa rock-slides (Valais, Switzerland) // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2003. V. 3. P. 423–433.
 539. Sassa, K., Fukuoka H., Lee, J-H., Shoaie Z., Zhang, D., Xie, Z., Zeng, S, Cao, B. Prediction of landslide motion based on the measurement of geotechnical parameters // In: *Development of a new Cyclic Loading Ring Shear Apparatus to study earthquake-induced-landslides*. Report for Grant-in-Aid for Developmental Scientific Research by the Ministry of Education, Science and Culture, Japan (Project No 03556021), DPRI, Kyoto. 1994. P. 72-106.

540. Sassa, K., Nagai, O., Solidum, R., Yamazaki, Y., and Ohta, H. An integrated model simulating the initiation and motion of earthquake and rain induced rapid landslides and its application to the 2006 Leyte landslide // *Landslides*. 2010. V. 7. P. 219-236.
541. Scarascia Mugnozza, G., Bianchi Fasani, G., Esposito, C., Martino, S., Saroli, M., Di Luzio, E. and S.G. Evans. Rock Avalanches and Mountain Slope Deformation in a Convex Dip-Slope: The Case of the Maiella Massif, Central Italy // In: Evans, S.G.; Scarascia Mugnozza, G.; Strom, A.; Hermanns, R.L. (eds.) *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, 2006. V. 49. P. 357-376.
542. Schlögel, R. Detection of Recent Landslides in Maily-Say Valley, Kyrgyz Tien Shan, Based on Field Observations and Remote Sensing Data // *Master's Thesis in Geological Sciences, University of Liege, Belgium*. 2009. 133 p.
543. Schlögel, R., Torgoev, I., de Marneffe, C., and Havenith, H.-B. Evidence of a changing distribution of landslides in the Kyrgyz Tien Shan, Central Asia // *Earth Surf. Process. Landf.* 2011. V.36, P. 1658–1669.
544. Schneider, D., Huggel, C., Haerberli, W., & Kaitna, R. Unraveling driving factors for large rock-ice avalanche mobility // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2011. V. 36. P. 1948-1966.
545. Schneider, J.-L., Wassmer, P., Ledésert, B. La fabrique interne des dépôts du sturzstrom de Flims (Alpes suisses): caractéristiques et implications sur les mécanismes de transport // *C.P. Acad. Sci. Paris. Earth & Plan. Sci.* 1999. V. 328. P. 607-613.
546. Schneider, J.F., Gruber, F.E., and Mergili, M. Recent cases and geomorphic evidence of landslide-dammed lakes and related hazards in the mountains of Central Asia // In: Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K. (eds) *Landslide Science and Practice*. V.6. Risk Assessment, Management and Mitigation. Heidelberg, Springer, 2013. P. 57-64.
547. Schröder, H. Active Blockgletscher im zentralen Teil des nördlichen Tienschan // *Petermanns Geographische Mitteilungen*. 1992. V. 136. P. 109 - 119.
548. Schuster, R.L. and Costa, J.E. A perspective on landslide dams // In R.L. Schuster (ed.), *Landslide Dams: Processes, Risk and Mitigation*. American Society of Civil Engineers, New York, NY, Geotechnical Special Publication. 1986. No. 3. P. 1–20.
549. Schuster, R.L., and Evans, S.G. Engineering measures for the hazard reduction of landslide dams // In: Evans, S.G., Hermanns, R., Strom, A.L., Scarascia-Mugnozza, G. (eds). *Natural and artificial rockslide dams*. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Heidelberg. 2011. V. 133. P. 77-100.
550. Semenza, E. The story of Vaiont told by the geologist who discovered the landslide // *K-flash*. 2010. 205 p. ISBN 978-88-89288-02-3.
551. Sepúlveda, S.A., Pastén, C., Moya, S., García, M., Lara, M., Montalva, G., Quiroz, J., Hermanns, R., Yugsi-Molina, F., Oppikofer, T., and Penna, I. Site investigation and modelling of earthquake-induced rock slides in central-southern Chile // In: Aversa et al. (eds). *Landslides and Engineered Slopes. Experience, Theory and Practice*, 2016. P. 1823-1828.
552. Shaller, P.J. Analysis and implications of large Martian and Terrestrial landslides // *Ph.D. Thesis, California Institute of Technology*. 1991. 569 p.
553. Shakirov, R., Shilina, E., Strom, A., Zhirkevich, A. Slopes stability in the catchment areas and effect of large-scale rockslide damming on hydraulic projects safety by example of catchment areas of Vakhsh and Siang rivers // *Proceedings of 26th ICOLD World Congress. Symposium Hydro Engineering, July 2–3, 2018, Vienna, Austria*. 2018. P. 2603-2614.
554. Shang, Y., Yang, Z., Li, L., Liu, D., Liao, Q., and Wang, Y. A super-large landslide in Tibet in 2000: background, occurrence, disaster, and origin // *Geomorphology*. 2003. V. 54. P. 225–243.
555. Sheidegger, A.E. On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides // *Rock Mechanics* 1973. V. 5 P. 231-236.
556. Sherard, J.L., Woodward, R.J., Gizienski, S.F., and Clevenger, W.A. *Earth and earth-rock dams* // New York, John Wiley and Sons. 1963. 722 p.
557. Shoaiei, Z. Mechanism of the giant Seimareh landslide, Iran, and the longevity of its landslide dams // *Environ. Earth. Sci.* 2014. V. 72. P. 2411-2422.

558. Shoaiei, Z., and Ghayoumian, J. Seimareh landslide, Western Iran, one of the World's largest complex landslides // *Landslide News*. 2000. No 13. P. 23-27.
559. Shreve, R.L. The Blackhawk landslide // *Geological Society of America Special Paper*. 1968. No 108.
560. Shugar, D.H. and Clague, J.J. The sedimentology and geomorphology of rock avalanche deposits on glaciers // *Sedimentology*. 2011. V. 58. Issue 7. P. 1762-1783. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2011.01238.x
561. Shulmeister, J., Davies, T.R., Evans, D.J. A., Hyatt, O.M. and Tovar, D.S. Catastrophic landslides, glacier behaviour and moraine formation – A view from an active plate margin // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28 P. 1085-1096.
562. Simonett, D.S. Landslide distribution and earthquakes in the Bewani and Torricelli Mountains, New Guinea - a statistical analysis // In: Jennings, J.N., and Mabbutt, J.A., (eds.). *Landform Studies from Australia and New Guinea*. Cambridge Univ. Press, Cambridge. 1967. P. 64-84.
563. Soeters, R., and Van Westen, C.J. Slope stability recognition analysis and zonation // In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board Special Report. National Academy Press. Washington D.C. 1996. V. 247. P. 129-177.
564. Solomina, O.N., Barry, R.G., Bodnya, M. The retreat Of Tien Shan glaciers (Kyrgyzstan) since the Little Ice Age estimated from aerial photographs, lichenometric and historical data // *Geografiska Annaler. Series A*. 2004. 86 (2). P. 205–216.
565. Solonenko, V.P. Landslides and collapses in seismic zones and their prediction // *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.* 1977. V. 15. P. 4–8.
566. Stark, C.P., and Hovius, N. The characterization of landslide size distributions // *Geophysical Research Letters*. 2001. V. 28. P. 1091-1094.
567. Stark, C. P., Wolovick, M., and Ekstrom, G. Glacier surge triggered by massive rock avalanche: teleseismic and satellite image study of long-runout landslide onto RGO Glacier, Pamirs // Abstract C32A-07 presented at 2012 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif. 2012.
568. Strecker M.R., Hilley, G.E., Arrowsmith, J.R., Coutand, I. Differential structural and geomorphic mountain-front evolution in an active continental collision zone: The northwest Pamir, southern Kyrgyzstan // *Geological Society of America Bulletin*. 2003. V. 115(2). P. 166–181.
569. Strom, A.L. Mechanism of stratification and abnormal crushing of rockslide deposits // In: Proc. 7th International IAEG Congress 3, Rotterdam, Balkema. 1994. P. 1287-1295.
570. Strom, A.L. Some morphological types of long-runout rockslides: effect of the relief on their mechanism and on the rockslide deposits distribution // in K. Senneset (ed.) *Landslides. Proc. of the Seventh International Symposium on Landslides*, 1996, Trondheim, Norway, Rotterdam, Balkema. 1996. P. 1977-1982.
571. Strom, A.L. Giant ancient rockslides and rock avalanches in the Tien Shan Mountains, Kyrgyzstan // *Landslide News*. 1998. No 11. P. 20-23.
572. Strom, A.L. Rock avalanches of the Ardon River valley at the southern foot of the Rocky Range, Northern Caucasus, North Ossetia // *Landslides*. 2004. V. 1. P. 237-241.
573. Strom, A.L. Morphology and internal structure of rockslides and rock avalanches: grounds and constraints for their modelling // In: Evans, S.G.; Scarascia Mugnozza, G.; Strom, A.; Hermanns, R.L. (eds.) *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences. 2006. V. 49. P. 305-328.
574. Strom, A.L. Evidence of momentum transfer during large-scale rockslides' motion // In: Williams AL, Pinches GM, Chin CY, McMorran TG, Massei CI (eds.) *Geologically Active. Proc. of the 11th IAEG Congress*, Auckland, New Zealand, 5-10 September 2010, Taylor & Francis Group, London. 2010a. P. 73-86.
575. Strom, A.L. Landslide dams in Central Asia region // *Landslides – Journal of the Japan Landslide Society*. 2010b V. 47(6). P. 309-324.
576. Strom, A.L. Effects of rockslides and rock avalanches on hydropower schemes in the Naryn River valley. In Eberhardt et al. (eds) *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society*

- through Improved Understanding. Proc. of the 11th ISL and 2nd NASL. Taylor & Francis Group. 2012. P. 1867-1872.
577. Strom, A. Geological Prerequisites for Landslide Dams' Disaster Assessment and Mitigation in Central Asia // In: Wang F, Miyajima M, Li T, Fathani TF (eds). Progress of Geo-Disaster Mitigation Technology in Asia, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. (ISBN 978-3-642-29106-7). 2013a. P. 17-53.
578. Strom, A. Use of indirect evidence for the prehistoric earthquake-induced landslide identification // In: Ugai K, Yagi H, Wakai A (eds). Earthquake-induced landslides. Springer, Heidelberg, New York, Dordrecht, London (ISBN 978-3-642-32237-2). 2013b. P. 21-30.
579. Strom, A.L. Constraints and promises of earthquake-triggered landslides discrimination // In: Grützner, C., Rudersdorf, A., Pérez-López, R., Reicherter, K. (eds). Proc. 4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA), 9-14 October 2013, Aachen, Germany. 2013c. P. 267-270.
580. Strom, A.L. Rockslides and rock avalanches in the Kokomeran River valley (Kyrgyz Tien Shan) // In: Arbanas, S.M., Arbanas, Ž. (eds.) Landslide and Flood Hazard Assessment. Proceedings of the 1st Regional Symposium on Landslides in the Adriatic-Balkan Region, Zagreb. 2013d. P. 245-250.
581. Strom A. Catastrophic Slope Processes in Glaciated Zones of Mountainous Regions // In: W. Shan et al. (eds.), Landslides in Cold Regions in the Context of Climate Change, Environmental Science and Engineering. Springer International Publishing Switzerland 2014a. P. 3-10.
582. Strom, A. Sarez Lake problem: ensuring long-term safety // In: Sassa, K., Canuti, P., Yin, Y. (eds.). Proceedings of World Landslide Forum 3, 2-6 June 2014, Beijing. 2014b. V. 3. P. 633-639.
583. Strom, A. Natural River Damming: Climate-Driven or Seismically Induced Phenomena: Basics for Landslide and Seismic Hazard Assessment // In: G. Lollino, D. Giordan, G.B. Crosta, J. Corominas, R. Azzam, J. Wasowski, N. Sciarra. (eds.), Engineering Geology for Society and Territory – Volume 2, Springer International Publishing Switzerland. 2015a. P. 33-41.
584. Strom, A.L. Possible Causes of Accelerating Landslide Motion in Confined Environment // In: G. Lollino, D. Giordan, G.B. Crosta, J. Corominas, R. Azzam, J. Wasowski, N. Sciarra. (eds.), Engineering Geology for Society and Territory – Volume 2, Springer International Publishing Switzerland. 2015b. P. 883-885. DOI: 10.1007/978-3-319-09057-3_151.
585. Strom, A.L. Clustering of large bedrock landslides and recurrent slope failure: implications for landslide and seismic hazard assessment // In: Proc. of the 4th International Symposium on Mega Earthquake Induced Geo-disasters and Long Term Effects, May 9-13, 2015, Chengdu University of Technology, China. 2015c. P. 110-121.
586. Strom, A.L. Active faults at structure's foundations: definition and its influence on hazard assessment // Proc. 16th World Conference on Earthquake, 16WCEE, Santiago Chile, January 9th to 13th, 2017.
587. Strom, A. Large-scale rockslide inventory of the Central Asia region: data and analysis // In: Shakoor A. and Cato K. (eds.) IAEG/AEG annual meeting proceedings, San Francisco, California. 2018 V. 1. P. 145–153. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93124-1_18
588. Strom A. Rock avalanches: basic characteristics and classification criteria // In: Vilimek V., Wang F., Strom A. et al. (eds) Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk. 2021. V. 5. P. 3-23.
589. Strom, A.L., Abdrakhmatov, K.E. Clustering of large rockslides: the phenomenon and its possible causes // In: Lacerda, W.A., Ehrlich, M., Fontoura, A.B., Sayao, A. (eds.), Landslides: Evaluation and Stabilization. Taylor and Francis Group, London, 2004. P. 317–320.
590. Strom, A.L., Abdrakhmatov, K.E. International Summer School on Rockslides and Related Phenomena in the Kokomeran River Valley, Tien Shan, Kyrgyzstan // In: Sassa, K, Canuti, P. (eds.). Landslides. Disaster Risk Reduction. Springer, Berlin-Heidelberg, 2009. P. 223-227.

591. Strom, A.L., Abdrakhmatov, K.E. Large-scale rockslide inventories - from Kokomeran River basin to the entire Central Asia region - IPL106-2 and WCoE // In: Sassa, K., Mikoš, M, Yin, Y. (eds.). *Advancing Culture of Living with Landslides*. V. 1. Springer. 2017. P. 341-346.
592. Strom A., Abdrakhmatov K. *Rockslides and rock avalanches of Central Asia: distribution, morphology, and internal structure* // Elsevier, Netherlands, UK, USA. 2018. ISBN: 978-0-12-803204-6. 449 p.
593. Strom, A.L., Groshev, M.E. *Mysteries of Rock Massifs Destruction* // In: M. Abbie and J.S. Bedford (eds.) *Rock Mechanics: New Research*. Nova Science Publishers, New York. 2009. P. 211-231.
594. Strom, A.L., Korup, O. *Extremely Large Rockslides and Rock Avalanches in the Tien Shan, Kyrgyzstan* // *Landslides*. 2006. V. 3. P. 125-136.
595. Strom A., Li L., Lan H. *Rock avalanche mobility: optimal characterization and the effects of confinement* // *Landslides*. 2019. V. 16. P. 1437–1452.
596. Strom, A., and Pernik, L. *Modeling of debris crushing during rock avalanche motion* // *Geophysical Research Abstracts*. 2013. V. 15. EGU2013-1373.
597. Strom, A.L., and Stepanchikova P. *Seismic triggering of large prehistoric rockslides: Pro and Con case studies* // *Proceedings of the International Conference on Management of Landslide Hazard in the Asia-Pacific Region (Satellite symposium of the First World Landslide Forum, Tokyo), Sendai, 11th – 12th November 2008*. 2008. P. 202-211.
598. Strom A., Zerkal O. *Role of flysch in large-scale rock avalanches formation in the eastern sector of the Alpine-Mediterranean belt* // *Abstracts of the Mediterranean Symposium on Landslides*. 2021. <https://medsymplandslides.wixsite.com/msl2021>
599. Strom, A., Zhirkevich, A. “Remote” landslide-related hazards and their consideration for the hydraulic schemes design // In: Genevois, R., Prestinazzi, A. (eds). *Proc. Int. conference on Vajont – 1963-2013*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment. Book series. 2013. No 6. P. 295-303.
600. Swanson, F. J., Oyagi, N., and Tominaga, M. *Landslide dams in Japan* // In: *Landslide Dams: Processes, Risk, and Mitigation (ASCE)*. 1986. P. 131-145.
601. Tacconi Stefanelli, C., Segoni, S., Casagli, N. and Catani F. *Geomorphic indexing of landslide dams evolution* // *Engineering Geology*. 2016. V. 208. P. 1-10.
602. Tang, C., Zhu, J., Ding, J., Cui, X., Chen, L., and Zhang, J. *Catastrophic debris flows triggered by a 14 August 2010 rainfall at the epicenter of the Wenchuan earthquake* // *Landslides*. 2011. V. 8. P. 485- 497. DOI 10.1007/s10346-011-0269-5.
603. ten Brink, U.S., Geist, E.L. and Andrews, B.D. *Size distribution of submarine landslides and its implication to tsunami hazard in Puerto Rico* // *Geophysical Research Letters*. 2006. V. 33. L11307.
604. Tian, Y., Xu, C., Chen, J., Zhou, Q., Shen, L. *Geometrical characteristics of earthquake-induced landslides and correlations with control factors: a case study of the 2013 Minxian, Gansu, China, Mw 5.9 event* // *Landslides*. 2017. DOI 10.1007/s10346-017-0835-6.
605. Tibaldi, A., Graziotto, E., Forcella, F., and Gapich, V. *Morphotectonic indicators of Holocene faulting in central Tien-Shan, Kazakstan, and geodynamic implications* // *Journal of Geodynamics*. 1997. V. 23(1). P. 23–45.
606. Tibaldi, A., Corazzato, C., Rust, D., Bonali, F.L., Pasquarè Mariottoc, F.A., Korzhenkov, A.M., Oppizzi, P., Bonzanigo, L. *Tectonic and gravity-induced deformation along the active Talas–Fergana Fault, Tien Shan, Kyrgyzstan* // *Tectonophysics*. 2015. V. 657. P. 38-62.
607. Torgoev, A., Lamair, L., Torgoev, I., and Havenith, H.-B. *A review of recent case studies of landslides investigated in the Tien Shan using microseismic and other geophysical methods* // In: Ugai, K., Yagi, H., Wakai, A. (eds.). *Earthquake-Induced Landslides*. 2013a. P. 285–294.
608. Torgoev I., Havenith HB., Strom A. *Impact of 3000-t Blast on Unstable Slopes Near the Kambarata-2 HPP Site, Kyrgyzstan* // In: Margottini C., Canuti P., Sassa K. (eds) *Landslide Science and Practice*. Springer, Berlin, Heidelberg. 2013b. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31319-6_6

609. Towhata, I. Instability of submarine slope deposits; case studies and discussion on mass movement over long distance // In: Proceedings of the Workshop on Seismic Design for Sakhalin to Japan Gas Pipeline, Japan Sakhalin Pipeline Co., Ltd. 2003.
610. Trifonov, V.G., and Machette, M.N. The world map of major active faults project // *Ann. Geophys. (Annali di Geofisica)*. 1993. V. XXXVI (3–4). P. 225–236.
611. Trifonov, V.G., Makarov, V.I., Skobelev, S.F., The Talas-Fergana Active Right-Lateral Fault // *Ann. Tectonicae*. 1992. V. 6. P. 224–237.
612. Turcotte, D.L., Malamud, B.D. Landslides, forest fires, and earthquakes: examples of self-organized critical behavior // *Physica A*. 2004. V. 340. P. 580 – 589.
613. Van Gassen, W., Cruden, D.M. Momentum transfer and friction in the debris of rock avalanches // *Can. Geotechnical J.* 1989. V. 26. P 623 - 628.
614. Van Westen, C.J., Castellanos, E., and Kuriakose S.L. Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: an overview // *Engineering Geology*. 2008. V. 102. P. 112-131.
615. Varnes, D.J. Landslide types and processes // In: Eckel E.B. (ed.). *Landslides and engineering practice, special report 176*. Transportation Research board, National Academy of Sciences, Washington, DC, 1954. P. 11-33.
616. Varnes, D.J. Slope Movement types and processes // In: Schuster, R.L. and R.J. Krizek (ed.), *Landslides – Analysis and Control: National Academy of Sciences Transportation Research Board Special Report No. 176*. 1978. P. 12-33.
617. Vinnichenko, S.M. Landslide blockages in Tadjikistan Mountains (Gissar-Alai & Pamirs): their origin and development // *Italian Journal of Engineering Geology and Environment. Special Issue*. 2006. V. 1. P. 81-85.
618. Voight, B. (ed.) *Rockslides and avalanches // volumes 1 and 2*. 1978–1979. Elsevier. 833, 850 p.p.
619. Walker, M. *Quaternary dating Methods // John Willey & Sons, Ltd*. 2005. 286 p.
620. Wang, Z.H. A thunder at the beginning of the 21st century – the giant Yigong landslide // In: Chen Z., Zhang J., Li Z., Wu F., Ho K. (eds.) *Landslides and Engineered Slopes*. 2008. P. 2111-2118.
621. Wang, F., Cheng, Q., Highland, L., Miyajima M., Wanmg, H., Yan, C. Preliminary investigation of some large landslides triggered by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan Province, China // *Landslides*. 2009. V. 6. P. 47-54.
622. Wang, Y-F., Cheng, Q-G., and Zhu, Q. Surface microscopic examination of quartz grains from rock avalanche basal facies // *Canadian Geotechnical Journal*. 2015. V. 52(2). P. 167-181.
623. Wang, Y-F., Xu, Q., Cheng, Q-G., Li, Y., and Luo, Z-X. Spreading and Deposit Characteristics of a Rapid Dry Granular Avalanche Across 3D Topography: Experimental Study // *Rock Mechanics and Rock Engineering*. 2016. DOI: 10.1007/s00603-016-1052-7
624. Wasowski, J., McSaveney M.J., Pisano L., Del Gaudio V., Li Y., Hu W. Recurrent rock avalanches progressively dismantle a mountain ridge in Beichuan County, Sichuan, most recently in the 2008 Wenchuan earthquake // *Geomorphology*. 2021. V. 374. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107492>
625. Wassmer, P., Schneider, J.-L., Pollet, N. Internal structure of huge Mass Movements: a key for a better understanding of long runout. The multy-slab theoretical model // In: *Proc. Int. Symp. Landslide Risk Mitigation and Protection of Cultural and Natural Heritage*. 21-25 Jan. 2002. Kyoto University, Kyoto. P. 97-107.
626. Watson, R.A., Wright Jr., H.E. The Saidmarreh landslide, Iran // *Geological Society of America Special Paper*. 1969. No 123. P. 115-139.
627. Weidinger, J.T. Case history and hazard analysis of two lakedamming landslides in the Himalayas // *Journal of Asian Earth Sciences*. 1998. V. 16. P. 323–331.
628. Weidinger, J.T., Korup O. Frictionite as evidence for a large Late Quaternary rockslide near Kanchenjunga, Sikkim Himalayas, India —Implications for extreme events in mountain relief destruction // *Geomorphology*. 2009. V. 103(1). P. 57–65.

629. Weidinger, J.T., Korup, O., Munack, H., Altenberger, U., Dunning, S., Tippelt, G., and Lottermoser, W. Giant rockslide from the inside // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 389. P. 62–73.
630. Wells, D.L., and Coppersmith, K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Seismological Society of America Bulletin.* 1994. V. 84. P. 974 - 1002.
631. Whalley, W.B. The origin of rock glaciers // *Journal of Glaciology.* 1974. V. 13. P. 323-324.
632. Witkind, I.J., Meyers, W.B., Hadley, J.B., Hamilton, W., Fraser, G.D. The earthquake at Hebgen Lake, Montana, on August 18, 1959 (GCT): geological features // *Seismological Society of America Bulletin.* 1962. V. 52. P. 163-180.
633. WP/WLI (International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory). Multilingual Landslide Glossary // Bitech Publishers, Richmond, British Columbia. 1993a. 59 p.
634. WP/WLI (International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory). A suggested method for describing the activity of a landslide // *Bulletin International Association of Engineering Geology.* 1993b. V. 47. P. 53-57.
635. WP/WLI (International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory). A suggested method for describing the causes of a landslide // *Bulletin International Association of Engineering Geology.* 1994. V. 50. P. 71-74.
636. Wolter, A., Stead, D., Ward, B.C., Clague, J.J. Ghirotti, M. Engineering Geomorphological Characterisation of Vajont Slide, Italy // *Landslides.* 2016. V. 13. P. 1067–1081.
637. Wu, S. Inland earthquake and earthquake prevention and disaster reduction // *Recent development in World seismology.* 2006. No 5 (Serial No 329). 25-28. (in Chinese).
638. Wu, S., Wang, T. and Shi, L. Study on catastrophic landslides triggered by Wenchuan Earthquake, Sichuan, China in 2008 // *Journal of Engineering Geology.* 2010. No.2. P. 145-159. (in Chinese).
639. Xu, Q., Fan, X.-M., Jiang, L.-W., Liu, P. Yigong rock avalanche – flow landslide event, Tibet, China // In Z. Chen, J. Zhang, Z. Li, F. Wu, K. Ho (eds.) *Landslides and Engineered Slopes.* 2008. P. 1675-1680.
640. Yan, Ch., Cheng H., Yuing G., Lee D., and Zang Y. The big earthquake at Nilki, Xinjiang, on March, 8, 1812 (M = 8.0) // *Sibey Dichzen Ciuebao.* 1985. V. 7. P. 59-64. (in Chinese).
641. Yang, F., Zhari, M., and Feng, L. Formation of geological hazards in Yili area and measures for controls and prevention // *Journal of Xinjiang Normal University (Natural Sciences edition).* 2005. V. 24, No 3. P. 117-120 (in Chinese).
642. Yarnold, J.C., and Lombard, J.P. Faciesmodel for large rock avalanche deposits formed in dry climates // In: Colburn, I.P., Abbott, P.L., Minch, J. (eds.) *Field Trip Guidebook – Pacific Section.* Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists. 1989. V. 62. P. 9–31.
643. Yi, C., Zhu, I., Seong, Y.B., Owen, L.A., and Finkel, R.CA late glacial rock avalanche event, Tianshi Lake, Tien Shan, Xinjiang // *Quaterly International.* 2006. V. 154-155. P. 26-31.
644. Yin, G.H., Li, J., Zhang, Y., and Yang, Z. Statistical analysis and research of landslides caused by Nilke earthquake // *Inland Earthquake.* 2001. V. 01.
645. Yin, G.H., Jiang, J.X., Zhang, Y., and Li, J. The character of seismic fault of 1812 Nilke earthquake // *Northwestern Seismological Journal.* 2002. V. 02. (in Chinese).
646. Yin, Y., Wang F., Sun, P. Landslide hazards triggered by the 12 May 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China // *Proc. of the First World Landslide Forum., 18-21 November 2008, UNU, Tokyo, Japan. Parallel Session Volume.* 2008. P. 1-17.
647. Yin, Y., and Xing, A. Aerodynamic modeling of the Yigong gigantic rock slide-debris avalanche, Tibet, China // *Bull Eng Geol Environ.* 2011. DOI 10.1007/s10064-011-0348-9.
648. Yoshida, H. Magnitude-frequency distribution of hummocks on rockslide-debris avalanche deposits and its geomorphological significance // *Geosciences,* 2016. V. 6. No 5; DOI: 10.3390/geosciences6010005
649. Yu, F., Su, L. Experimental investigation of mobility and deposition characteristics of dry granular flow // *Landslides.* 2021. V. 18. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01593-2>

650. Yuan, R-M., Tang, C-L., and Deng, Q-H. Effect of the acceleration component normal to the sliding surface on earthquake-induced landslide triggering // *Landslides*. 2015. V. 12. P. 335-344.
651. Yuan, Z., Chen, J., Li, W., Owen, L.A., Schoenbohm, L.M. ¹⁰Be dating of Taheman large-scale landslide in eastern Pamir and paleoseismic implications // *Quaternary Science*. 2012. V. 32. P. 409–416 (in Chinese with English abstract).
652. Yuan, Z., Chen, J., Owen, L.A., Hedrick, K.A., Caffee, M.W., Li, W., Schoenbohm, L.M., Robinson, A.C. Nature and timing of large landslides within an active orogen, eastern Pamir, China // *Geomorphology*. 2013. V. 182. P. 49–65.
653. Zerkal, O., Frolova, Y., and Strom, A. The conceptual modeling of the style of rock massif destruction and of its influence on rockslides and rock avalanche formation // In: Leith, K., Ziegler, M., Perras, M., and Loew, S. (eds.). *Progressive rock failure. An ISRM Specialized Conference, Monte Verità, 5-9 June 2017*. ETH. Extended abstracts. 2017. P. 113-114.
654. Zerkal, O.V., Makhinov, A.N., Strom, A.L., Kim, V.I., Kharitonov, M.E., Fomenko I.K. Formation of the 2018 Bureya Landslide, Far East of Russia // In: V. Vilímek et al. (eds.), *Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk, ICL Contribution to Landslide Disaster Risk Reduction*. 2021. V. 5. P. 11-115. https://doi.org/10.1007/978-3-030-60319-9_11.
655. Zhang, L., Xiao, T., He, J., Chen, C. Erosion-based analysis of breaching of Baige landslide dams on the Jinsha River, China, in 2018 // *Landslides*. 2019. V. 16(10). P. 1965-1979.
656. Zhang, T., Yin, Y., Li, B., Liu, X., Wang, M., Gao, Y., Wan, J., Gnyawali, K.R. Characteristics of the February 1, 2021 complex massive rock and glacier avalanche and long-runout disaster chain simulation at Chamoli, Indian Himalaya // Submitted to *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*. Under review.
657. Zhao, S., Chigira, M., Wu, X. Gigantic rockslides induced by fluvial incision in the Diexi area along the eastern margin of the Tibetan Plateau // *Geomorphology*. 2019. V. 338. P. 27–42.
658. Zubovich, A.V., Wang, X., Scherba, Y.G., Schelochkov, G.G., Reilinger, R., Reigber, C., Mosienko, O.I., Molnar, P., Michajljow, W., Makarov, V.I., Li, J., Kuzikov, S.I., Herring, T.A., Hamburger, M.W., Hager, B.H., Dang, Y., Bragin, V.D., Beisenbaev, R.T., GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // *Tectonics*, 2010. V. 29. <http://dx.DOI.org/10.1029/2010TC002772>.