



Оценка высокогорных опасностей и рисков на Памире



Austrian
Development Agency

Мартин Мергили
Вольфганг Страка
Фабиян Е. Грубер
Жан Ф. Шнайдер
с соавторами

Выходные данные

Оценка высокогорных опасностей и рисков на Памире

Окончательный отчёт IAG-BOKU в рамках проекта PAMIR

IAG-BOKU

Институт прикладной геологии при Университете природных ресурсов и прикладных наук (BOKU), Петер-Джордан-Штрассе 70, A-1190 Вена, Австрия

PAMIR

Устранение бедности через смягчение интегрированных высокогорных рисков в рамках тематической Программы Европейского союза по экологии и устойчивому управлению природными ресурсами, включая энергетические, финансируемой Европейским Союзом и Австрийским агентством по развитию (ADA)

Ведущие авторы

Мартин Мергили, Вольфганг Страка, Фабиан Е. Грубер, Жан Ф. Шнайдер

Соавторы

Икрамуддин Бахрам, Жизелла Домей, Анатолий Ищук, Николай Ищук, Стефан Кох, Йоханнес П. Мюллер, Муллосами Самиев, Кумринисо Сайфуллоева, Кристин Шёнбергер, Абдурашид Тагойбеков, Бактыбек Усен-Улуу, Кристоф Вальдхёр, Ахмад Зарипов, Фабиан Зноемский

Вена, июнь 2013 г.

Исключительные права на работы, представленные в [Приложении 1](#) по [Приложению 7](#), не принадлежат авторам. Поэтому воспроизведение данных

4 Краткое содержание

частей запрещается. Воспроизведение остальных частей данной работы разрешается при условии должной ссылки на данный отчёт.

ЧЕРТОВЫЙ ВАРИАНТ

Предисловие

Памир – высокогорная область удивительной красоты. Что ещё важнее, она обеспечивает ресурсы, необходимые для существования людей, проживающих здесь веками. Однако, экстремальный рельеф в сочетании с изменчивым ледовым покровом и постоянной сейсмической деятельностью приводит к частым быстрым перемещениям горных масс, подвергая население риску. Хотя люди научились жить в условиях риска, связанного с постоянными горными процессами, такими как местные камнепады или селевые потоки, они не готовы к редким или единичным крупномасштабным событиям, возникающим в отдалении, в верховьях горных долин. Такие события могут стереть с лица земли целые кишлаки, как показала катастрофа в Даште в 2002 г. Также, с научной точки зрения, предсказать время и место возникновения таких событий крайне сложно. Огромный размер области, в сочетании с ограниченными ресурсами, осложняет реализацию широкомасштабных стратегий по снижению риска. Поэтому необходима основа для определения приоритета целевых областей таких стратегий.

Данный отчёт и прилагаемые карты, с одной стороны, являются самой первой попыткой создать такую основу в описанных выше условиях. Сообщества, наиболее подверженные риску в отношении конкретных опасных процессов, отделены от менее подверженных. С другой стороны, отчёт обращает внимание на наблюдаемые и ожидаемые изменения в высокогорном окружении, которые могут привести к изменению опасных условий в будущем. Он основан на 10 годах изучения Памира со стороны IAG-BOKU (предыдущие отчёты были подготовлены в 2004 и 2010 гг.).

Данный отчёт начинается с [Краткого содержания](#), в котором сведены вместе ключевые результаты работы. Дальнейшие подробности приведены в восьми приложениях: [Приложение 1](#) описывает результаты исследования ряда практических ситуаций. [Приложение 2](#) по [Приложению 7](#) – научные статьи, описывающие методы и результаты исследований, лежащих в основе метода. Большинство из них были опубликованы в авторитетных научных журналах, некоторые в материалах конференций. Полные карты определения опасностей для всей области исследования приведены в [Приложении 8](#).

Данный отчёт, включая все его части, был подготовлен с целью помочь в реализации стратегий снижения риска. Однако, авторы хорошо понимают, что он далеко не идеален и не полон. Отчёт основывается на неполных знаниях и данных, а также на ряде предположений для конкретных случаев, которые могут быть верны, а могут быть нет. При интерпретации и реализации

содержимого следует принимать во внимание, что данный отчёт даёт обобщённую и, возможно, искажённую картинку реальности. Хотя авторы приветствуют все виды комментариев, критики, предложений или обсуждения, они не несут ответственность за гибель людей или имущества, либо другой ущерб, вызванный действием или бездействием, связанным с содержанием настоящего отчёта.

Мартин Мергили, Вольфганг Страка, Фабиан Е. Грубер, Жан Ф. Шнайдер с соавторами

Вена, июнь 2013 г.

Оглавление

Краткое содержание

Оценки высокогорных опасностей и рисков	9
Региональный анализ опасностей прорыва озёр на юго-западном Памире, Таджикистан, по данным удалённого исследования и ГИС	6563
Прорывы ледниковых озёр на Памире, Таджикистан: сложности прогнозирования и моделирования	10195
Изменения криосферы и связанные геологические опасности в высокогорных областях Таджикистана и Австрии: сравнение	123115
Пространственно-временное развитие высокогорных озёр в верховьях реки Амударья (Центральная Азия)	157145
Региональный анализ высокогорных множественных опасностей и рисков на Памире (Таджикистан) с помощью ГИС GRASS	189173
Влияние крупных оползней, меры по смягчению риска.....	235217
Карты опасности и риска.....	257239

Краткое содержание

Оценки высокогорных опасностей и рисков

1 Объём и задачи

Рассматриваемая территория площадью 98 300 км² лежит на высоте от 1670 м над уровнем моря возле Калаи Хумба до 7495 м на Пике Исмаила Сомони. Эта область соответствует верховьям реки Амударья (Рис. 1). Она более подробно описана в [Приложении 6](#) и включает бассейны большинства рек, текущих к 181 целевым сообществам проекта PAMIR (см. [Рис. 1](#)). Мы определяем объём текущего отчёта следующим образом:

1. Отметить изменения высокогорной экологии за последние 45 лет и построить сценарии будущих изменений. Результаты приводятся в контексте соответствующих опасных процессов, на величину или частоту которых эти изменения могут повлиять. [Приложение 4](#) и [Приложение 5](#) посвящены изменениям высокогорной экологии, особенно ледников, вечной мерзлоты и озёр.
2. Предоставить карты региона с указанием высокогорных факторов опасности по всей изучаемой территории в 98 300 км² с целью облегчения определения приоритетов для снижения рисков. Некоторые области расположены далеко от целевых населенных пунктов проекта PAMIR, проезд туда может быть затруднён, и влияние опасностей может распространяться далеко от источника. Тем не менее, в качестве дополнительной услуги, рассмотрены все 528 населенных пунктов, определённых в зоне исследования. Карты опасностей и рисков собраны в

Приложении 8. В Приложении 6 подробно описывается методология, а в Приложении 2 и Приложении 3 даётся дополнительная информация.

3. Более подробно изучить опасные ситуации вблизи целевых населенных пунктов и предложить рекомендации по смягчению опасных воздействий. Данный вопрос подробно рассматривается в Приложении 1, а в Приложении 7 – в более широком контексте.

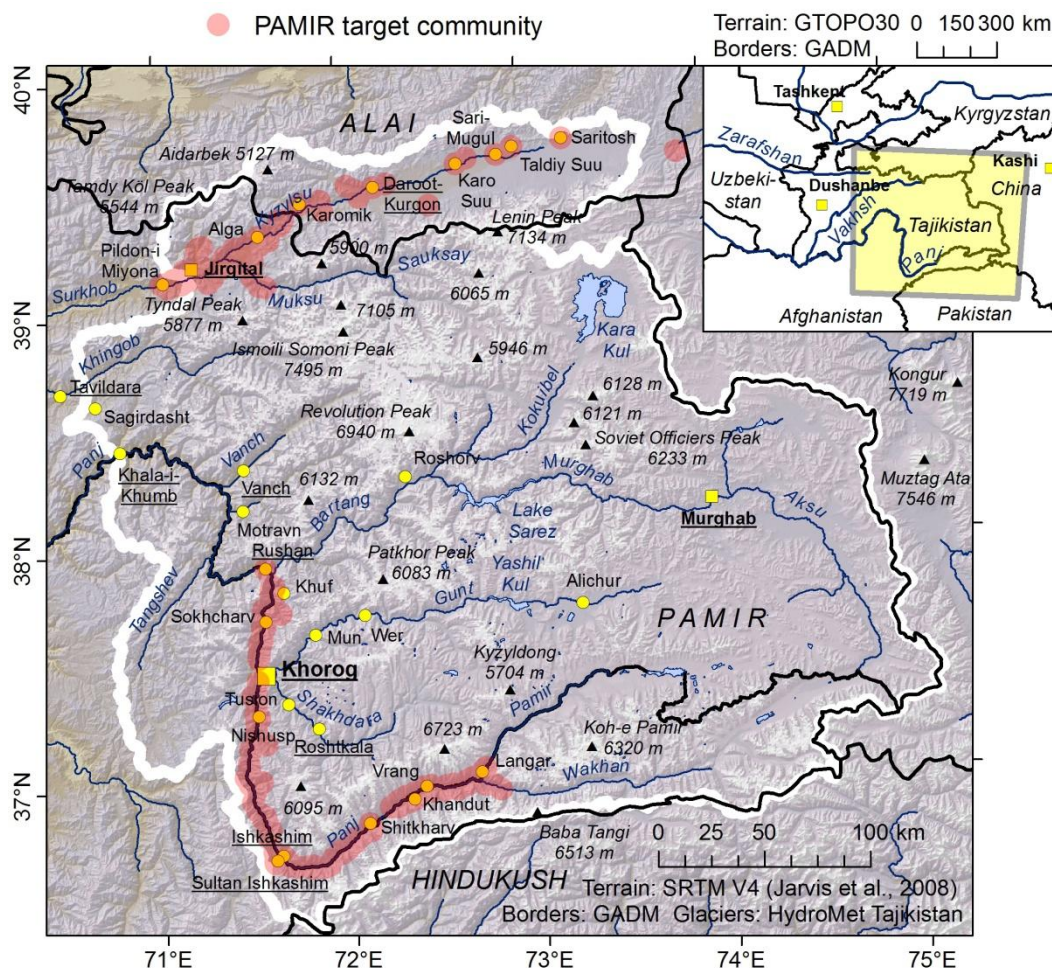


Рис. 1 Область исследования с указанием целевых населенных пунктов проекта PAMIR.

2 Изменения экологии в высокогорных областях

Помимо анализа доступной литературы, было проведено динамическое удалённое зондирование ледников и ледниковых озёр, а также полевое и вертолётное обследование. Дополнительно были составлены карты текущего и будущего распространения вечной мерзлоты, посредством адаптации эмпирической модели, разработанной в Швейцарии. Объём, методы и результаты этих исследований приведены и обсуждены в Приложении 4 и Приложении 5.

Обилие потенциальных зон вечной мерзлоты в ГБАО – особенно в горах Восточного Памира – может потенциально привести к их резкому сокращению в абсолютных величинах, примерно 20 000 км², в случае повышения

температуры на 4°C (реалистичный сценарий до 2100 г.). Тем не менее, эта цифра соответствует всего 40% потенциальной зоны вечной мерзлоты в ГБАО. Таяние вечной мерзлоты на крутых каменных или обломочных склонах может увеличить уязвимость перед соответствующими процессами перемещения масс, такими как каменно-ледяные лавины или перигляциальные обломочные потоки (см. [Приложение 4](#) и [Приложение 6](#)).

Наблюдаемое отступление ледников привело к формированию множества новых ледниковых озёр. Остальные озёра в данной области либо расположены в старом ледниковом рельефе (эрозионные озёра) или запружены каменно обломочными плотинами (например, оз. Сарез). Всего известны 1642 озера, из них 652 ледниковых. 73% всех озёр находятся на высоте более 4000 м над уровнем моря. Число ледниковых озёр, образующихся при отступлении языков ледника по плоской или умеренно наклонной поверхности, значительно увеличилось, даже если учитывать краткосрочные колебания. Результаты анализа также показывают, что за время наблюдений рост ледниковых озёр переместился с юго-западного Памира в его центральную и северную часть. Эта тенденция скорее всего связана с таянием более высоких областей Центрального и Северного Памира. Озёра других типов в целом не менялись в размерах (см. [Приложение 5](#)). Динамика ледниковых и неледниковых озёр в сочетании с отступлением ледников и вечной мерзлоты значительно влияет на риск внезапного прорыва и последующего наводнения (см. [Приложение 2](#), [Приложение 3](#) и [Приложение 6](#)).

3 Региональные модели опасностей и рисков

3.1 Методология

Модель, опирающаяся на экспертные знания и эмпирические заключения, использовалась для проработки опасностей и рисков в отношении четырёх типов горных процессов:

1. Обрушение пород – здесь этот термин понимается в широком смысле, включая также камнепады, каменные и каменно-ледниковые лавины.
2. Ледниковые лавины
3. Перигляциальные обломочные потоки
4. Прорывы ледниковых озёр

Взаимодействие процессов учитывается, насколько это возможно. Структура модели, которая подходит только для регионального масштаба, но не для детальных исследований, подробно описана в [Приложении 6](#). Она позволила создать карты опасностей и рисков для всей зоны исследования, территорией в 98 300 км². Карты по всем четырём типам процессов представлены в [Приложении 8](#). Помимо контурного обозначения зон или объектов возможных источников (уязвимости и опасности) и контурного обозначения возможных зон

воздействия (влияния опасностей), каждому из 528 сообществ был присвоен индикатор риска, основанный на влиянии опасности и использовании земли (см. [Приложение 6](#) и [Приложение 8](#)).

3.2 Результаты

Результаты моделирования показывают, что общая площадь уязвимости перед перигляциальными обломочными потоками (ПП) намного больше, чем для других типов опасности: 9,9% от общей зоны исследования отмечены как возможные источники ПП. 42,7% от этой области отмечены максимальными оценками уязвимости – от 4 до 6. Данная картина показывает, с одной стороны, распространённость опасных областей, а с другой стороны, ограниченность средств для более точной разметки. И наоборот, зоны уязвимости перед ледниковыми лавинами (ЛЛ) и прорывом озёр (ПО) гораздо более ограничены. 1,6% от общей зоны исследования отмечены как подверженные ЛЛ; 64,5% от этой области присвоены оценки 4-6. 70,9% от всех озёр присвоены оценки уязвимости более 0; 50% из них присвоены оценки от 4 до 6. Уязвимость к обрушению пород (ОП) показывает средние результаты в плане общей территории, признанной уязвимой (4,7% от общей области исследования). 16,2% этой области – гораздо меньший процент по сравнению с другими типами процессов – присвоена оценка уязвимости 4–6. Причина этого феномена – ограниченная область, занятая очень крутыми склонами.

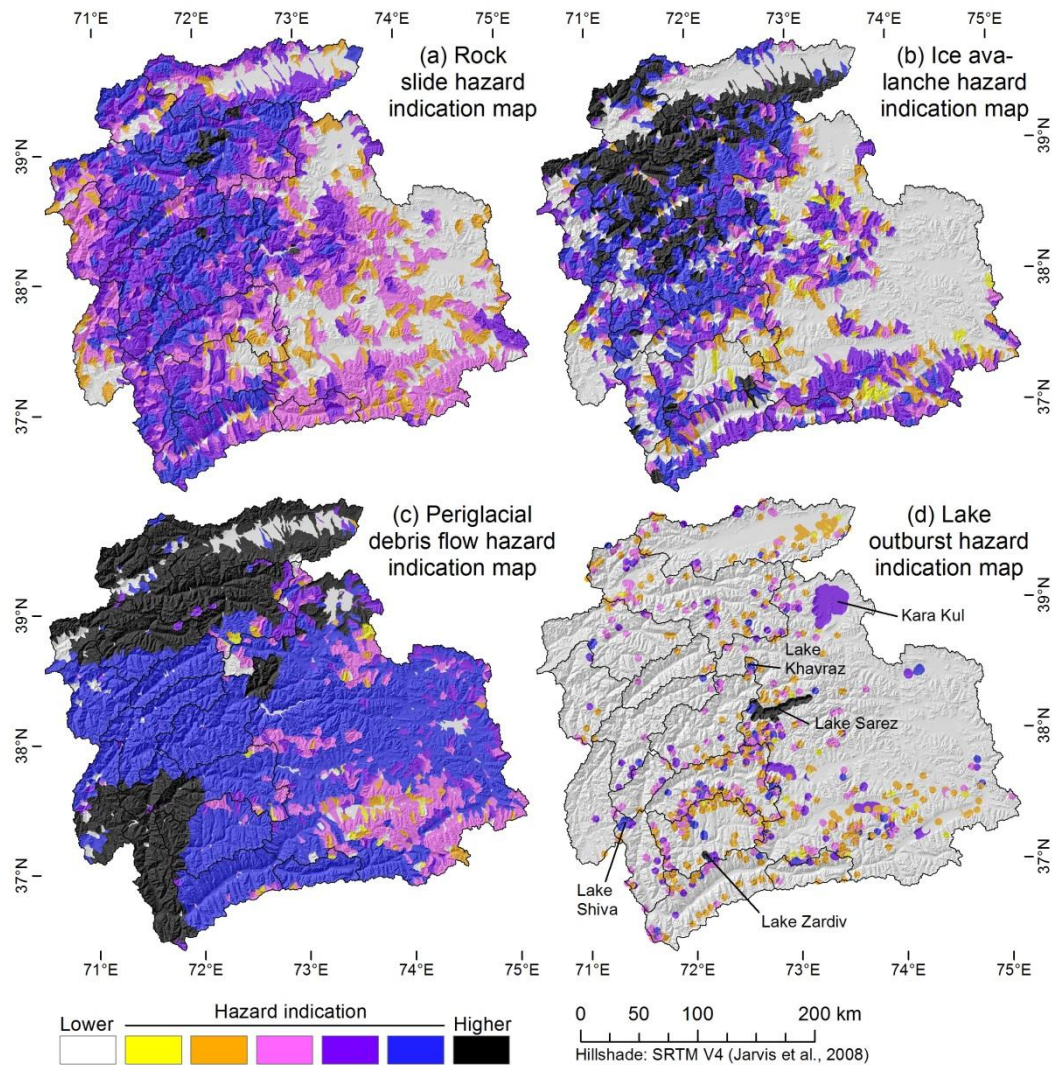


Рис. 2 Распределение индикаторов опасности (а) обрушения пород, (б) ледниковых лавин, (с) перигляциальных обломочных потоков и (д) прорыва озёр по всей зоне исследования. Показана максимальная оценка для каждого бассейна.

Распределение растровых ячеек или озёр, идентифицированных как уязвимые, по одному из шести классов оценки опасности, зависит от уязвимости и возможного масштаба процесса. 38,1% ОП и 68,4% ЛЛ присвоена оценка опасности от 4 до 6. Относительно небольшому количеству озёр (23,9%) присвоена оценка опасности ПО от 4 до 6. Это явление объясняется большим количеством маленьких, но крайне уязвимых озёр.

На Рис. 2 показана оценка опасности по каждому типу процесса, с разбивкой до уровня мельчайших бассейнов. Для каждого бассейна показана максимальная оценка по всем растровым ячейкам, кроме опасности ПО, где проиллюстрирована оценка, присвоенная каждому озеру.

Как и ожидалось, опасность ОП (см. Рис. 2а) наиболее высока в местах с особенно крутым рельефом в северной и центральной части Памира. По всей области исследования разбросаны более локализованные зоны высокой опасности. Опасность ЛЛ (см. Рис. 2б) высока в большинстве покрытых льдом

зон, особенно в отдельных районах на севере Памира, где много крупных ледников. В рамках этих зон трудно разграничить опасные области по разным бассейнам.

Угроза ПП плохо различима в масштабе бассейна: крутые склоны возле границы вечной мерзлоты присутствуют практически повсеместно в зоне исследования, кроме высокогорной и сравнительно плоской юго-восточной части. Поэтому наиболее заметна в регионе уязвимость перед сейсмической деятельностью. Картина, отмеченная на Рис. 2с является последствием ограниченной входной информации, которую можно было бы обоснованно применить в региональном масштабе. Подробности по отдельным озёрам более подробно обсуждаются в Приложении 6. Однако, сравнительно высокая оценка опасности оз. Кара Куль – где при ближайшем рассмотрении вероятность прорыва незначительна – указывает, что используемый подход переоценивает опасность для крупных озёр.

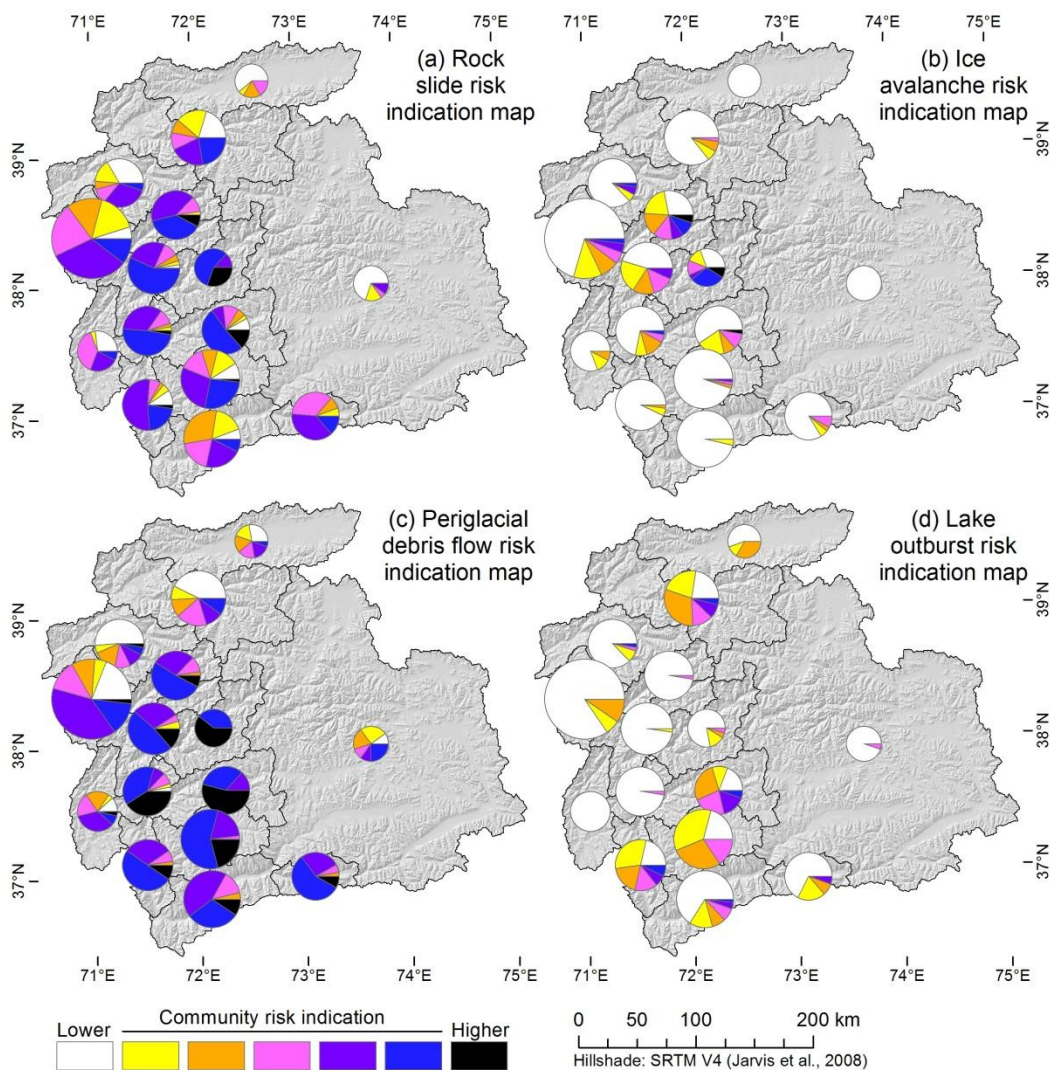


Рис. 3 Карта оценки рисков для населенных пунктов, обобщённая по 15 регионам. По каждому региону круговая диаграмма иллюстрирует сравнительное преобладание различных оценок риска для населенных пунктов. Размер каждой диаграммы пропорционален количеству представленных населенных пунктов.

Распределение риска для населенных пунктов населенных пунктов по зоне исследования отражает структуры, отмеченные на Рис. 2, с одной стороны, и распределение населенных пунктов, подверженных риску, с другой. Рис. 3 показывает относительную частоту классов оценки риска для населенных пунктов по 15 районам в рамках области исследования, каждый из которых представляет бассейн или часть бассейна. Восточный Памир считается единым регионом, в связи с малым количеством сообществ. Кроме самой западной части области исследования, восточного Памира и Кыргызской части (Чон-Алайская долина) на севере, во всех районах преобладают населенных пунктов с высоким риском обрушения пород; максимальные оценки отмечены в кишлаках Бартангской и середины Пянджской долины, а также в Гунтской долине (см. Рис. 3а). Наиболее высокий риск ледниковых лавин идентифицирован в Ванчской и Бартангской долинах, которые глубоко врезаются в покрытые льдом горные хребты (см. Рис. 3б). В других районах этот тип риска играет меньшую роль. Также риск перигляциальных обломочных потоков наиболее высок в глубоких ущельях западного Памира и снижается к северу, где меньше вечной мерзлоты (см. Рис. 3с). Однако, модель предсказывает значительный риск ПП для большинства населенных пунктов по всей области исследования. С риском прорыва озёр дела обстоят иначе; он значителен в основном на юго-западе и местами на севере Памира (см. Рис. 3д). Ни одному из кишлаков не была присвоена максимальная оценка риска ПО $CR_{jo} = 6$. В Таблице 1 приведена относительная частота населенных пунктов по классам риска, по всем четырём типам опасности.

Таблица 1 Процент населенных пунктов населенных пунктов, получивших соответствующую оценку риска. ОП = обрушение пород, ЛЛ = ледниковые лавины, ПП = перигляциальные обломочные потоки, ПО = прорыв озёр.

Тип процесса	Оценка риска для населенных пунктов						
	0	1	2	3	4	5	6
ОП	12,1%	9,7%	8,6%	15,3%	27,5%	23,9%	2,9%
ЛЛ	75,2%	8,9%	5,7%	4,8%	2,2%	2,4%	0,8%
ПП	11,5%	3,7%	6,1%	9,2%	24,4%	31,4%	13,9%
ПО	65,6%	12,3%	11,6%	6,2%	2,9%	1,4%	0,0%

3.3 Объём и ограничения результатов анализа опасностей и рисков на региональном уровне

Цель исследования на региональном уровне, представленного выше, -- обеспечить воспроизводимую основу для определения приоритетов зон и населенных пунктов, требующих мер по повышению осведомлённости и

подготовленности на уровне населенных пунктов. Соответственно, карты, показанные на [Рис. 2](#) и [Рис. 3](#), а также приведённые в [Приложении 8](#), не могут служить основой для более долгосрочных мер или рассматриваться как конкретные карты опасностей и рисков, а скорее являются картами, указывающими общие опасности и риски. Поэтому оценкам опасности и риска не присваиваются определённые названия, такие как *Умеренная опасность*, *Крайне высокий риск* и т.д., а вместо этого рекомендуется их рассматривать в относительном контексте. Кроме того, интерпретация результатов моделирования на основе растровых ячеек подходит для научного обсуждения, но не для разработки мер по смягчению риска. Тут больше годится масштаб населенных пунктов, бассейнов или даже районов. Интерпретация результатов моделирования должна проводиться с учётом характеристик схем оценки, а также ограничений вводных данных и использованной методологии (см. подробности в [Приложении 6](#)).

В связи с характером модели, не все области или кишлаки с высокими оценками опасности или риска могут быть подвержены опасности или риску, так как модель включает не все ключевые факторы. Следовательно, карты в [Приложении 8](#) дают представление о том, что может случиться с учётом сделанных предположений, но не о том, что произойдёт. С другой стороны, области с низкой оценкой также могут быть задеты опасными процессами, в связи с недостатками модели. Такие процессы, как не перигляциальные осколочные потоки, обычные наводнения или оползни/обрушения пород, начинающиеся на склонах менее 45°, не рассматривались. Далее, модель не подходит для движения наводнений не прорывного характера из крупных озёр, поэтому влияние опасности и риск для населенных пунктов, связанный с такими озёрами, может быть недооценен (например, оз. Сарез или Риваккуль). Кроме того, некоторые взаимодействия между процессами не входят в задачу текущего исследования, например, подпруживание рек в результате обрушения пород и последующий прорыв. То же относится и к вымыванию пород, моделирование которого остаётся сложным, особенно в рамках данного исследования. И наконец, используемый подход не позволяет провести анализ уязвимости, опасности, влияния опасности и оценку риска, связанных с каждым типом процесса (см. [Приложение 6](#)).

4 Практические ситуации

По результатам предварительного анализа и вертолётного облёта, были выделены десять областей для подробного изучения командами, состоящими обычно из четырёх специалистов. Места и названия этих областей представлены на [Рис. 1](#), [Приложение 1](#). Полевые исследования, в свою очередь, указали на следующие шесть мест, заслуживающих подробной презентации (разделы [Приложения 1](#) в скобках): Тусиён ([Раздел 3](#)), оз. Шива

([Раздел 4](#)), Гарм-Чашма ([Раздел 5](#)), Дашт-Сулаймон ([Раздел 6](#)), Шидз ([Раздел 7](#)) и Каромик ([Раздел 8](#)). Эти объекты хорошо показывают тип встречающихся опасностей. Четыре объекта демонстрируют определённый уровень опасности для транспорта или населенных пунктов в настоящий момент. Оставшиеся два, а именно Шидз и Дашт-Сулаймон, были изучены на предмет исторических событий, наблюдавшихся здесь, а также возможности узнать о факторах, ответственных за эти события, которые безусловно в силе сейчас, не меньше чем в прошлом.

В целом, определены три основных причины текущих или потенциальных проблем (в скобках разделы [Приложения 1](#)):

1. Тектонические силы, рассмотренные во вступлении к [Приложению 1](#), которые создают экстремальный рельеф с крутыми склонами и глубокими руслами рек, а также интенсивное растрескивание скальных пород и землетрясения. Также важно учитывать определённые геологические породы, например, сланцы, которые легко разрушаются осадками или перепадами температур и могут падать вниз по склону. Взаимодействие этих факторов также хорошо иллюстрируется такими объектами, как Каромык (склоны от пологих до покатых, состоящие из раздробленных сланцев; [Раздел 8](#)) и Дашт-Сулаймон (крупная каменная лавина в доисторические времена, начавшаяся в сланцах, разрушенных холодом; [Раздел 6](#)).
2. Отступление ледников в поздне-ледниковый период и последующая адаптация недавно покрытого льдом ландшафта к условиям голоцена, которая местами не была завершена. Крупные скопления ледниковых и краевых отложений, а также разрушенных морозом элювиальных пород, которые не были погребены подо льдом, и оползни на склонах, освободившихся от давления льда и вечной мерзлоты, играют здесь главную роль, как показывает пример Тусиёна ([Раздел 3](#)). В случае озера Шива ([Раздел 4](#)), несмотря на завершение послеледниковых процессов на данный момент, комбинированное моренно-оползневое тело, подпруживающее озеро, подвержено ретроградной эрозии, что может вызвать озабоченность в будущем. Древнее перекрытие р. Пяндж у населенного пункта Шидз ([Раздел 7](#)), как выяснилось, имеет полностью ледниковое, а не оползневое, происхождение и хорошо иллюстрирует проблему расхождений, с которыми сталкиваются исследователи, пытающиеся классифицировать события исходя из ограниченной информации (без проверки на месте).
3. Отступление ледников, усиленное хорошо известным потеплением во времена голоцена. Самой сложной проблемой в этом плане было прогнозировать поведение ледниковых озёр, запруженных глинистыми или перигляциальными отложениями, которые до сих пор содержат

прослойки мёртвого льда, часто скрытые под этими отложениями и не видимые невооружённым глазом. Хотя и возможно определить присутствие мёртвого льда исходя из геофизических данных, не существует теоретически действенной модели, описывающей поведение таких ледово-каменных масс. В качестве полевого примера мы описываем ледниковое озеро в верховьях р. Гарм-Чашма ([Раздел 5](#)).

Как станет ясно из презентации в [Приложении 1](#), во всех описанных случаях прямые конструктивные меры для устранения угрозы, и следственно риска, не доступны. Возможные варианты: (а) избежание риска, т.е. перенос дороги или запрет строительства в определённых местах, и (б) понимание механизма, влияющего на выявленный или подозреваемый опасный объект, и мониторинг (инструментальный или визуальный) на предмет изменений, которые могут означать возрастание уровня опасности объекта.

5 Заключение и рекомендации

Решение о подходящих стратегиях смягчения риска должно основываться на следующих трёх утверждениях:

1. Область исследования велика, и многие зоны подвержены риску высокогорных опасных процессов. Хотя в рамках проекта было возможно отличить области, более подверженные одной угрозе/рisku, чем другим (см. [Приложение 6](#) и [Приложение 8](#)), имеющиеся данные не позволяют предсказать, где и когда произойдут опасные геологические процессы, и какие районы/населенные пункты они заденут.
2. Не было выявлено крайне опасных ситуаций, требующих немедленных радикальных мер – эвакуации или переселения. Однако эта ситуация может измениться, и следует регулярно проводить мониторинг потенциально опасных ситуаций.
3. В связи с ограниченными ресурсами в зоне исследования и высокой интенсивностью обсуждаемых процессов, технические меры по снижению опасности могут быть реализованы только для конкретных случаев. Вместо этого необходимо разработать эффективные стратегии смягчения риска, направленные на повышение защищённости и снижение уязвимости.

Поэтому рекомендуется сочетание широкомасштабных стратегий снижения опасности, ориентированных на следующие три пункта:

1. Улучшение осведомлённости населения посредством целевых семинаров. Далее, следует уделять внимание повышению

- осведомлённости о геологических угрозах в рамках школьной программы.
2. Улучшение подготовленности сообществ. Сюда входит способность правильно интерпретировать предупреждающие сигналы и знания о том, как правильно реагировать (например, идентификация безопасных зон). Самым важным инструментом здесь считаются семинары и школьная учебная программа.
 3. Установка простых и лёгких в обслуживании систем экстренного оповещения на выбранных объектах.
 4. Дальнейшее укрепление организационных структур позволит адекватно реагировать на чрезвычайные ситуации (см. примеры в [Приложении 7](#), касающиеся озёр, сформировавшихся в результате крупных оползней).

Эта деятельность должна быть в первую очередь направлена на населенные пункты с наиболее высокими оценками риска (см. [Приложение 8](#)). Также настоятельно рекомендуется начать и продолжать деятельность по улучшению знаний о высокогорной окружающей среде и её изменениях (см. [Приложение 4](#) и [Приложение 5](#)), например:

1. Надлежащее обслуживание существующих и установка дополнительных метеорологических станций.
2. Регулярный мониторинг изменений ледников, формирования высокогорных озёр и вечной мерзлоты.
3. Систематическое изучение известных или подозреваемых источников риска, чтобы понять лежащие в их основе природные механизмы и человеческие факторы (национальные учреждения, способные это сделать, существуют), а также регулярное визуальное или инструментальное исследование, чтобы выявлять изменения к худшему (может меняться не только человеческий фактор, но и природные механизмы).

Вся эта деятельность должна выполняться совместно, с частичной передачей ответственности сообществам, подверженным риску. Для этого мы рекомендуем подготовить подробную брошюру по распознаванию и мониторингу потенциально опасных ситуаций, интерпретации предупреждающих сигналов, подготовке к опасным событиям и реагированию на них. Данная брошюра должна распространяться в населенных пунктах особенно в школах.

Приложение 1

1 Выбор практических ситуаций

По результатам предварительного анализа и вертолётного облёта, были отобраны несколько областей для полевого изучения командами, состоящими обычно из четырёх человек. Выбранные области, отмеченные жёлтыми точками на Рис. 1, были изучены более или менее подробно, в зависимости от наличия времени, доступности места и имеющихся в распоряжении методов.

Не все объекты дали достаточно значимую информацию для подробной презентации здесь, но те, что дали, представлены в следующих главах: Эти объекты: Тусийён (Глава A1.1), оз. Шива (A1.2), Гарм-Чашма (A1.3), Дашт-Сулаймон (A1.4), Шидз (A1.5) и Каромык (A1.6).

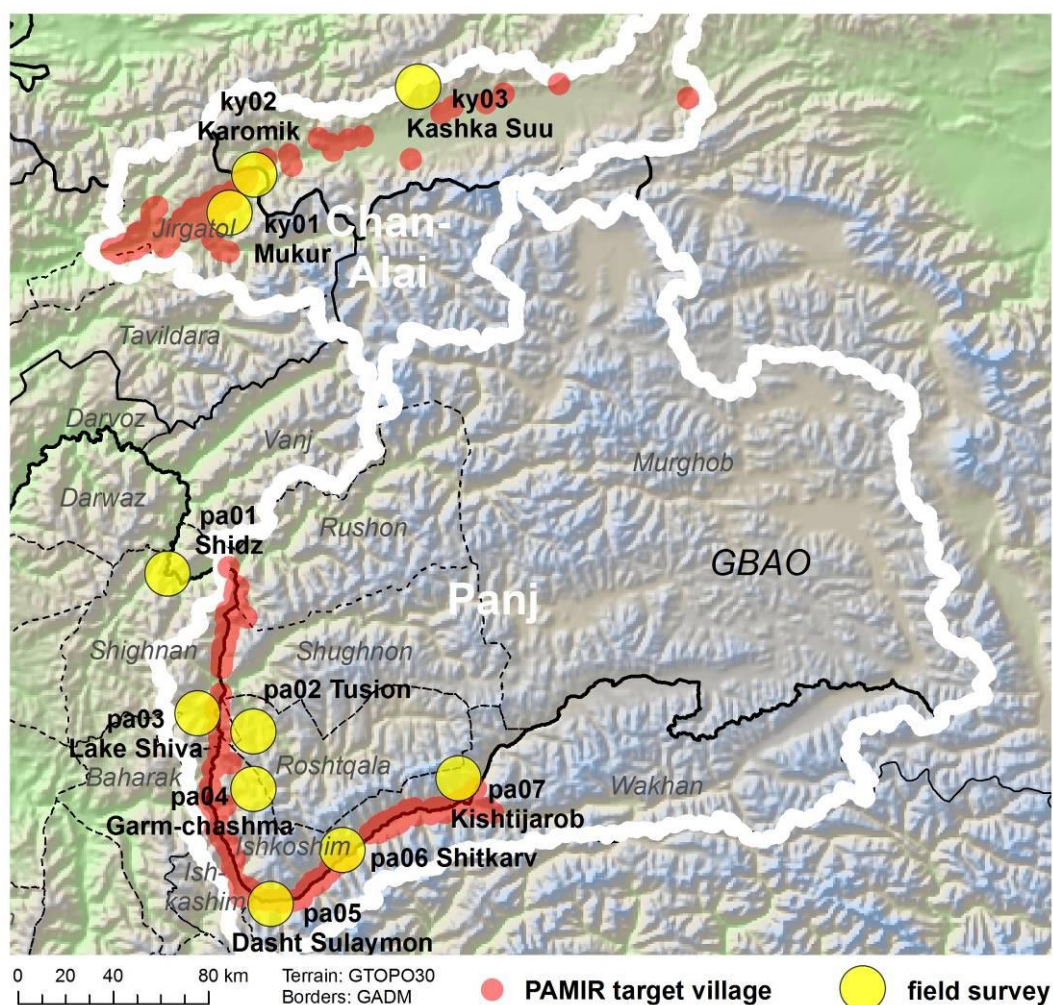


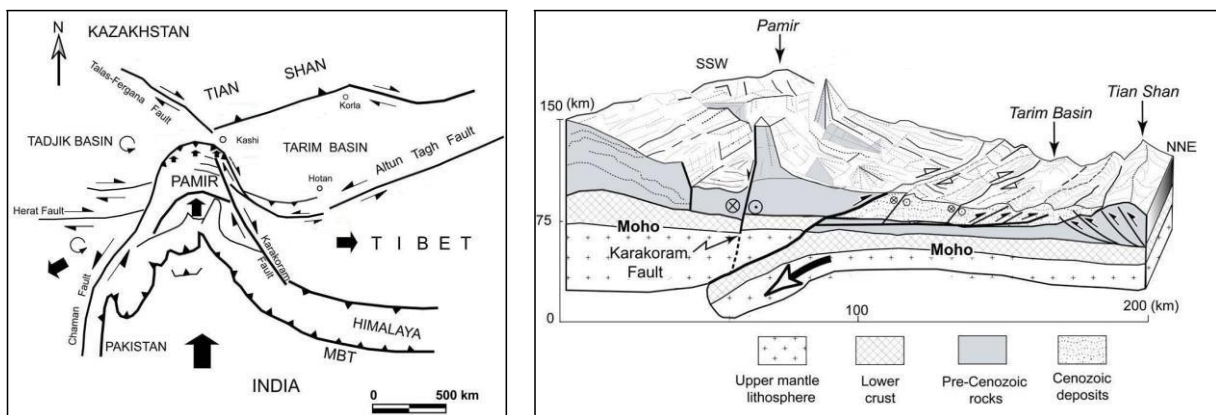
Рис. 1: Области исследования, подробно изученные в полевых условиях.

2 Геология региона

Памир обязан своим нынешним существованием высокогорному хребту на стыке Индийского субконтинента с Евразийской плитой и последующим подъёмом, начавшимся примерно 50 миллионов лет назад. Однако по мере столкновения фрагментов континента с Сибирской платформой и других эпизодов, изначально сформировались несколько тектонических зон и горных систем (Тянь-Шань, Алтай, Кунлун-Шань), включая Памир, и только Гималаи можно считать непосредственным результатом последнего столкновения тектонических плит.

С конца Мелового периода, примерно 65 млн. лет назад, слияние Индийской и Евразийской плиты привело к направленному на север опусканию океана Тетис, который ранее разделял два континента, до тех пор, пока континенты не столкнулись. Гигантские «каменные плиты», наложившись друг на друга, приобрели сложную внутреннюю структуру. В процессе этого движения земная кора утолщалась, её нижние слои подверглись метаморфизму от средней до высокой степени (гнейс, сланцы, кварцит, мрамор), а также вкраплениям гранитовой и базальтовой магмы (гранит, диорит, габбро). Наконец, утолщённая кора подверглась изостатическому подъёму, а её верхние части (выше уровня моря) подверглись эрозии, создавая высокогорную топографию, наблюдаемую сегодня.

В случае Памира эта экстремальная топография во многом обязана вращению Индии по против часовой стрелки при столкновении, в результате чего северо-западная часть Индийской плиты вгрызалась в основание Таримского и Таджикского тектонического бассейна, приводя даже к направленному на юг опусканию северной границы области сжатия. [Рис. 2](#) и [A3](#) иллюстрируют крупномасштабную тектоническую ситуацию; дальнейшие подробности можно найти у [Хайна \(1994\)](#) и [Сирла \(2008\)](#).



[Рис. 2](#) (слева): Тектонический состав Памира.

[Рис. 3](#) (справа): Структурная тектоническая интерпретация севера Памира.

Последние данные GPS показывают, что Индийская и Евразийская плиты движутся навстречу друг другу со скоростью 5-7 см в год. В таджикской части Тянь-Шаня за аналогичный период наблюдалось сокращение даже до 20 мм (Сирл, 2008). Уровень подъёма превышает скорость эрозии, что приводит к чистому подъёму в 2,5-3,0 мм в год. Очевидно, процессы столкновения, утолщения коры, подъёма и увеличения топографической крутизны до сих пор продолжаются, что объясняет нестабильность склонов, преобладающую, а во многих местах и видимую, по всей исследованной области.

Также Памир и Гиндукуш являются регионами глубинной сейсмической активности (60-300 км, согласно Кондорской и Шебалину, 1977). Таджикский бассейн на западе и Таримский бассейн на востоке сравнительно сейсмически неактивны, но тем не менее являются проводниками давления. Памирская зона опускания на севере (прилегающая к северному Памиру, на границе с Таджикской впадиной), наклоняется к югу, вызывая землетрясения на глубине около 180 км. Гиндукушская зона на юге (вокруг южного Памира и Гиндукуша) наклоняется к северу, вызывая землетрясения на глубинах до 250 км и глубже, что делает её самой глубокой континентальной сейсмической зоной (Сирл, 2008). Обе плиты предположительно смыкаются на глубине, так что в целом получается клин земной коры, направленный остриём вниз и поднимающийся вверх в результате давления с обеих сторон (север и юг).

Горный Памир можно разделить на шесть тектонических зон (в основном согласно Руженцева и Швольмана, 1982), которые отличаются от общепринятых географических зон (ср. с Рис. 4):

I	Дарваз/Транс-Алай (внеш.)	IV	Рушанская зона
II	Северный Памир	V	Юго-Восточный Памир
III	Центральный Памир	VI	Юго-Западный Памир

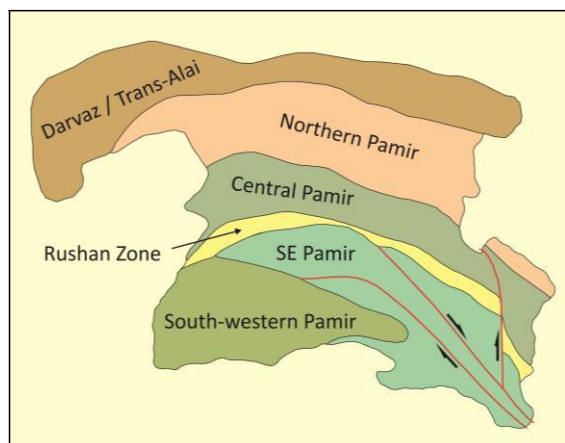


Рис. 4 (слева): Геотектоническое зонирование Таджикского горного Памира.

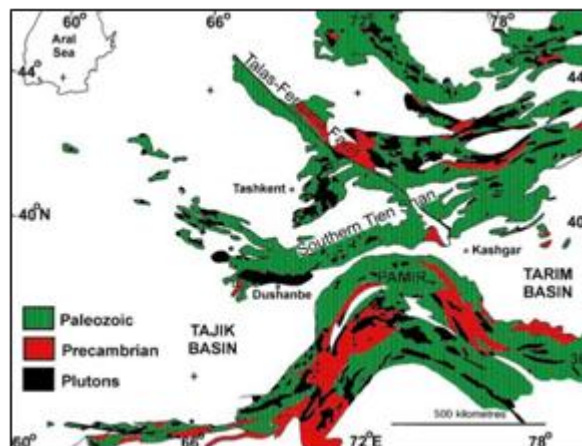


Рис. 5 (справа): Распределение палеозойских, докембрийских и магматических пород.

Подробности о различных тектонических зонах приводит, например, Хайн (1994). Большинство объектов, выбранных для полевого исследования, находятся на юго-западном Памире; два последних (Шидз и Каромык) находятся в центральной и северной части Памира соответственно. Различия невелики и по большей части не относятся к данному исследованию. Обращает на себя внимание преобладание докембрийских кристаллических пород фундамента, палеозойских первичных осадочных пород на разных стадиях метаморфизма и магматических пород, окружённых контактно-метаморфическими поясами. Это иллюстрирует Рис. 5 (адаптировано от Брукфилда, 2000).

Докембрийский комплекс земного ядра датируется архейской эрой, 2700–2400 млн. лет назад (Карапетов, 1975). Гнейс, сланец, а также амфиболит, кварцит и т.д. находятся в состоянии высокого метаморфоза (вплоть до гранулитовых фаций) и частично мигматизированные (начало плавления). Протерозойская последовательность, состоящая в основном из парагнейса, амфиболитовых сланцев и кварцита находится сверху, степень метаморфизма падает по мере движения снизу вверх. Структурно этот комплекс характеризуется гранитно-гнейсовым сводообразованием (с поздними вкраплениями и ещё более поздним метаморфизмом) и меридиональными складками (латеральным сжатием). Мезозойские и кайнозойские гранитоидные магматические породы широко распространены, самые старые датируются миоценом (20-15 млн. лет назад).

Комплекс ядра трансгрессивно покрыт верхними палеозойскими осадочными породами (Славин, 1976), также местами находятся мезозойские породы, но единственные неметаморфированные осадочные породы, которые надо принимать во внимание в текущем контексте, это четвертичная (ледниковая) глина и голоценовые отложения на склонах (включая каменный глетчер и рыхлые массы). Они описаны более подробно в следующих главах.

3 Тусиён

3.1 Общая информация

Кишлак Тусиён расположен на западной стороне долины Шарфдара, чуть выше её слияния с долиной Шахдара. Шахдара -- главная река района Рошткала в ГБАО, а Шарфдара -- её левый приток. Устье притока круто спускается в основную долину с разницей высот 100-150 м, поэтому слияние происходит в виде висячей ледниковой долины. (Единственная подъездная дорога к кишлаку Тусиён поднимается серпантином по этой топографической ступеньке). Источники воды, питающие Шарфдару -- ледники и ледниковые озёра далеко в верховьях её бассейна. Удалённым обследованием выявлены четыре ледниковых озера. Средний уклон профиля реки между этими озёрами и устьем Шарфдары -- 4-5° (Шнайдер и другие., 2004).

Кишлак Тусиён состоит из пяти частей (Делох, Лахшик, Лангар, Намадрош и Шош), расположенных на высоте от 2500 до 2800 м над уровнем моря. Три из пяти частей подвержены оползням, а именно Делох, Шош и Лахшик. Рис. 6 иллюстрирует этот ландшафт.

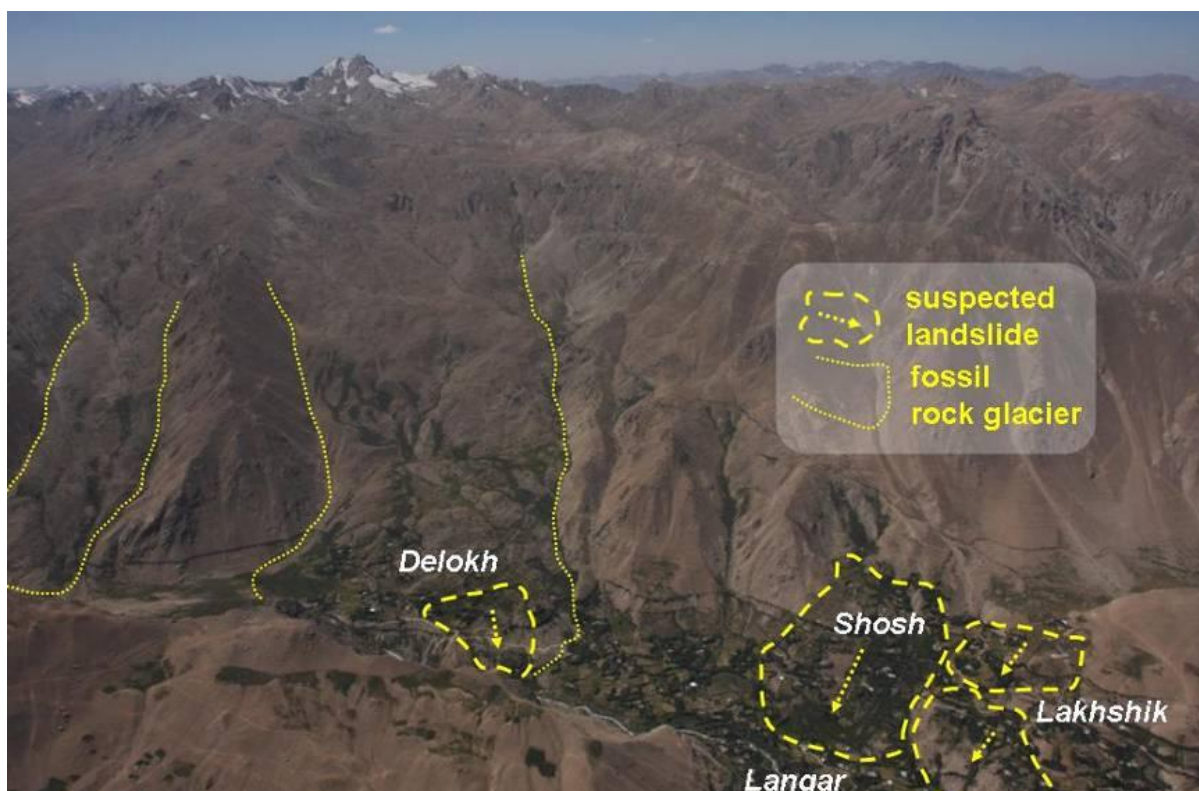


Рис. 6: Вид кишлака Тусиён с вертолётa, включая расположение ледниковых каменных глетчеров и потенциальных оползней, исходя из первичных результатов вертолётного обследования.

3.2 Геологическое положение

Геологические краты показывают, что долина Шарфдара залегает в интрузивном комплексе позднего юрского -- мелового периода, называемым Памирско-Шугнанским комплексом. Здесь доминируют гранитные породы (С-гранит, содержащий два вида слюды обыкновенной, биотит, а также мусковиты, и лейкогранит). магматические породы пересекаются аплитовыми и пегматитовыми жилами. В верхнем течении Шарфдары породы изначально осадочные, подвергнутые метаморфозу в зеленосланцевые фации. Преобладают парагнейс, кальцитовые и доломитовые сланцы. Два подробных участка имеющих геологических карт показаны на Рис. 7 и 8 ниже.

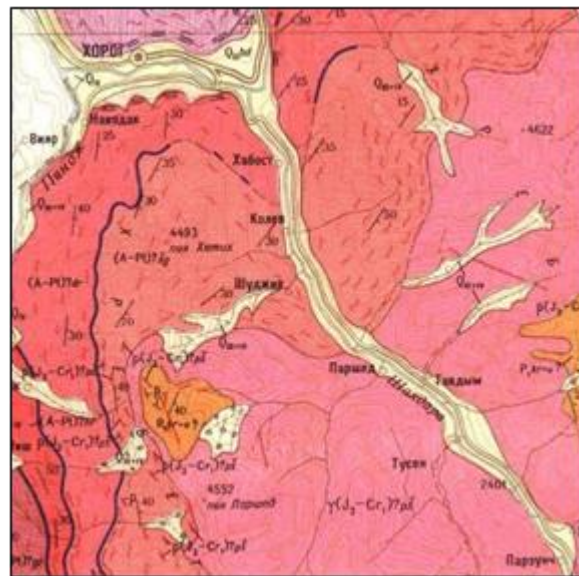
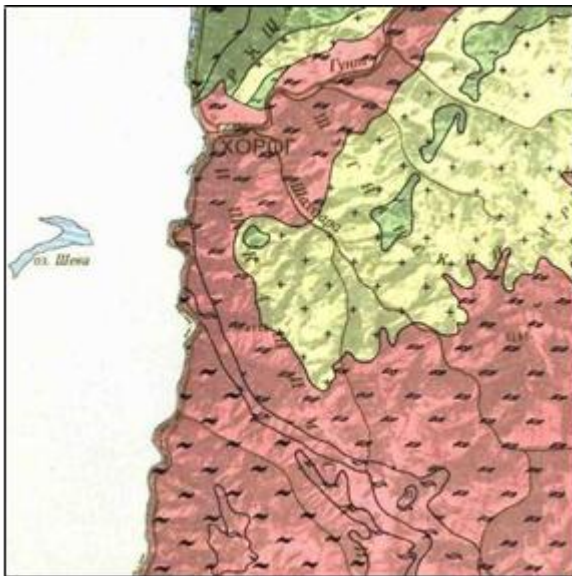


Рис. 7 (слева): Геологическая карта региона к юго-востоку от Хорога, с Тусиёном в центре, показывающая гранитный комплекс ядра (++) и метаморфические покрывающие зеленосланцевые фации (~~).

Рис. 8 (справа): Геологическая карта региона нижнего течения Шахдары (Тусиён в правом нижнем углу), гранитные магматические образования юрского - раннего мелового периода отмечены розовым цветом ($\gamma(J_3-Cr_1)$).

Отложения четвертичного периода относятся к верхнему плейстоцену-голоцену. На Рис. 9 предполагаемое распространение ледовых покровов среднего и позднего четвертичного периода отмечено соответственно зелёными и фиолетовыми линиями. Очевидно, что оледенение среднего четвертичного периода считалось более обширным, чем позднего четвертичного периода; однако, обе зоны ограничивались топографическими впадинами, по сути просто заполняли долины. Странно, но в основной части долины Шахдара имеющиеся геологические карты четвертичного периода показывают отсутствие оледенения. Вероятно, более реалистичен сценарий, приведённый ниже (Рис. 13).

Области, отмеченные красным на Рис. 9, указывают на мягкие породы позднего плейстоцена и голоцена, которые, исходя из нашего полевого исследования, считаются элювием, разрушенным морозом или иным образом

декомпозированным, осадочными породами на границе ледников позднего ледникового периода и каменных ледников, часто перенесённых и перемешанных ввиду обрушения склонов и оползней (в русской терминологии - элювиальные, дилювиальные и коллювиальные породы). Крупные тектонические разломы, один из которых, как предполагается, проходит через Тусиён (ср. Рис. 10), подтвердить не удалось, из-за обширного покрытия четвертичными и элювиальными осадочными породами.

Поскольку большинство материалов на склонах находятся в сыпучем и рыхлом состоянии, оползни -- не только вероятное, но и часто случающееся событие. Распределение известных гравитационных движения склонов проиллюстрировано на Рис. 11. В нижней части долины Шарфдара интересны две области: Большой оползень в Делохе и ещё один, сложного происхождения, в области Шоша и Лакшика, который следует разделить на две или три отдельных оползневых массы, как уже указывалось на Рис. 6.

Ещё одна возможная опасность -- селевые потоки, но они в Шарфдаре сравнительно редки и случаются только после быстрого таяния снега в верховьях реки, в основном с мая по июль (ср. Рис. 12). Вода, которая не покидает бассейн со стоком реки, сохраняется либо в виде льда высоко в горах, либо в разрозненных подземных полостях с водой. Повышающийся уровень подземных вод под склонами может быть фактором, периодически ослабляющим связь между покрытием из мягких пород, особенно там, где задействованы мелкозернистые ледниковые отложения, таким образом усиливая движение пород. В связи с отсутствием долгосрочных данных о смещении склонов, оказалось невозможно проверить эту идею в текущем контексте.



Рис. 9 (слева): Текущие ледниковые (голубой цвет) и четвертичные отложения вокруг Тусиёна, верхний плейстоцен (светло-серый, gIII) и верхний плейстоцен, переходящий в голоцен (красно-коричневый, cIII+IV).

Рис. 10 (справа): Инженерно-геологическая карта, показывающая обломочные и элювиальные породы (зелёный и коричневый цвет) в кристаллических породах (красный цвет); красные линии означают крупные разломы.

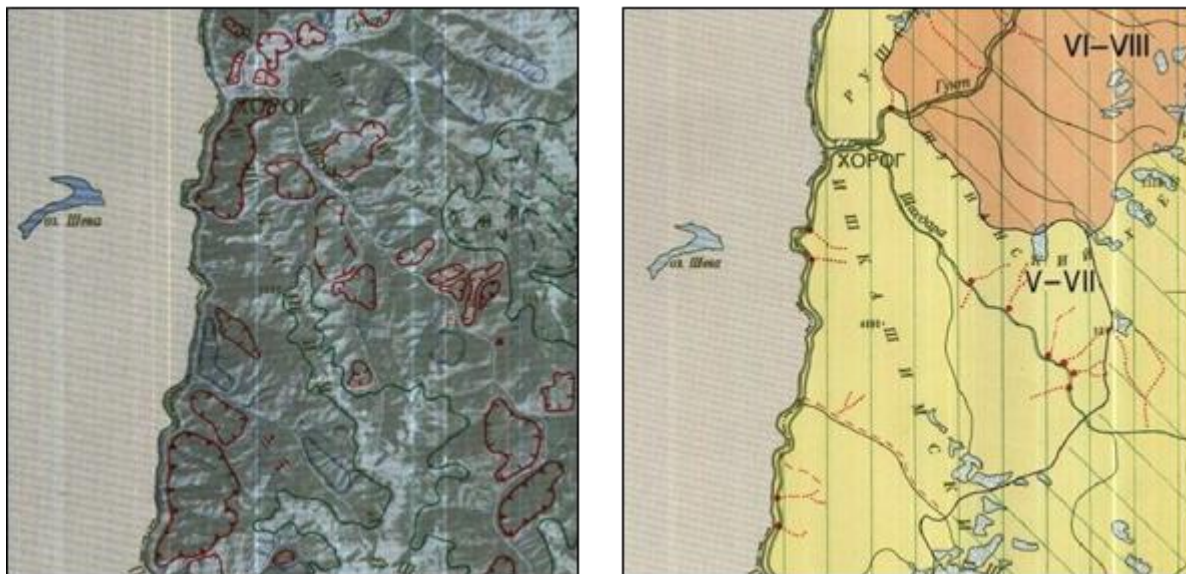


Рис. 11 (слева): Карта оползней, показывающая известные области гравитационной деформации склонов (сплошные красные линии) и такие области смешанного происхождения (пунктирные красные линии).

Рис. 12 (справа): Карта селевой опасности; области, подверженные данной опасности после быстрого таяния снегов (в основном с мая по июль), отмечены жёлтым.

3.3 Покрытие из мягких пород и оползни

Часть области покрыта ледниковыми отложениями. Своим происхождением они, очевидно, обязаны ледовому покрытию конца ледникового периода и отступления ледников. Максимальное распространение ледникового покрова, рассчитанное исходя из распространения и морфологических характеристик ледниковых отложений (курчавые скалы и т.п.), проиллюстрировано на Рис. 13.



Рис. 13: Предполагаемое ледовое покрытие в долинах Шахдара (основная долина), Шарфдара (верхний левый приток) и Хидорджевдара (верхний правый приток). Тусиён расположен слева от центра.

Поскольку видимые морфологические эффекты оледенения имеют эрозионный характер, (консолидированные) базальные ледниковые отложения должны быть малозначащими, и на самом деле таких отложений найдены не были. Следовательно, почти все ледниковые отложения в данной области должны происходить из краевой части ледников или были отложены при таянии льда. Основная часть покрытия из мягких пород, похоже, имеет местное происхождение, то есть раздробленные или разложившиеся скальные массы, увлечённые движущимся льдом или скапливающиеся на границах ледника. После отступления ледников элювиальные породы склонов и несвязанные осадочные породы, освободившиеся от давления льда, начали двигаться в более стабильное положение (такое изменение ландшафта называется парагляциальным). Этот процесс в основном закончен, хотя и не везде.

В южной части Тусиёна присутствуют две массы элювиальных пород, происхождение которых до конца не ясно (см. Рис. 6, слева). Наиболее вероятная гипотеза состоит в том, что они представляют каменные глетчеры: При отступлении ледников из этой области в конце последнего ледникового периода, ледниковые отложения, несущие ледяной покров, могли прийти в движение и сформировать каменные глетчеры, которые сейчас точно не активны. Дело окружено самой нижней порцией предполагаемого северного каменного глетчера.

Ещё один вариант, который нельзя игнорировать -- это оползневое происхождение данной массы, которая должна была запрудить реку на длительный срок. Хотя, с одной стороны, мы не нашли признаков озёрных отложений выше по течению, с другой стороны присутствие большого количества мелкозернистых материалов в перемещённой горной массе в Делохе может противоречить гипотезе каменного глетчера на том основании, что мелкозернистые породы могли в основном быть смыты при таянии.

Нет признаков того, что эти массы в целом до сих пор движутся. Однако, за последние десятилетия в Делохе, а также в Шоше и Лахшике, наблюдались локализованные движения масс, все в элювиальных породах, изначально сложенных из ледниковых отложений и каменных глетчерах, упомянутых выше. Поэтому данные три области были исследованы более подробно. Наше видение ситуации, на основе данных полевого исследования, иллюстрирует Рис. 14.



Рис. 14: Графический обзор, на основе изображений Google Earth, трёх обследованных областей не стабильности горных пород -- Делох, Лахшик и Шош.

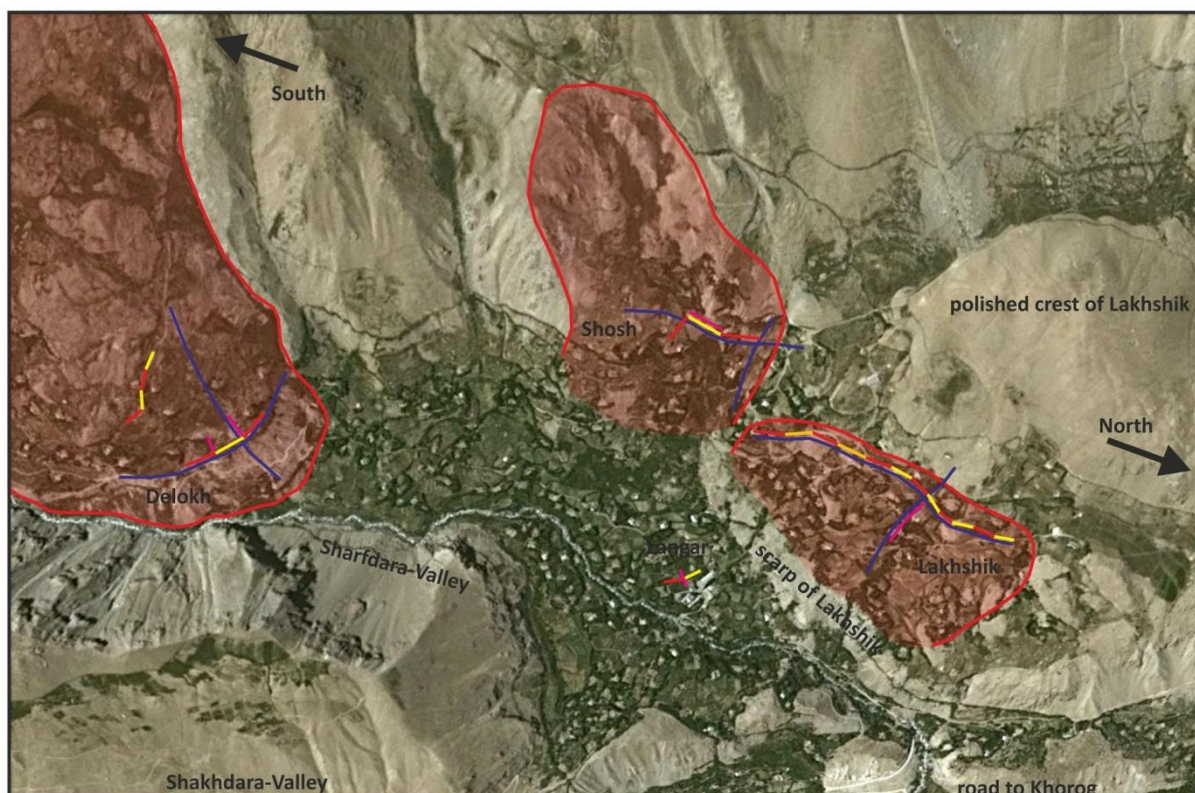
Плоскость скольжения текущих оползней, предположительно, находится на глубине около 10 м или глубже. Движения случаются не внезапно, а медленно и неравномерно, вероятно небольшими шагами, в течение длительных периодов. Поэтому непосредственно людям угрозы нет, но такие движения могут в конце концов нанести ущерб, в том числе и серьёзный, зданиям, инфраструктуре и сельскохозяйственным угодьям. Часть движений несомненно может быть связана с утечками воды из оросительных каналов, меняющими водный баланс склонов.

Гуманитарная организация FOCUS в последние десять лет провела работы по исследованию и смягчению опасности, особенно в плане улучшения эксплуатации оросительных каналов, так что ситуация улучшилась. Однако ситуация в целом до конца не изучена, и вопрос, насколько вероятно и каким способом ситуация может повториться, остаётся открытым.

3.4 Геофизические исследования

Летом 2011 г. команда проекта PAMIR провела геофизические исследования, чтобы лучше понять внутреннюю структуру склона, особенно в отношении плоскостей скольжения, и таким образом лучше понять механизмы опасности и варианты подходящих стратегий по смягчению риска.

Применялся метод комбинированного рефракционного сейсмического и геоэлектрического профилирования в частях кишлака Делох, Шош, Лахшик и Лангар. Результаты обследования приведены на **Рис. 15**. Данная методология - проверенный научный подход, описанный в подробностях, включая теорию, сбор данных, их обработку и интерпретацию, [Домей \(2012\)](#).



Overview map of Tusion

showing the locations of all geophysical investigations (for details please refer to fig. 55, 56, 57, 58, 78, 79, 80, 81, 82 and 83)

> Refraction seismics: horizontal spreads in **red** and **yellow**, perpendicular spreads in **pink**

> Schlumberger geoelectrics: arrays in **blue**

500 m
(1:10,000)
image source: Google Earth
2012 Cnes/Spot Image;
DOMEJ, G., 2012

Рис. 15: Результаты геофизического профилирования, наложенные на изображение Google Earth, три перемещённые горные массы отмечены красным цветом.

Нам удалось получить представление о подземной структуре и свойствах перемещённых горных масс в интересующих нас местах. Самым значительным неожиданным результатом оценки оказалось обнаружение связи между горизонтами, подвергшимся погодным воздействиям, и содержанием воды. В перемещённых горных массах в Делохе, так же как и в Лахшике и Шоше, слой сильно разрушенной породы, поверх которого находится ещё более сильно разрушенный верхний слой, скорее всего является зоной скольжения. Эта граница была выявлена сейсмическим рефракционным (увеличение плотности и геоэлектрическим (резкое увеличение сопротивления) способом, примерно на одном и том же уровне. Этот факт можно понимать как результат двух обстоятельств:

- Во-первых, большую часть воды несёт наносной слой перемещённых пород под верхним слоем почвы и несколькими грубыми промежуточными слоями. Поэтому недавние сдвиги и снижение давления верхних слоёв, вероятно, оказали ослабляющий эффект на материал склона, и вода стала легче проникать в свободное пространство.
- Во-вторых, этот верхний наносной слой наиболее подвержен выветриванию, в связи с его открытым положением. Поскольку весь регион характеризуется преобладанием кристаллических пород, склоны, вероятно, также состоят из этого типа породы. В процессе выветривания и разрушения, кристаллические породы превращаются в глинозём, который является хорошим проводником. Поэтому сопротивление особенно низкое в выветренных горизонтах.

Хотя подробности передвижения масс могут отличаться, во всех областях выветренная зона покрыта более грубым и потому более водопроницаемым материалом, а также одним-двумя метрами почвенного слоя. Считается, что такое расположение слоёв является продуктом недавних перемещений, местами подвергнутым воздействию антропогенных факторов, таких как орошение. Самый верхний слой перемещается по более нижнему, в котором постоянно удерживается некоторое количество воды. Предпочтительная зона сдвига находится поверх этого нижнего слоя, частично насыщенного водой и находящегося примерно на глубине 10-15 м. Твёрдые породы не были обнаружены нигде в профилях. Рис. 16 показывает пример интерпретации, достигнутый путём тщательного сравнения сейсмической и геоэлектрической модели.

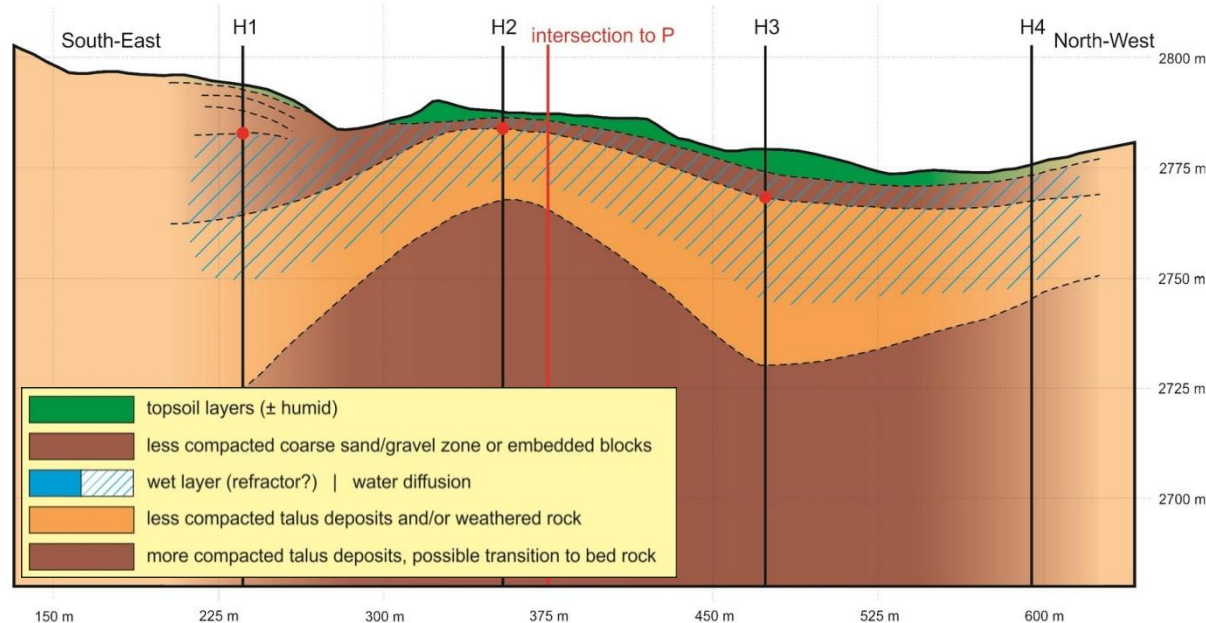


Рис. 16: Пример интерпретированного поперечного сечения из Делоха, H1 по H4 означают места геоэлектрического профилирования. Также указано место пересечения с продольным разрезом (P).

Оползень или каменный глетчер в Делохе - пример нестабильности склона после отступления ледников и таяния вечной мерзлоты. Большие количества разрушенных морозом кристаллических горных пород имеют происхождение из массива примерно в 4 км выше по долине. Перемещённые массы, видимо, имели тенденцию блокировать сток Шарфдары, а за счёт подмытия рекой образовался крутой склон в сторону русла, где были вымыты десятки метров сыпучих материалов. Продолжающееся размытие этого склона до сих пор представляет серьёзную проблему и приводит к формированию вторичных оползней и характерно неровного ландшафта.

Геофизический анализ был проведён у основания оползня, где расположена значительная часть населённого пункта, а также на плато выше этой области, которая используется в сельском хозяйстве и животноводстве. Плоскости сдвига в этих областях обнаружены соответственно на глубинах 6-8 и 8-10 м, между сильно выветренными, но в целом плотными делювиальными осыпями и сыпучим верхним слоем, который склонен к вторичным сдвигам. Подробное изучение свойств слоя указало на фильтрацию воды из ирригационных каналов как основной источник активации ранее перемещённых масс и ранее существовавших поверхностей скольжения. Подозреваемые протечки из повреждённых водопроводов в юго-восточной части Делоха подтверждено результатами геофизического исследования.

Похоже, что вода, поставляемая для орошения садов на плато Делох, частично ответственна за постоянно высокое содержание воды в нижних слоях оползневых масс. Кроме того, примерно в 1 км выше по склону находятся постоянные родники, распределённые по обширной области, вероятно

вытекающие из водоносного горизонта в рамках крупной массы перемещённых пород, возможно даже из до сих пор тающего льда. В целом в данной области можно заметить небольшие сдвиги заборов и трещины на стенах домов, однако пока можно предполагать общую стабильность. Однако нельзя быть уверенным, что дальнейшие неконтролируемые протечки могут не привести к повторной, более крупномасштабной активации хорошо разработанных плоскостей скольжения. Также крупномасштабные сдвиги могут иногда быть вызваны речной эрозией и одновременным размывом нижней части склона, особенно во время крупных наводнений; влияние таких событий трудно прогнозировать, кроме как посредством постоянного визуального или инструментального наблюдения.

Текущее передвижение масс в Лахшике и Шоше, в отличие от Делоха, интерпретируется как глубинная ползучесть грунта. Грунтовые массы здесь состоят из окраинной морены ледника, двигавшегося вниз по долине Шарфдара. Закруглённые гребни гор возле Лахшика, по всей видимости, явились естественной преградой для движения ледника, так что лёд в позднем ледниковом периоде двигался вокруг и поверх них, полируя гребни на манер курчавых скал (см. Рис. 15). Поскольку дно долины испытало меньшую нагрузку от ледовых масс ниже по течению, область нынешних Лахшика и Шоша была предпочтительной зоной отложения ледниковых отложений.

В среднем плоскости скольжения здесь были выявлены на глубине 10-15 м. Они определяются границей между нижним слоем глубоко и интенсивно разрушенных пород и верхним слоем почвы и других несвязанных пород, через которые вода может проникать и задерживаться глубинными, более разрушенными слоями, которые считаются водоупорными. Мы полагаем, что верхние слои были разрыхлены и стали более водопроницаемыми в процессе сравнительно недавнего перемещения склонов. Подробный анализ свойств материалов, подземных структур и распределения воды подсказывает, что в Лахшике большая часть грунтовых вод происходят из двух плохо изолированных ветвей канала Шобурхон, выше кишлака. Мелкие временные оросительные каналы также вносят вклад в просачивание воды и могут являться дополнительным источником воды, ведущим к регулярному насыщению зоны предпочтительного сдвига.

В Шоше ситуация аналогичная. Шесть постоянно действующих родников под каналом Шобурхон свидетельствуют о протекании воды. Шош -- единственная часть кишлака, где имеются постоянные крупные сдвиги строений и ограждений.

4 Озеро Шива

Озеро Шива, максимальной длиной около 9 км, расположено в Шугнанской провинции на севере Афганистана, примерно в 70 км к востоку-северо-востоку от Файзабада и примерно в 16 км к юго-западу от Хорога. Оно появилось в результате природного подпруживания долины Арахт. Из долины вытекает река того же названия, приток реки Пяндж, которая в этом месте протекает по границе Афганистана и Таджикистана. На расстоянии около 1 км, на южной стороне естественной дамбы, присутствуют два малых озера (максимальной длиной 0,9 и 0,2 км) и ещё одно круглое озеро (диаметром 0,2 км) к востоку от дамбы, ниже по течению. Это третье озеро образовалось в результате протекания воды сквозь дамбу и является источником реки Арахт (Рис. 17).

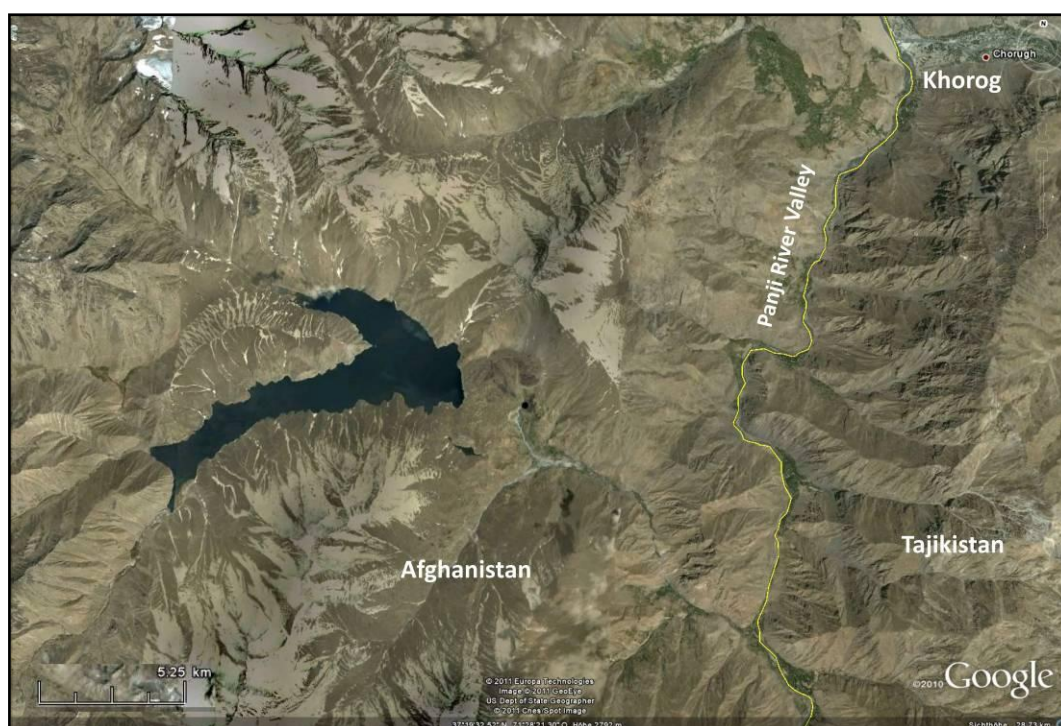


Рис. 17: Изображение озера Шива и окружающей области в Google Earth. Жёлтая линия: Афгано-таджикская государственная граница, вдоль реки Пяндж. Озеро запружено с восточной стороны. Небольшое круглое озеро к востоку от дамбы отмечает исток реки Арахт, которая течёт на юго-восток и впадает в р. Пяндж.

Предварительная оценка геологических опасностей озера и дамбы в контексте текущего проекта была проведена посредством вертолётного облёта, интерпретации спутниковых фотоснимков и наземной оценки командой исследователей во время летней полевой кампании. Непосредственных угроз обнаружено не было, но нельзя исключать частичного обвала в связи с ретрогрессивной и туннельной эрозией в какой-либо момент времени в будущем. Моделирование последующей паводковой волны в двух сценариях частичного обрушения показало, что в любом случае, помимо всех кишлаков, расположенных вдоль русла, может пострадать город Хорог, расположенный не так далеко по течению р. Пяндж (Рис. 18).

Временные ограничения не позволили более подробно изучить дамбу, бассейн реки и зону выше по течению. Поэтому будет предложено продление проекта RAMIR. На данный момент результаты вертолётного и полевого осмотра дамбы, проведённого 14 августа 2011 г. можно подытожить следующим образом.

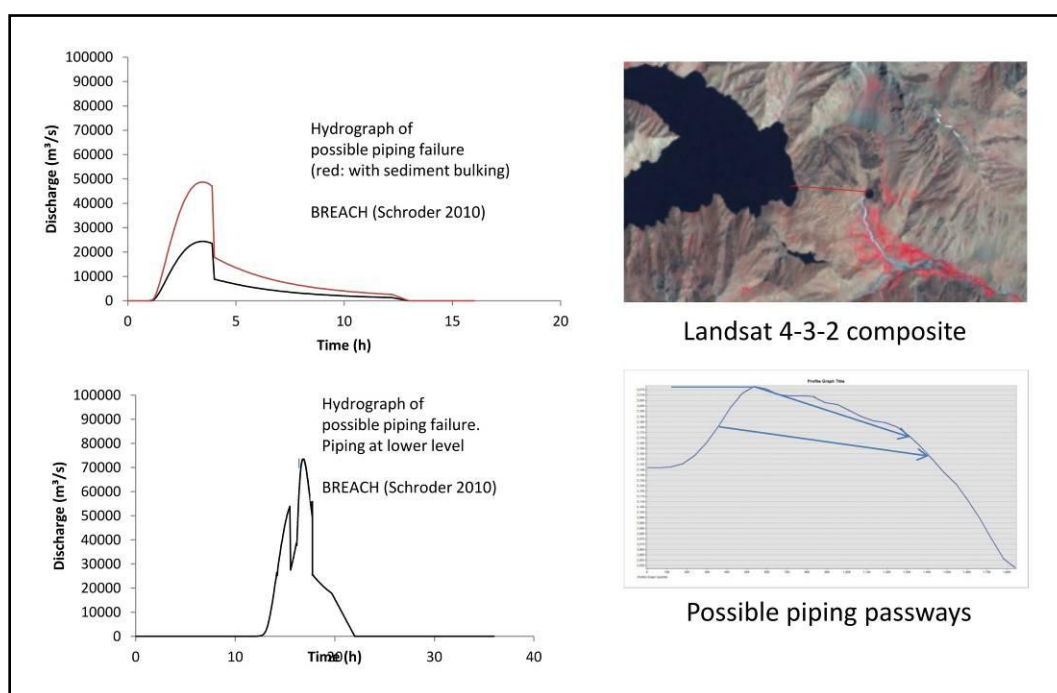


Рис. 18: Результаты моделирования паводковой волны для двух опубликованных сценариев частичного прорыва озера Шива и последующего наводнения. В любом случае могут возникнуть условия для крайне интенсивного сброса воды в течение очень короткого времени (превышающего по масштабам сток такой большой реки, как Дунай в Вене), что приведёт к наводнению вплоть до Хорога.

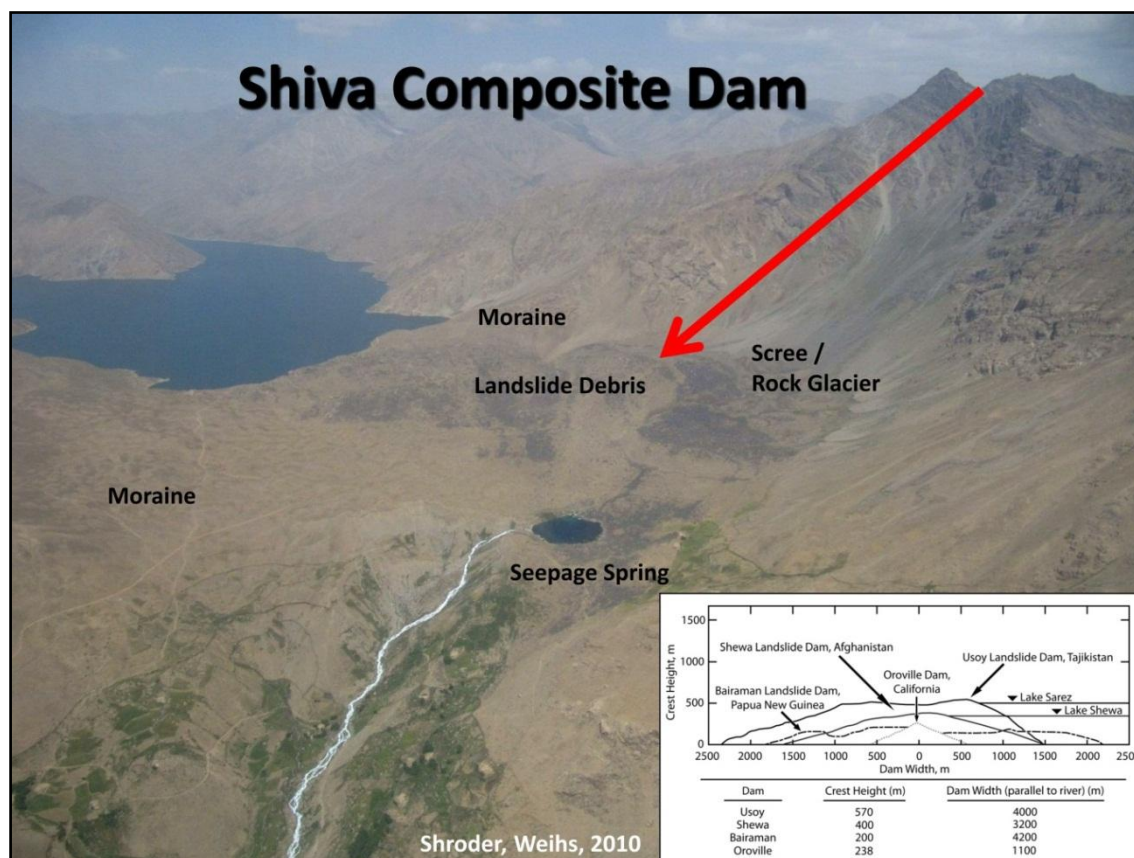


Рис. 19: Оз. Шива и композитная дамба, вид с вертолёта. Красная стрелка означает оползень. Эрозионный источник (круглое озеро диаметром около 200 м) и исток реки Арахт на переднем плане; слева от озера нестабильная зона протекания (ср. Рис. 20), с рядом мелких источников (обратите внимание на области зелёной растительности). Обломки оползня и бывшего каменного глетчера легко отличаются от морены благодаря тёмно-коричневому налёту «каменного загара» на большинстве камней.

Ширина дамбы не менее 1,6 км. Как утверждают Шрёдер и Вайс (2010), «многие ранее предполагали, что озеро Шева [так в оригинале] было запружено ледниковой мореной», и они пытаются показать, что «на самом деле [...] озеро Шева было запружено серией массивных каменных лавин», или точнее, не мене чем тремя оползнями и каменным глетчером.

Однако, наши собственные полевые исследования дают причины полагать, что вышеупомянутые более старые мнения верны, и большая часть плотины состоит из морены и сформировалась, скорее всего, не менее чем в две фазы в позднем ледниковом периоде. Между гребнями, соответствующими этим двум фазам, осталось углубление, в котором теперь находятся два небольших озера возле южного конца дамбы. Крупная моренная часть дамбы по морфологии поверхности напоминает бугристую морену и состоит из раскрошенных, относительно светлых местных гнейсов. Варьирующийся размер зёрен (примерно до 1 м), с большим объёмом песчаной фракции и более крупных, пластинчатых компонентов, а также их расположение, подсказывает, что движение пород происходило параллельно ландшафту, которого не могло наблюдаться в оползневых массах.

Более того, спутниковые изображения доказывают, что морена такого размера может быть объяснена только большим объёмом льда,двигающегося по бассейну реки. В близлежащей долине реки Пяндж не наблюдается следов интенсивного ледникового воздействия, хотя в последний максимум оледенения здесь наверняка скапливался лёд с местных ледников. И наоборот, в бассейне Шивы отсутствуют такие признаки в форме параболических профилей долины в разрезе и высокогорных впадин. Мы не стали отмечать эти индикаторы, но проиллюстрировали их на [Рис. 20](#).



Рис. 20: Изображение Google Earth озера Шива и окружающей территории, вид на запад-северо-запад. Перед озером видна композитная дамба, позади озера, прямо в центре, образец долины параболического сечения, за ней ряд впадин с малыми снежными полями. Одиночная гора (отмечена серым цветом) с впадинами на вершине видна вдалеке, выше центра. Она окружена горами без признаков ледникового воздействия.



Рис. 21: Вид композитной дамбы Шивы на восток. Моренная дамба, с мягкой или бугристой морфологией, на границе озера слева и посередине справа. Оползневая масса грубая, с множеством блоков более тёмного цвета. Справа от центра она доходит до озера и возможно заполняет гипотетический каньон для талой воды.

В северной части дамбы отложения перемешаны с оползневой массой. На поверхности этой массы находится множество крупных, потрескавшихся, но не полностью распавшихся на фрагменты, магматических глыб. Они состоят из гнейсов с высоким содержанием магнезиальной слюды и амфиболита и как следствие, темнее по цвету, чем описанные выше отложения. Эти скалы обнажаются на склонах к северу, откуда сошёл оползень (см. Рис. 19), предположительно в то время, когда ландшафт восстанавливался после схода ледяного покрова в конце последнего ледникового периода (парагляциальные условия). Возможно, тогда произошёл частичный прорыв моренной дамбы тальными ледниковыми водами, но если и так, сейчас устье покрыто остатками оползня. На Рис. 21, слева, отчётливо видна разница между отложениями (морена) на переднем плане и оползневой массой сзади.

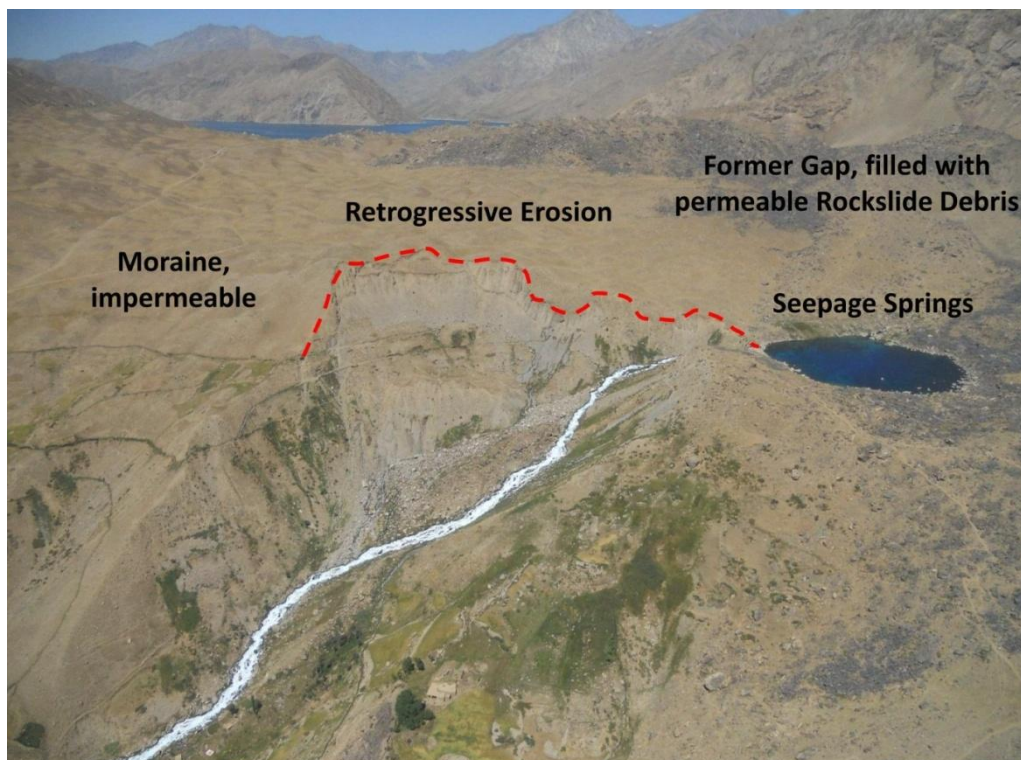


Рис. 22: Вид на композитную дамбу озера Шива с вертолёта, включая крупный круглый эрозионный источник и верховья реки Арахт. Слева от источника видно ретрогрессивное проседание отложенных пород и последующая эрозия, вызванная протечкой, вероятнее всего, из области, накрытой оползнем. Малые родники в этой области обнаруживаются благодаря наличию зелёной растительности, некоторые даже возможно использовать для орошения.

Дамба укрепились со времён позднего ледникового периода и вероятно никогда не была прорвана в своём нынешнем виде (после возможного первого прорыва) скопившейся в озере водой. Вместо этого, вся вода, поступавшая из бассейна реки, просачивалась сквозь дамбу, скорее всего, через водопроницаемый материал, принесённый оползнем. Ниже дамбы большая часть просочившейся воды проявляется в виде стабильного эрозионного источника, в виде малого круглого озера.

Однако, помимо основного, стабильного источника, на нижней стороне дамбы наблюдаются несколько дополнительных источников к югу. Это говорит о просачивании сквозь сравнительно водоупорную морену, которая составляет основную часть дамбы. Это уже привело к ретрогрессивной эрозии в пока ещё малой части дамбы, подверженной просачиванию, где очевидно регулярное проседание и нестабильность склонов (Рис. 22). Если так будет продолжаться, в конечном итоге дамба может быть ослаблена эрозией в самой узкой части и размывта за счёт более интенсивного протекания.

Далее, Шрёдер и Вайс (2010) описывают место расположения дамбы как пересечение двух активных тектонических линий, которые могут вызвать местные землетрясения.

Поэтому с одной стороны, необходима комплексная оценка рисков для сельского и городского планирования в будущем, а также конкретный мониторинг и возможно система раннего оповещения. С другой стороны, стабильное просачивание, проявляющееся в виде большого постоянного источника, позволяет получать электроэнергию в малых объёмах без необходимости строить нагнетательный трубопровод сквозь дамбу. С целью долгосрочной оценки опасности, а также планирования строительства водопроводных сооружений рекомендуется провести подробную оценку геотехнического поведения дамбы.

5 Гарм-Чашма

Область исследования Гарм-Чашма расположена в юго-западной части Памира, в долине правого притока реки Пяндж, между Ишкашимом и Хорогом. Бассейн имеет общую площадь 237 км². Основная река питается талыми водами и течёт вниз по V-образной долине на высотах до 5744 м над уровнем моря (Рис. 23).

Интересующее нас озеро (Рис. 24) находится на высоте 4413 м над уровнем моря, в крутой примыкающей долине (крутизна склонов до 70°) к югу от реки. Залегающее в пластах мёртвого льда, озеро окружено крутыми склонами, мореной и обломками, покрывающими зону таяния ледника. В настоящее время область накопления ледника имеет примерно тот же размер, что и зона таяния, так что ледник деградирует.

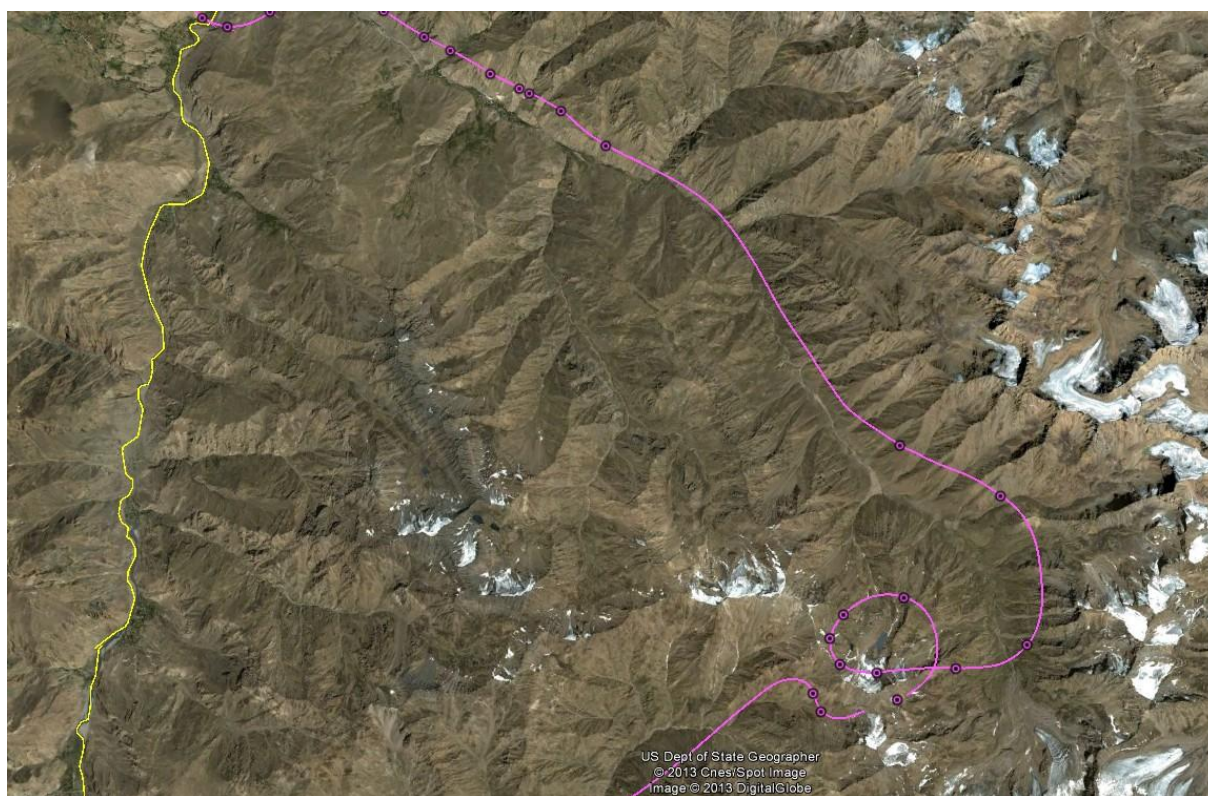


Рис. 23: Изображение Google Earth области вокруг Гарм-чашмы. Жёлтая линия: Государственная граница с Афганистаном, вдоль долины р. Пяндж. Фиолетовая линия: Маршрут вертолётного осмотра, 7 августа 2011 г. Маршрут проходит от посёлка Гарм-Чашма к северу-северо-западу от центра изображения и вокруг ледникового озера на юго-востоке.

Площадь поверхности озера составляет 13 600 м², а его предполагаемый объём -- менее 15 000 м³. Оно расположено поверх массы мёртвого льда, который также запруживает озеро (Рис. 25), с подлёдным стоком. Разница высоты между уровнем воды и верхушкой льда -- около шести метров. Учитывая геометрию дамбы, опасность внезапного прорыва невысока. Однако, старые озёрные отложения показывают, что раньше уровень воды был на 2,5 м выше (Рис. 26). Эта разница не похожа на сезонные колебания, поскольку

другие озёра в той же области со сравнимыми характеристиками не имеют такого эффекта.

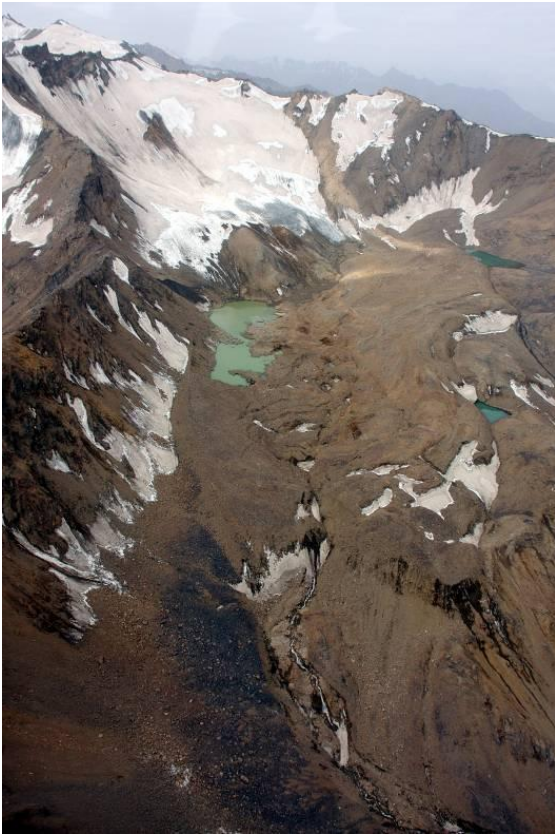


Рис. 24: Вид озера с вертолётного осмотра (вид на юг-юго-запад).



Рис. 25: Дальний конец озера, запруженный мёртвым льдом.



Рис. 26 (слева): Озёрные отложения на высоте 2,5 м над текущим уровнем озера.

Рис. 27 (справа): Эрозионный канал, вызванный прорывом озера.

Предыдущий уровень воды говорит о прорыве озера, который произошёл 5 августа 2008 г. С учётом предыдущего уровня воды, объём прорыва составил 75 500 м³. В непосредственной области зоны перехода прорыва 2008 г., эрозионный канал имеет ширину 20 м и глубину 8 м (Рис. 27). В канале обнаружены блоки размером до 4 м³. Если предположить, что они остались от прорыва озера, пиковый сброс можно оценить в районе 30-50 м³/с. Основная часть захваченного материала отложена в конусе выноса на высоте 3357 м над уровнем моря. Таким образом, разница высот между ледниковым озером и конусом выноса составляет 1056 м, при среднем уклоне 28°.

Событие 2008 г. не повлияло непосредственно на людей. Но предполагается, что образовавшийся конус выноса перегородил реку (Рис. 28). В течение двух дней образовалось озеро глубиной 6 м, потом дамбу прорвало. Второй прорыв вызвал небольшие повреждения, разрушив мелкие мосты местного значения и дестабилизировав некоторые склоны по направлению к сельскохозяйственным областям (см. Рис. 27).

Зона вокруг ледникового озера находится в хрупком равновесии, возможны различные сценарии дальнейшего повышения уровня воды. Далее, есть несколько факторов, которые могут повлиять на озеро и вызвать прорыв дамбы. Сюда входят ледяные и каменные лавины, таяние мёртвого льда в районе озера и землетрясения. Поэтому рекомендуется подробнее изучить озеро и проводить регулярный мониторинг.

Потенциал для ущерба в долине значительный, если не высокий. Пастухи непосредственно пострадают от наводнения. Ниже по течению находятся дома фермеров, часть их полей находятся близко к руслу реки. Наибольший ущерб, несомненно, может быть нанесён кишлаку Гарм-чашма, состоящему из примерно 30 одноэтажных и нескольких многоэтажных домов. Этот кишлак известен процветающим туристическим сектором. Расположенные здесь и горячий источник ежегодно привлекают тысячи людей (Рис. 29). Эта лечебница кожных заболеваний известна на всю страну. Далее по течению находятся не менее двух мелких кишлаков и КПП на слиянии основной дороги, идущей вдоль долины Пянджа и второстепенной дороги на Гарм-Чашму.



Рис. 28 (слева): Вид с конуса выноса на прорванную дамбу (слева) и структуры старого озера (справа).

Рис. 29 (справа): Горячий источник в посёлке Гарм-Чашма; водоём для купания и отложения известковой накипи. Склон на заднем плане находится в замедленном перемещении. Примерно в 2 км выше по течению (слева) на дне долины находятся источники термальной воды, богатой углекислым газом.

6 Дашт-Сулаймон

Долина Пянджа, являющаяся границей между Таджикистаном и Афганистаном (Ваханский коридор), частично заблокирована обломочной лавиной в Дашт-Сулаймоне, выше города Ишкашим. Источник оползня находится на горном хребте к югу (Рис. 30).



Рис. 30: Изображение Google Earth бассейна Дашт-Сулаймон и обломочной лавины. Север находится справа. Жёлтая линия: Государственная граница с Таджикистаном, вдоль долины р. Пяндж. Фиолетовая линия: Маршрут вертолётного осмотра, 7 августа 2011 г. Бассейн находится слева от центра, дальний конец обломочной массы -- справа внизу, предположительно лежит поверх ранее сформировавшегося аллювиального конуса. К западу (верхняя часть рисунка) находится другой бассейн, с остатками ледниковых наносов, который является источником описанного выше аллювиального конуса. Между ними расположены тёмно-серые обломки, которые отложены с западной части бассейна.

Рис. 31 и **32** представляют панорамные виды дальней части оползневой массы с противоположной стороны долины Пянджа и вниз от устья притока, с которого принесён этот материал. На **Рис. 31** видны остатки ранее существовавшего аллювиального конуса с обеих сторон котловины и материал дальнего края конуса (тот же, что и в оползневой массе), перемешанный с галькой и валунами, отложенными рекой -- он отмечен валунами, видимыми внизу оползневой массы. Слева видны дополнительные озёрные отложения (пласты ила и песка), покрытые травами и пшеничными полями. Перед оползневой массой и справа видны поля валунов; камни округлые, многие потемнели от «каменного загара», что означает, что они пролежали здесь долгое время (возможно, тысячи лет). Если наши предположения о том, что каменные поля являются задержанными наносами, верны, это указывает на прорыв озера, запруженного оползневой массой, в доисторические времена. Однако, исторические или геохронологические подтверждения этого факта отсутствуют.

На **Рис. 32**, слева и справа от оползневой массы, можно увидеть хребты выдавливания, сформировавшиеся тогда, когда лавина прошла через аллювиальный конус. На хребте справа -- руины средневекового укрепления.

Природу механизма, вызвавшего массивную эрозию вместо поперечного рассеивания поверх аллювиального конуса, можно только предполагать. Наиболее вероятный, по нашему мнению, вариант состоит в том, что аллювиальный конус содержал большой объём воды, возможно, от таяния ледника (что могло также вызвать и оползень), и внезапная нагрузка от лавины могла ослабить сцепление нижележащих обломков. Они были захвачены лавиной, превратившейся в грязекаменный поток, который был зажат в широком канале и продвинулся дальше, чем мог бы в других условиях, дойдя до противоположного края долины. В результате сформировалось углубление между хребтами выдавливания; долина была заблокирована и сформировалось озеро. На рисунке также заметна иссечённая коренная порода на противоположной стороне долины, обнажившаяся в результате последующего прорыва озера, позади дальнего конца массы лавины.



Рис. 31 (сверху) и **Рис. 32** (снизу): Дальняя часть оползневой массы в Дашт-Сулаймоне (каменная лавина и селевой поток) и окружающая территория; панорамный вид с противоположной стороны Пянджской долины и вниз с устья притока, который принёс исходный материал. Как видно на верхнем изображении, большая часть материала осталась в каньоне, соединяющем бассейн притока и основную долину. В основном здесь присутствуют отложения при движении ледника и ледниковая морена. Более подробные объяснения даны в тексте.

Рис. 33 показывает характеристики лавинного материала. Это диамиктит, отчасти из гранулированного, отчасти из матричного материала, состоящий из неокатанных фрагментов чёрного сланца с размером зёрен от пылинок до валунов максимальной длиной до 0,5 м. Более крупные валуны позднее были

вымыты на поверхность и в основном сконцентрированы там. Более крупные пластинчатые фрагменты уложены внахлест (с лёгким наклоном вверх по течению), но в целом текстура породы хаотичная. Более светлая иловая фракция вероятно была вымыта из ледниковой морены.

На местном уровне, на крутых склонах низовой долины притока (особенно на левой стороне) наблюдается осадочная последовательность наступления ледника, временного озера и наземных или моренных отложений от таяния ледника (Рис. 34). Наступление ледника происходило из основной долины, и соответствующие отложения содержат округлённые фрагменты светлого гнейса, наподобие присутствующих в западной части местного бассейна (возможно, они привнесены извне, но сравните с верхней частью Рис. 30). Временные озёра были запружены наступающим льдом, и горизонтальные пласты ила, заполнившие озёра, были замещены льдом и покрыты отложениями, в основном состоящими из местных камней, наиболее крупные фрагменты которых были обкатаны и исчерчены бороздками.



Рис. 33: Подробности материала каменной лавины, из флювиального канала на правой стороне долины притока, примерно в 100 м выше вершины аллювиального конуса в Пянджской долине. Футшток справа показывает длину 1,2 м.



Рис. 34: Осадочная последовательность с левой стороны долины притока, примерно в 500 м выше вершины аллювиального конуса в Пянджской долине. Чуть ниже середины видно толстое линзообразное включение желтовато-коричневого ила между нижними отложениями времён наступления ледника и верхним слоем ледниковых отложений (которые также видны выше, на крутом склоне, состоящем из парагнейса высокой сланцеватости).

Донная и абляционная морена, которые часто перемещаются в голоцене посредством каменных глетчеров, очевидно, присутствовали в верховьях бассейна, но были вымыты и собрались в аллювиальном конусе до возникновения каменной лавины. Лавина возникла в восточной части бассейна (центральная нижняя часть [Рис. 30](#), где тёмные цвета показывают выход материнской породы). Сланцы наклонены на запад под большим углом, чем склон, что обеспечивает общую стабильность склона, но они серьёзно разрушены морозом. Они обрушились в виде каменной лавины, увлекая с собой ледниковые отложения по пути к долине притока.

В верхней части бассейна осталось только небольшое количество ледниковых отложений и щебня (ср. [Рис. 30](#)), но похожие материалы можно найти в прилегающем бассейне к западу. При движении они могут вызвать сравнительно небольшой обломочный поток и достичь кишлака Учдраг.

[Рис. 35](#) и [36](#) ещё раз иллюстрируют блокаду р. Пяндж и последующий прорыв озера, в результате чего прорывная волна смыла небольшие частицы (сравнительно) и оставила валуны (задержанные наносы).

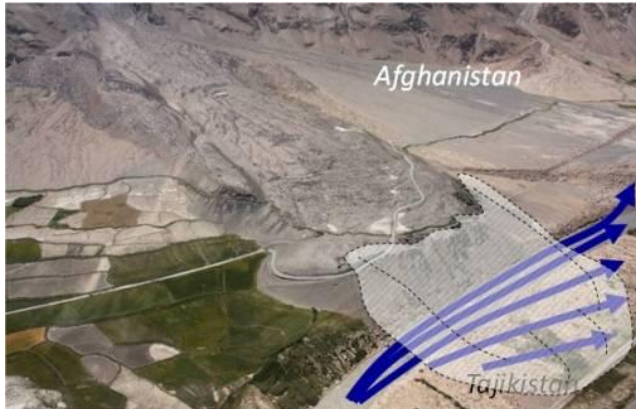


Рис. 35 (слева): Каменная лавина в Дашт-Сулаймоне, выше поселка Ишкашим в Ваханском коридоре Афганистана. Интерпретация на основе съёмки с вертолёта 7 августа 2011 г., вид на переднюю часть каменной лавины с северо-востока и графическое указание оползневой дамбы, временно заблокировавшей Пяндж и последующего прорыва озера, который оставил валуны, загрязнив большую область впереди и ниже по течению текущей передней части лавины. Под культивируемой областью находится тонкое покрытие озёрных осадочных пород.

Рис. 36 (справа): Смытые валуны покрывают орографический правый берег реки Пяндж перед дальним концом каменной лавины в её текущей форме. Это остатки прорыва озера, многие из которых покрыты «каменным загаром», что говорит о давности стихийного бедствия (от многих сотен до нескольких тысяч лет).

7 Шидз

Шидз -- кишлак на правой стороне долины р. Пяндж, примерно в 80 км ниже г. Хорога. Он расположен у подножья большого тела рассыпчатых, грубых каменных обломков, которые заполняют дно котловины на склоне, сразу перед резким поворотом реки влево. Это каменное тело лежит поверх гранитоидных пород (очковый гнейс, выход которого наблюдается на высотах до 2030 м над уровнем моря, т.е. примерно в 65 м над рекой) и имеет толщину примерно 300 м, насколько это можно определить из крутого эрозионного фронта, направленного в сторону реки. Верхний край лобовой поверхности находится на высоте около 2350 м над уровнем моря (примерно на 385 м выше реки), а на противоположной стороне долины, примерно на той же высоте, находится горизонтальный выступ, дающий основание предполагать, что эта масса изначально простиралась через всю долину и была размываема действием реки. Верхняя поверхность оставшейся каменной массы простирается на области 1,8 на 1,5 км и отчасти покрыта неокатанными валунами, многие из которых покрыты тёмным «каменным загаром». Происхождение этой массы находится под вопросом. [Рис. 37](#) демонстрирует положение массы в ландшафте..



Рис. 37: Обзор топографической ситуации в Шидзе, долина Пянджа, на основе фотографии Google Earth, в направлении на запад. Масса мягкой породы располагается слева от центра. Другие указанные элементы ландшафта описываются ниже по тексту. Справа (на левом, Афганском берегу Пянджа) находится устье притока, с озером зеленоватого цвета. Это искусственное озеро. Примерно в 4 км выше по течению Пяндж резко поворачивает вправо. Высокий хребет на внутренней стороне поворота говорит о незначительном характере движения льда, или его отсутствии, в долине во время последнего максимума обледенения.

В коренной породе преобладает светлый гранит и гранодиорит, изменённые в большинстве осмотренных выходов до гранитоидного гнейса, на что указывает предпочтительная ориентация пластинок слюды. Присутствуют как аплитовые, так и пегматитовые жилы, также в осыпях часто встречаются фрагменты светлых и тёмных пород, а также валуны с полосками и слоями обеих разновидностей. Светлые области, скорее всего, являются плагиогранитом (плагиоклаз, в меньшей степени щелочной полевой шпат и кварц), тёмные части похожи на биотитовый (или амфибольный) сланец и фактически состоит из биотита (крупнозернистого, макроскопически чёрного биотита, богатого железом, в рентгеновской дифрактометрии виден переход в богатый магнием флогопит), плагиоклаз (богатый анортитом), немного кварца и роговой обманки, а также следы хлорита, как продукта вторичного изменения. Этот набор пород характеризуется как мигматический (глубокий региональный метаморфоз, вплоть до состояния плавления), а аплитовые и пегматитовые жилы могли быть внедрены посредством «лейкосомы», т.е. светлого продукта частичного расплава (другой, менее вероятный, вариант -- преобладание лейкосом, которое приведёт к повсеместной почти магматической фактуре).

Близлежащий склон к югу, граничащий с вышеописанными породами вдоль разлома, идущего с юго-запада на северо-восток, построен из перемежающихся сланцев и светлых (гранитных) гнейсов, которые не удалось изучить более подробно. Общие результаты геологического картирования и геологии коренных пород иллюстрируют Рис. 38 и 39. Ландшафт с точки обзора на юго-восток показан на Рис. 40 и 41.

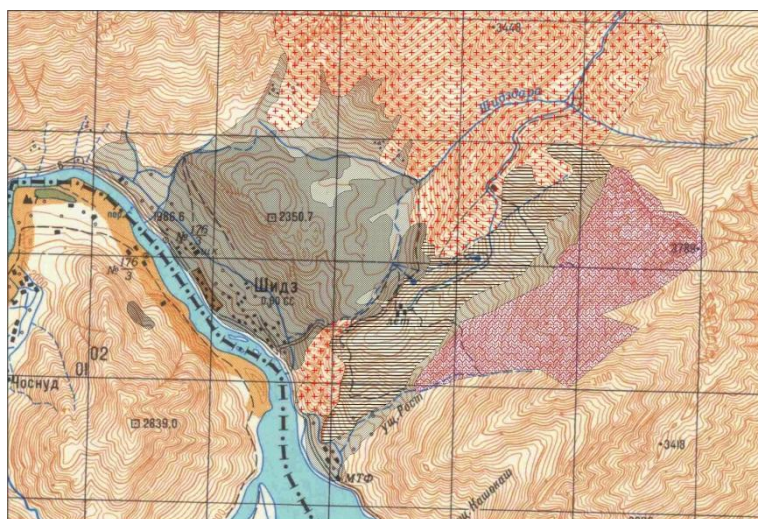




Рис. 38 (сверху): Часть региональной топографической карты в масштабе 1:100 000 (расстояние между линиями сетки 1 км), Шидз слева от центра, результаты геологического картирования Николая Ищука и его коллег представлены подписями, указывающими на терминальную морену (тёмно-серый цвет), щебень (светло-серый), окраинную морену (серые горизонтальные полосы), гранитный гнейс и связанные породы (красные кресты) и перемежающийся гнейс со сланцами (фиолетовые пересекающиеся линии).

Рис. 39 (снизу): Примерно та же область, показанная на региональной геологической карте, с указанием гранитоидных пород (тёмно-красный цвет), частично мигматизированных (дополнительные горизонтальные полоски) и гнейсо-сланцевого комплекса (красные перекрёстные полосы и волнистые линии). Мягкие породы, кроме аллювиальных и коллювиальных, не представлены. Чтобы улучшить сравнение с **Рис. 38**, соответствующие подписи с того рисунка повторены в полупрозрачном виде.



Рис. 40 (сверху): Панорамный вид, в центре направление на север-запад. Ключевая морена перемещившаяся



Рис. 42: Основные типы мягких и коренных пород, обнаруженные в Шидзе. Вверху слева, серый мигматовый гнейс (на заднем плане валун со слоем будинированного амфиболита), на переднем плане белый плагиогранит. Вверху справа, гранодиоритовый гнейс с пегматитовой жилкой. Внизу слева, ледниковые наносы в окраинной морене, где преобладает белый гранитный гнейс. Внизу справа, водно-ледниковый гравий на левом берегу Пянджа возле Шидза, с косым залеганием пластов, уклон примерно 15° направо (вниз по течению).

Рассматриваемая валунно-обломочная масса содержит различные фрагменты пород, как описанных выше (ср. Рис. 42, верхняя часть), так и, возможно, более экзотических, например, метагаббро (диопсид, богатый анортитом плагиоклаз, филогопит; один валун закруглённый, вероятно, изборождённый ледником), парагнейс с плотными слоями, амфиболит с вкраплениями граната и кварцит с вкраплениями слюды. Также может присутствовать последовательность различных типов пород; в нижней части массы преобладают светлый гранитовый гнейс и ортогнейс с гнёздами щелочного шпата (аугенгнейс, нижний бок массы!), а верхние части содержат повышенные количества светлых и тёмных фрагментов мигматического происхождения. На высотах больше 2200 м над уровнем моря (т.е. в верхних 150 м) наблюдается высокая концентрация крупных угловатых валунов, некоторые размером с дом. В южной части верхней поверхности многие из валунов покрыты «каменным загаром».

На южном краю склона наблюдается углубление, заполненное валунами и сформированное отрогом коренной породы. Местный гнейс местами растреснут и подвержен гидротермическому воздействию, оба этих фактора могут быть связаны с разломом, пересекающим долину в этом месте. Трещины могут быть также связаны с нагрузкой от ледника, которая вполне вероятна в этом месте, если во времена последнего максимального оледенения в Пянджской долине проходил крупный ледник. От отрога коренной породы к северо-востоку простирается хребет, имеющий типичную форму для окраинной морены. Его очертания размываются выше по склону. Он состоит полностью из массы (местами матричной) очень светлых фрагментов гнейса, которые, как нам кажется, имеют происхождение из местного бассейна (Рис. 42, внизу слева). Морена расположена террасой на южном склоне, на высоте около 3430 м (примерно в 465 м выше Пянджа), что соответствует аналогичной культивируемой небольшой террасе примерно в 3,5 км к юго-западу, на хребте между двумя местными притоками на афганской стороне. Что интересно, северный склон морены более крутой, без (ледниковой или речной) террасы, так что ледник, скорее всего, находился на этой стороне.

Вытянутая впадина между окраинной мореной и крупной каменной массой покрыта илом и мелким песком. Плоская вершина этих отложений находится на высоте около 2300 м (примерно в 340 м выше реки). Поверхностного стока из этого небольшого бассейна не наблюдается. К северо-западу есть две других культивированных пологих залежи на той же высоте, у самой северной эрозионный край со стороны основной долины. Местами ил и песок не заполняют пространства между большими валунами, что говорит о присутствии в прошлом льда, который мешал мелким породам попадать в массу валунов.

Примерно в 10,5 км ниже по левому берегу р. Пяндж наблюдается ещё одна масса разрозненных валунов, которая также заполняет впадину на склоне, «защищённую» от потока в долине отрогом коренной породы, и имеет плоский верх на высоте около 420 м выше реки. Рядом, на правой стороне, находится аналогичная масса с аллювиальным конусом сверху, заканчивающаяся на высоте около 260 м над рекой. Она хорошо соответствует уровню отложений в Шидзе (385 м над уровнем реки). Следовательно, уровни осадочных отложений в Шидзе и на окружающих территориях можно наблюдать примерно на 260, 340, 400 (385-420) и 465 м над текущим уровнем реки. Возможно, это последовательность стадий отступления ледника в поздний ледниковый период. Подтверждение этой гипотезы должно быть связано с принятой системой ледниковых стадий и соответствующих окраинных и речных террас. Судя по литературе (Эхлерс и др., 2011), были опубликованы исследования Поздних Ледниковых стадий в соседних странах, однако наши результаты не того масштаба, чтобы их экстраполировать и сверять в текущем контексте.

Возвращаясь к вопросу происхождения массы валунов в Шидзе, наиболее заслуживающий рассмотрения вариант -- конечно, оползень. Он мог возникнуть только в местном бассейне, поскольку отдалённое событие оставило бы дополнительные следы, которых мы не находим (на основании данных удалённого зондирования). Скорее всего, масса изначально имела общий объём около 400 млн. м³, что должно было оставить соответствующий след на прилегающем склоне в случае оползневого происхождения. Однако форма верхних частей склона скорее выпуклая, чем вогнутая, с небольшими шрамами, не соответствующими по размеру (Рис. 43). С учётом этого факта и ранее упомянутых наблюдений (фрагменты местных коренных пород в основании массы, экзотические валуны выше, лёд в промежуточных пространствах там, где были созданы песчаные равнины, направление на крутой край прилежащей окраинной морены), можно сделать вывод, что обломочно-валунная масса возле Шидза имеет ледниковое происхождение, вероятно моренного типа.

Источник окраинной морены однозначно местный, хотя части крупной морены могут иметь удалённое происхождение. Когда этот материал всё ещё был заключён в лёд, тело ледника сдвинуло окраинную морену на север, что и объясняет крутизну северного склона.



Рис. 43: Изображение ландшафта в Google Earth, в направлении на северо-запад. **Жёлтая** линия означает маршрут исследования, проведённого 21 августа 2011 г., посредством облёта вокруг интересующей массы валунов и окраинной морены (на переднем плане). Очевидно, на склоне справа нет откосов, достаточных, чтобы объяснить оползневое происхождение массы. Также форма склона скорее выпуклая, чем вогнутая, что вероятно отражает происхождение валунной массы как гранитное внедрение.

Есть два варианта происхождения льда, от которого осталась крупная морена: (а) Местные ледники, из притока непосредственно к северо-востоку, который сейчас поставляет конус выноса ближе к южной части крупной морены (тёмного

цвета благодаря «каменному загару») и к юго-западу на противоположной, Афганской стороне; (b) более крупный ледяной поток в долине Пянджа, снабжаемый множеством местных ледников. Последний вариант вероятен, поскольку крупный ледяной поток вполне мог сбросить обломки в зоне тени за отрогом коренной породы на южной части морены. Крупное ледяное тело в долине р. Пяндж скорее всего было, независимо от того, двигалось ли оно вниз по течению, поскольку это лучше всего объясняет отложения (террасу) на высоте 465 м выше текущего уровня реки. Более того, отступление массы льда в Пяндже в последний ледниковый период изначально позволило бы местным ледникам (снова) продвинуться в основную долину и отложить там морену. В этом случае отложения на высоте 400 м над текущим уровнем реки можно понять как соответствующие первой стадии отступления.

Нижние террасы, скорее всего, имеют флювиогляциальное происхождение. Хороший пример отложений представлен хребтом из галечника на внутренней стороне резкого левого поворота Пянджа, сразу к западу от рассматриваемой территории. Он состоит из гальки и «плавающих» валунов, похожих на очень грубые отложения, но отличается грубым основанием, наклонённым под углом 15° вниз по течению (см. Рис. 42, внизу справа). Основание отрезано эрозионным склоном (наклонённым под углом 40°) с подветренной стороны. Аналогичные продольные хребты присутствуют ниже по течению.

И наконец, необходимо упомянуть, что отчётливые морфологические признаки интенсивного движения ледника в долине Пянджа (параболический профиль долины, обрезанные поперечные отроги, сглаженный рельеф склонов, разный вид поверхностного слоя отложений в нижней части склонов), очевидно, присутствуют только в верхней части, заканчиваясь примерно в 30 км к северу от Ишкашима. Если ледовые массы Последнего максимума оледенения, поставляемые местными ледниками, присутствовали далее к северу вдоль Пянджа, необязательно сливаясь в один поток, но всё-таки в некоторой степени блокируя сток, то ожидалось формирование озёр и впоследствии флювиогляциальных отложений между бывшими ледяными телами. Слоистые илистые отложения, чёткий признак присутствия озёр в прошлом (которые, по всей видимости, были запружены льдом, мореной или оползнем ниже по течению), были отмечены командой проекта на слиянии р. Арахт (вытекающей из озера Шива) с Пянджем, на левой стороне, а также на другой стороне, к северу от этой точки). Признаки крупных оползневых масс обнаружены не были, что может служить объяснением этого фактора.



Рис. 44: Исследователи на заслуженном привале (Муллосами Самиев, Абдурашид Тагойбеков, Николай Ищук, Фабиан Зноемский, Кристоф Вальдхёр).

8 Карамык

Карамык -- кишлак в Кыргызстане и одноимённый пограничный пункт на Таджикской стороне, примерно в 50 км к востоку-северо-востоку от поселка Джиргаталь на реке Муксу. Карамык находится на правом (северном) берегу реки Кызыл-Суу, притока р. Муксу. Дорога через границу проходит по северной стороне долины Кызыл-Суу, примерно в 200 м выше реки. Между таможенными постами на обеих сторонах границы находится грунтовая дорога, регулярно повреждаемая проседанием склонов, в результате чего она требует ремонта каждый год. Команда исследователей проекта получила разрешение на проезд по этой дороге до границы и день работы в полевых условиях на хребте выше пограничной дороги (доступном с помощью другой, более мелкой грунтовой дороги). На создание достоверной инженерно-геологической карты времени не хватило, но ситуация достаточно прояснилась, когда результаты картирования были дополнены информацией с вертолётного облёта и существующей геологической карты (Google Earth в данном случае не даёт хорошей картинки). Топографическая карта с основными результатами картирования представлена на [Рис. 45](#).

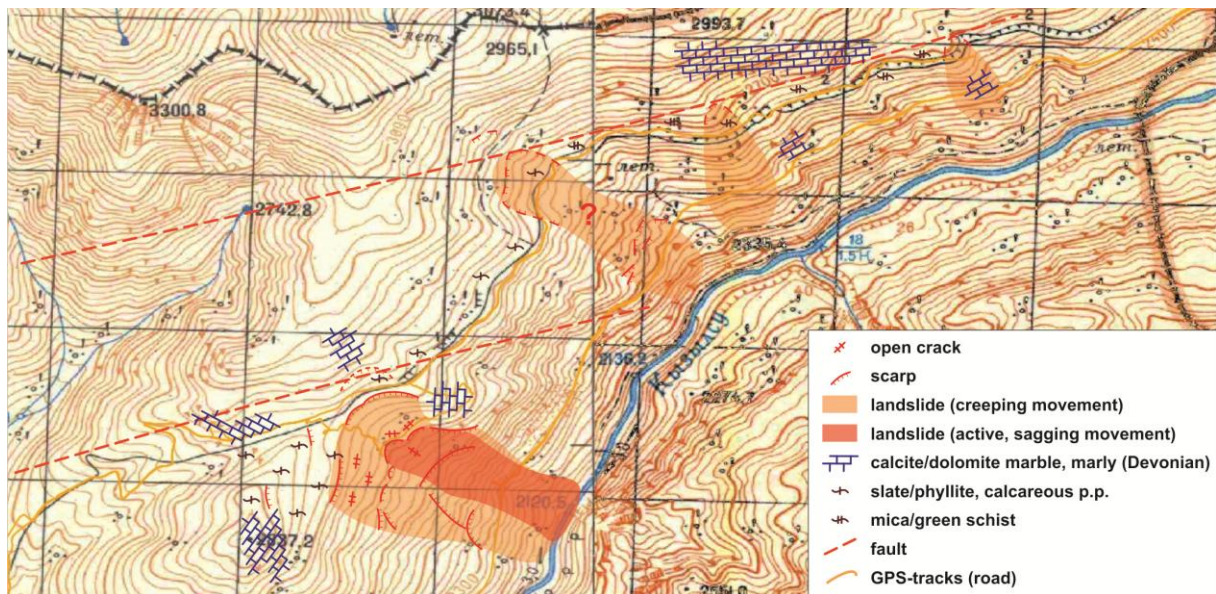


Рис. 45: Топографическая карта области к северу от Таджикского пограничного поста Карамык, рядом с Кыргызской границей (видна вдоль правого и верхнего края изображения, сам Карамык не виден). Трансграничная дорога и малая дорога в горы также видны по GPS-отметкам маршрута (толстые **жёлтые** линии). Места залегания известняковых и мраморных пород (выглядят как кирпичная кладка) указывают на наблюдаемое простираение жилы. Если имеется видимое наслоение, наклон идёт вниз по склону (в сторону реки). Зарождающиеся или предполагаемые уступы отмечены пунктирными (а не сплошными) линиями.

Геологически вся интересующая нас область относится к девонскому, слегка метаморфическому, изначально осадочному комплексу. Он состоит из (а) филлитов и слюдянистых сланцев, местами зеленоватых (мусковитно-хлорисный сланец или зелёный сланец), богатых мелкими прожилками и узлами кварца, часто плотно сложенных (мелкозубчатых, в диапазоне от

нескольких миллиметров до сантиметра), и (b) толстых слоёв серого (мергелистого) кальцитового и доломитового мрамора. Постоянное наслоение отсутствует; если имеется видимый наклон, он является умеренным или крутым, направленным на юг или восток. На противоположной стороне долины имеется чешуйчатая последовательность различных осадочных пород мелового или нижнего третичного периода. Это указывает на наличие крупной тектонической границы в данном районе, по которой следует долина реки Кызыл-Суу. Выходы мрамора вдоль трансграничной дороги показывают интенсивное растрескивание, вероятно, вследствие близости зоны крупного разлома. Кроме того, через рассматриваемый горный хребет проходят ещё два разлома в направлении ЗЮЗ-ВСВ. Русло реки Кызыл-Суу, вероятно, подвержено влиянию направления этого разлома, ближе к государственной границе.





Рис. 46: Изображения выхода пород (молоток для сравнения масштаба), иллюстрирующие последовательность дезинтеграции от девственной породы (верхний слой) до полностью разрушенной массы камней, отложенной обломочным потоком. Вверху слева: Кальцитовый мрамор, частично доломитизированный; желтоватая поверхность породы в центре покрыта затвердевшей сбросовой глиной (катаклазитом). Вверху справа: Филлитовидный сланец, где большая часть кварца размером с мелкий песок или ил (вероятно, правильно его называть мета-силтит), слегка кальцифицированный, насыщенный кварцевыми жилами, вытянутыми в плоскости сланцеватости (наклон влево). Слева в середине: Кальцитовый/доломитный мрамор, как и выше, сильно раздробленный. Справа в середине: Как и ранее, полностью раздробленный, разлом проходит по картинке с верхнего левого угла в середину справа. Внизу слева: Дезинтегрированная масса камней, состоящая в основном из мрамора и фрагментов мета-песчаника/алеврита; слои волнистые ввиду ползучего движения склона. Внизу справа: Хаотическая масса камней, с фрагментами всех описанных видов пород, в песчаной матрице; при насыщении водой эта масса скорее потечёт вниз по склону, чем медленно сползёт.

Нестабильность склона вызывается несколькими геологическими факторами, описанными выше: сланцы (богатые слюдой) с уклоном вдоль по склону склонны к разрушению в результате погодных воздействий и обеспечивают потенциальные поверхности для скольжения в малом масштабе, но в больших количествах часто приводят к глубинному сползанию. (В качестве примера можно привести так называемую Грауваковую зону в Северных Известковых Альпах в Европе, где склоны практически везде находятся в постоянном ползучем движении благодаря аналогичному геологическому строению, включая формации Девонского периода). Кроме того, даже если наклон или расслоение находится в выгодном для стабильности склона положении (под более крутым углом, чем склон в нашем случае), породы сильно раздроблены, особенно вблизи зон крупного разлома. Как только начинающееся перемещение масс вскрыет плоскость расщепления или трещины, погодные факторы получают лёгкий доступ к массе породы, и процесс ускоряется. Если разрушение породы становится массовым, механизм может измениться со сползания или проседания на (возможно, медленное) стекание. Последовательность разрушения, наблюдаемая в нашем случае, показана на [Рис. 46](#).

На [Рис. 47](#) показан вид с вертолёта (в направлении на север) этой части долины, которая постоянно активна (крупная область оползня в нижней части [Рис. 45](#); более крупный план отдельных уступов и расселин приведён на [Рис. 48](#)). Различаются три степени активности: (1) центральная, наиболее активная

часть, находится в постоянном медленном стекании, или проседании, в зависимости от содержания влаги, которое с учётом климата должно регулярно достигать насыщения. (2) более широкая область, окружающая центральную часть, которая также находится в постоянном сползании или неравномерном проседании, но не плывёт. (3) зона расширения, находящаяся выше по склону, над всеми крупными уступами. Эти зоны на рисунке обведены красными линиями.



Рис. 47: Вид с вертолётa (направление на север) на центральную, самую активную часть движущегося склона в Карамыке (между таможенным постом и границей с Кыргызстаном). Красные линии обозначают (1) центральную область проседания/стекания, (2) внешнюю область сползания и (3) зону расширения оползня, как описано в тексте.

Если ещё раз посмотреть на [Рис. 45](#) выше, распределение элементов по карте показывает, что расширение крупного оползня вверх по склону, а также три других зоны глубинного сползания как-то связаны с зонами разлома, отмеченными на опубликованной геологической карте. Это также говорит о том, что постоянно активный оползень будет распространяться на все части склона, где доминируют сланцы и филлиты, в то время как мраморные гребни обеспечивают лучшую сопротивляемость, но также подвержены сползанию ввиду высокой степени тектонического растрескивания.

По опыту авторов, остановить такие процессы после их начала невозможно. Что касается технических рекомендаций, необходимо принять решение, стоит ли что-нибудь делать или лучше избежать проблемы. Затяжные дожди могут привести к насыщению центральной, активной части оползня, в результате чего

её движение может перерасти в обломочный поток. Также существует определённый риск малых камнепадов в местах, где дорога пересекает крутые склоны из известковых пород, а также обрушения обломков в выемку грунта под дорогу. Других событий, которые могут представить непосредственную угрозу транспорту, не ожидается.

С точки зрения конструктивных мер, расширение дороги для пропуска большего количества транспорта не рекомендуется, так как это ухудшит проблему, ещё больше подрезав активный склон. Также нет смысла строить защитную галерею от камнепадов и сползания обломков, поскольку глубинное сползание будет действовать и на эту галерею. Если важность дороги через границу увеличится и будет сравнима с крупной трассой, можно предложить две концепции, зарекомендовавших себя на практике: (а) постройка фундамента под дорогу, по принципу моста, вдоль склона, с эллиптическими или продолговатыми скважинами под опоры; (б) обходной туннель сквозь твёрдые породы внутри горы. Оба метода обойдутся дорого. Ещё один вариант -- использовать южную (а не северную) сторону долины. К сожалению, этот вариант тоже исключён, поскольку проседание (осыпание) присутствует практически по всей длине противоположной стороны долины. Об этом говорит практически непрерывная серия вздуваний почвы у подножья склонов.



Рис. 48: Крупные уступы (слева) и открытые трещины (справа) в верхней части склона, показанного на Рис. 46, вид на запад.

9 Список литературы

М.Е. Брукфилд, 2000. Геологическое развитие и фанерозойское наращивание коры в западном сегменте южного Тянь-Шаня (Кыргызстан, Узбекистан и Таджикистан). Тектонофизика, том 328, стр. 1–14.

П/ред. Дж. Эхлерса, П.Л. Жибара и П.Д. Хьюза, 2011. Четвертичные оледенения – Степень и хронология: Тщательное рассмотрение. (Развитие четвертичной науки, том 15.) Эльсевир.

Г. Домей, 2012. Геофизические исследования системы активных оползней в кишлаке Тусиён (Памир, Таджикистан). Магистерская работа, Университет природных ресурсов и биологических наук, Вена 109 стр.

В.Е. Хайн, 1994. Геология Северной Евразии (бывший СССР). (Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, Bd. 24.) Gebrüder Borntraeger, Берлин–Штутгарт, стр. 221–235.

Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин, 1977. Neuer Starkbeben-Katalog für das Territorium der UdSSR von den ältesten Zeiten bis zum Jahre 1975. Издательство «Наука», Москва, 536 стр.

С.С. Карпетов и др., 1975. О некоторых важных характеристиках структуры и эволюции Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса. Бюллетень Московского университета геологии, №3, стр. 38–46.

С.В. Руженцев, В.А. Швольман, 1982. Памир. В: М. Махель, 1982. Альпийские структурные элементы: Карпатско-Балкано-Кавказско-Памирская орогенная зона. Издательство Академии наук Словакии, Братислава, 126 стр.

Дж.Ф. Шнайдер, 2011. Опасности и шансы природных оползневых дамб. Презентация: Конференция по Сарезу, 27-29 сентября 2011 г., Душанбе, Таджикистан.

М. Сирл, 2008. Геология Таджикистана. В: Р. Мидлтон, Х. Томас, 2008. Таджикистан и высокогорный Памир, Odyssey Books & Guides, Иллюстрированное издание. Гонконг, стр. 236–240.

В.И. Славин, 1976. Тектоника Афганистана. Издательство «Недра», Москва, 205 стр.

Дж.Ф. Шрёдер и Б.Дж. Вайс, 2010. Геоморфология оползневой дамбы оз. Шева, Бадахшан, Афганистан, с использованием данных удалённого исследования. Анналы географии А, том 92, стр. 469–483.

Приложение 2

Региональный анализ опасностей прорыва озёр на юго-западном Памире, Таджикистан, по данным удалённого исследования и ГИС

Исследовательская статья

М. Мергили, Дж.Ф. Шнайдер (2011): Региональный анализ опасностей прорыва озёр на юго-западном Памире, Таджикистан, по данным удалённого исследования и ГИС. Наука о природных рисках и системах земли, №11: 1447-1462. doi:10.5194/nhess-11-1447-2011

Оригинал статьи: <http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/11/1447/2011/nhess-11-1447-2011.pdf>

Выдержка

В настоящей статье представлен анализ опасностей, связанных с внезапным прорывом горных озёр в юго-западной части Памира, в Таджикистане. За последние 40 лет появились несколько новых озёр перед отступающими языками ледника, а существующие увеличились в размерах. Другие озёра были запружены оползневыми отложениями или старой мореной. В 2002 г. внезапный прорыв ледникового озера в этой области вызвал катастрофический селевой поток. Исходя из существующих методов, была разработана схема оценки, позволяющая установить и быстро идентифицировать потенциально опасные озёра и возможные зоны опасности на региональном уровне. Данный подход полагается на данные ГИС, материалы дистанционного зондирования и эмпирического моделирования, основанные на международных массивах данных среднего разрешения. Из 428 озёр, нанесённых на карты в данной области, 6 были оценены как крайне опасные и 34 как опасные. Данная классификация использовалась для выбора озёр, требующих углублённого исследования. Выбранные случаи представлены и обсуждены ниже, чтобы понять потенциал и ограничения используемого подхода. Такое понимание важно для соответствующего применения методологии для целей снижения риска.

1 Вступление

Природные дамбы различного размера и происхождения присутствуют в горных областях по всему миру (Коста и Шустер, 1988). Перед ними часто образуются озёра, которые в случае прорыва дамбы могут вызвать сильные наводнения. Если прорванная дамба имеет ледниковое происхождение или является частью ландшафта, сформированного ледником, такие события называются прорывами ледниково-подпрудных озёр. Сообщения о прорывах ледниковых озёр поступали из Гималаев, гор Центральной Азии, Северо-Американских гор, Анд в Южной Америке, Новой Зеландии и Альп (например, Кларк, 1982; Хьюитт, 1982; Хеберли, 1983; Ватанабе и Ротахер, 1996; Ричардсон и Рейнольдс, 2000; Вилимек и др., 2005; Нарама и др., 2010). Изменения климата, влияющие на распространение ледников, гидрологический цикл и условия, окружающие ледяные дамбы, могут привести к различным вариантам прорыва дамбы и в разные отрезки времени (Эванс и Клейг, 1994; МСБИК, 2007; Дюселан, 2009; Хеберли и др., 2010).

Однако, и другие типы озёр – в частности, запруженные оползневыми отложениями – могут быть подвержены внезапному прорыву (Мергили и Шнайдер, 2010). Прорывы озёр (включающие озёра как ледникового, так и не ледникового происхождения) имеют высокий разрушительный потенциал. Большой объём воды, сбрасываемый в течение короткого времени, может размывать обломочные породы, формируя мощный поток, продвигающийся на большое расстояние. Пиковый сброс воды зачастую на несколько порядков выше, чем в случае «обычных» наводнений (Чендерелли и Воль, 2001).

Прорывы могут развиваться по-разному и иметь следующиевозможные причины:

- (1) оползни, каменные/ледниковые лавины или айсберго-образующие ледники, вызывающие паводковую волну в предледниковых или надледниковых озёрах, которая может перелиться через край и возможно разрушить ледниковую, моренную или оползневую дамбу (Тинти и др., 1999);
- (2) подъём уровня озера, ведущий к постепенному размыванию и дестабилизации плотины;
- (3) гидростатическое разрушение ледяной дамбы или усиление просачивания, которые могут привести к внезапному сбросу накопившейся воды (Итурризага, 2005а, b);
- (4) деградация ледниковой дамбы или ледяного ядра моренной дамбы, ведущая к потере стабильности и внутреннему разрушению или прогрессирующей эрозии при достижении определённого порога.

Ричардсон и Рейнольдс (2000) и Хеберли и др. (2010а) дают обзор обуславливающих и провоцирующих факторов прорыва озёр, механизмов

разрушения дамб и взаимодействия процессов, а также исследования конкретных случаев.

Хотя озёра можно сравнительно легко идентифицировать с помощью инструментов удалённого исследования и полевых работ (например, [Хаггель и др., 2004b](#); [Кааб и др., 2005](#); [Квинси и др., 2007](#)), выбор потенциально опасных озёр, предсказание прорыва и моделирование движения и масштаба конкретных прорывов до сих пор остаётся сложным ([Каргель и др., 2010](#); [Мергили и др., принято](#)). Изменения в поведении потока (например, от водного к гиперконцентрированному и обломочному потоку, или наоборот) означают трудности при использовании компьютерных моделей для предсказания скорости прорыва и дальности распространения.

В данной статье представлен анализ уязвимости и опасности прорыва озёр для выбранной области Юго-Западного Памира, с упором на региональный масштаб: применены подходы ГИС и дешифрирования материалов дистанционного зондирования, что позволяет быстро определить потенциально опасные озёра и возможные зоны воздействия в большой области. Результаты такого исследования облегчают выбор объектов, требующих более подробного исследования, и служат исходным рубежом для разработки стратегий смягчения риска в регионе. Авторы попытались предложить методологию для такого типа анализа, опираясь на существующие приёмы (например, [Рейнольдс, 2003](#); [Хаггель и др., 2004a](#)).

2 Область исследования

Представленное исследование охватывает долины рек Гунт и Шахдара на юго-западе Памира в Таджикистане ([Рис. 1](#)). Общая охваченная область -- 8 430 км². Река Гунт начинается в верховьях Восточного Памира и впадает в реку Пяндж возле г. Хорога (2075 м над уровнем моря). Река Шахдара -- южный приток р. Гунт, сливающийся с ним чуть выше г. Хорога. С севера на юг долины разделяют Рушанский хребет (максимальная высота 6068 м над уровнем моря), Шугнанский (5708 м) и Шахдаринский хребет (6723 м), все они простираются с востока на запад. Ишкашимский хребет, простирающийся с севера на юг (6095 м) следует на северо-запад от Шахдаринского хребта. В геологическом плане в данной области преобладают гнейсы, с остатками бывшего осадочного покрова, особенно в северной части. Область сейсмически активна, с частыми землетрясениями ([Бабаев и Мирзоев, 1976](#)).

Административно зона исследования включает Шугнанский (долина Гунта) и Рошткалинский (долина Шахдары) районы Горно-Бадахшанской автономной области Республики Таджикистан (центр в г. Хорог). За исключением г. Хорога, большинство населения занимается сельским хозяйством и животноводством. Промышленность, сервис и туризм слабо развиты. Населённые пункты сосредоточены вблизи днища долины и зависят от ирригации за счёт талой

воды. Распространён летний перегон скота на дальние пастбища выше по склонам (Кассам, 2009).

Климат полупустынный или пустынный, со среднегодовым количеством осадков 288 мм, из которых большая часть приходится на зиму и весну. Средняя годовая температура воздуха – 9,2°C (Хорог; 1970 – 2008). Метеорологические данные по большим высотам отсутствуют. Основные горные хребты покрыты ледниками, но большая часть ледников находится в стадии отступления. Многие языки ледников покрыты обломками, так что трудно выяснить их реальные размеры, исходя из спутниковых фотографий или поверхностных полевых исследований.

Хотя большинство ледников на Северном Памире вели себя по разному в течение прошлых десятилетий (Мергили и др., в печати) или выросли в определённые интервалы времени (например, Котляков и др., 2008), ледники Юго-Западного Памира уменьшаются в размере несколько десятков лет. Впереди и поверх отступающих языков ледника образовались многочисленные озёра, и ещё несколько запружены голоценовыми оползнями или моренными дамбами в углублениях ледникового ландшафта.

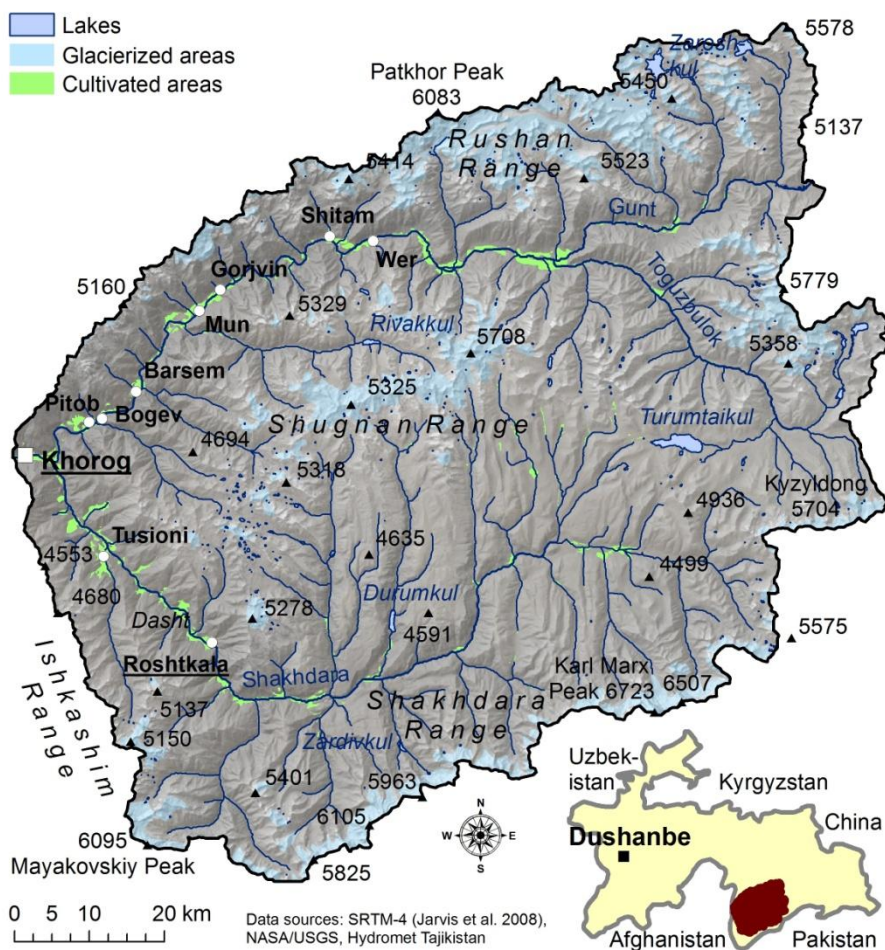


Рис. 1. Область исследования.

Всего в зоне исследования было идентифицировано 428 озёр (только тех, площадь поверхности которых превышает 2500 м²). Большинство озёр находится непосредственно перед недавними ледниками и на волнообразных высокогорных плато, сформированных Плейстоценовыми ледниками. 90 процентов озёр расположены на высоте 4200 – 4900 м над уровнем моря. Некоторые крупные озёра, запруженные голоценовыми оползнями и/или окраинной мореной плейстоценового периода, находятся ниже (например, Риваккуль, Дурумкуль, Зардивкуль). Ниже отметки в 3341 м ни одного озера не было обнаружено.

3 События 2002 г. в Даште

7 августа 2002 г. кишлак Дашт в долине р. Шахдары попал под прорыв ледникового озера. Из озера с площадью поверхности 37 000 м², находящегося в 10,5 км выше по долине, на тающем языке ледника, покрытого обломочными породами, внезапно было сброшено около 320 000 м³ воды. Динамический анализ спутниковых изображений Landsat показал, что озеро просуществовало менее двух лет до прорыва ([Мергили и др., в печати](#)). Прорыв произошёл ниже поверхности ледника. Судя по наблюдаемым результатам, скорее всего, канал стока внутри ледника был внезапно заблокирован в конце 2000 или начале 2001 г., что позволило сформироваться озеру. С увеличением размера озера, и соответственно давления, преграда была прорвана и озеро внезапно было сброшено.

Объём обломков в конусе выноса оценивается в размере 1 – 1,5 млн. м³. Это говорит о том, что соотношение между увлечёнными обломками и водой составляет 3/5. Это очень высокое значение в сравнении с коэффициентом 2/3, который предлагают [Хаггель и др. \(2004b\)](#). Однако, как утверждают [Брейен и др. \(2008\)](#), при прорыве ледникового озера в Норвегии наблюдалось ещё более высокое соотношение, чем в Даште. Возможно, в обоих случаях под ледником находились дополнительные резервуары, связанные с озером на поверхности.

Эти цифры показывают, что характеристики Даштского события претерпели глубокие изменения по мере его развития, от сброса чистой воды до концентрированного потока и наконец обломочного потока. В результате наводнения была разрушена большая часть кишлака Дашт, погибли десятки людей и была частично перегорожена река Шахдара. Сообщается, что паводковая волна пришла в Дашт в три этапа, что может объясняться временным накоплением воды в каньоне нижней переходной зоны, в результате блокировки крупными валунами, увлечёнными водой, или обвалом боковых склонов в результате размыва интенсивным потоком воды ([Шнайдер и др., 2004](#)). Как говорят жители кишлака Бародж на противоположной стороне долины, время прохождения волны от прорыва до кишлака Дашт составило не менее 45 минут.

Катастрофа в Даште является единственным известным крупным прорывом ледникового озера на Памире за последние десятилетия. Однако, известно о нескольких событиях на Тянь-Шане, самые последние из которых -- прорыв ледникового озера Арча-Баши в 1998 г. и ледникового озера Западный Зиндан в 2008 г. ([Нарама и др., 2010](#)).

4 Подготовка инвентаризации озёр

Исследование полагается в основном на данные дистанционного зондирования. Чтобы получить динамическое покрытие всей области изучения, были собраны следующие наборы спутниковых изображений:

- (1) рассекреченные снимки программы Corona (1968 г.; размер пикселя <5 м)
- (2) снимки Landsat ETM+ (2000 – 2003; размер пикселя 15 м, цветные с улучшением изображения)
- (3) изображения ASTER (2000 – 2009; размер пикселя: 15 м)

Кроме того, была использована цифровая модель рельефа (ЦМР) SRTM-4 (Джарвис и др., 2008; размер пикселя примерно 90 м). Несмотря на более низкое разрешение, она лучше передаёт характеристики ландшафта, чем изображения ASTER DEM, что подтверждают [Кааб и др. \(2005\)](#).

Все озёра в данной области были картированы по трём временным интервалам: 1968 г. (изображения Corona), 2001/02 гг. (ASTER и Landsat ETM+), и 2007/08 гг. (изображения ASTER). За исключением 1968 г., невозможно было охватить всю территорию, без облаков и снега, используя данные одного года, не говоря уже об одном дне. Проверка и сбор дополнительной информации по каждому озеру были поддержаны изображениями высокого разрешения из программы Google Earth.

Для каждого озера фиксировались материал дамб, тип стока и присутствие ледников, способных отколоться в озеро. Просачивание сквозь дамбу предполагалось для всех озёр без ярко выраженного поверхностного стока. Хотя часто в обоих типах озёр встречаются комбинации и временные вариации стока, подробный анализ данного феномена в региональном масштабе вряд ли приемлем. Вычислялась поверхность озера A (м²), а запас гребня плотины F (м) вычислялся как разница между ЦМР с заполненными впадинами и высотой озера (значением исходной ЦМР для центральной точки озера). [Таблица 1](#) показывает ключевые параметры, присвоенные каждому озеру на карте. Все озёра с $A < 2500$ м² в 2007-2008 гг. исключались из дальнейшего анализа.

Функции регрессии, связывающие объём озера с площадью его поверхности, предлагали, например, [О'Коннор и др. \(2001\)](#) и [Хаггель и др. \(2002\)](#), а использовал [Аллен и др. \(2009\)](#). Однако, напрямую рассчитать объём озера

исходя из площади проблематично. Площадь соотносится с объёмом, и эффекты автокорреляции снижают большой разброс в соотношении измеренной площади и глубины и приводят к переоценке качества информации (Хаггел и др., 2002). Поэтому сначала была рассчитана средняя глубина озера, исходя из его площади, используя эмпирические отношения, рассчитанные Хаггелем и др. (2002):

$$D = 1.04 \cdot 10^{-1} A^{0.42} \quad (1)$$

Следующим шагом был вычислен объём озера V (м^3), исходя из площади и средней глубины озера:

$$V = D \cdot A = 1.04 \cdot 10^{-1} A^{1.42} \quad (2)$$

Развитие площади озера выражалось как соотношение площади в 1968 или 2001-2002 гг., в сравнении с площадью в 2007-2008 гг.:

$$r_{A1} = \frac{A_{1968}}{A_{2007/08}} \quad (3)$$

$$r_{A2} = \frac{A_{2001/02}}{A_{2007/08}} \quad (4)$$

Значения меньше 1 означают рост, значения больше 1 -- уменьшение размера озера. Значение 0 означает, что озеро не существовало в 1968 или 2001-2002 гг. Озёра, существовавшие в 1968 и/или 2001-2002 гг., но не существовавшие в 2007-2008 гг., не рассматривались при анализе.

Поскольку прорывы озёр часто связаны с крупными землетрясениями, был добавлен эффект сейсмического воздействия: для этой цели подошло максимально возможное пиковое ускорение грунта PGA_{max} ($\text{см}/\text{с}^2$). Оно рассчитывалось исходя из опубликованной карты активных разломов Таджикистана (Бабаев и др., 1984) и эмпирических взаимосвязей, сопоставляющих PGA_{max} с максимальной магнитудой землетрясения, присвоенной разлому и расстоянию до его оси (Абдрахматов и др., 2003).

5 Анализ опасности

5.1 Процесс работы

Процедура анализа опасности в региональном масштабе проиллюстрирована на Рис. 2. Она направлена на идентификацию потенциально опасных озёр и возможных зон влияния прорывов в качестве основы для подробного изучения и процедур смягчения риска. Концепция включает опасность:

(1) каждого озера в плане его прорыва (опасность прорыва озера H);

(2) каждого пикселя в плане риска пострадать от наводнения, вызванного прорывом определённого озера (опасность воздействия H_I).

Общая сложность определения частоты для редких или единичных событий, таких как прорывы озёр, в сочетании с обрывочными историческими данными о зоне исследования, исключали использование строго количественного подхода. Вместо этого используется концепция уязвимости – понимаемая как вероятность наводнения, вызванного прорывом озера, в сочетании с тенденцией такого наводнения достичь определённой области или пикселя. Она сочетается с максимально возможной магнитудой, чтобы получить измерение опасности. Разработанная и использованная система оценки частично основана на работе Рейнольдса (2003) и Хаггеля и др. (2004а) и более подробно разъясняется в следующих секциях.

Весь процесс работы реализован как командный скрипт на языке Си, использующий ГИС GRASS -- открытое ПО для обработки географической информации, для компонентов пространственного анализа. Основные задачи пространственного моделирования включают Топографический Индекс Уязвимости (ТИУ) (см. следующий раздел), геометрию дамбы и область воздействия. ЦМР, растровая карта с уникальным идентификатором каждого озера и текстовый файл с параметрами, перечисленными в Таблице 1 по каждому озеру, использовались как входная информация. Выходные данные представляли собой таблицу уязвимости к наводнению и оценку опасности для каждого озера, а также растровые карты с оценкой уязвимости и опасности по каждому пикселю.

Процедура применяется для пикселей размером 60 м. Результаты проверяются сверкой результатов процедуры с имеющейся информацией о событии 2002 г. в Даште и глубоким изучением отдельных случаев. Для данной цели были проведены несколько вертолётных и полевых исследований с 2003 по 2009 г., чтобы получить подробные и современные данные об интересующих нас озёрах и долинах.

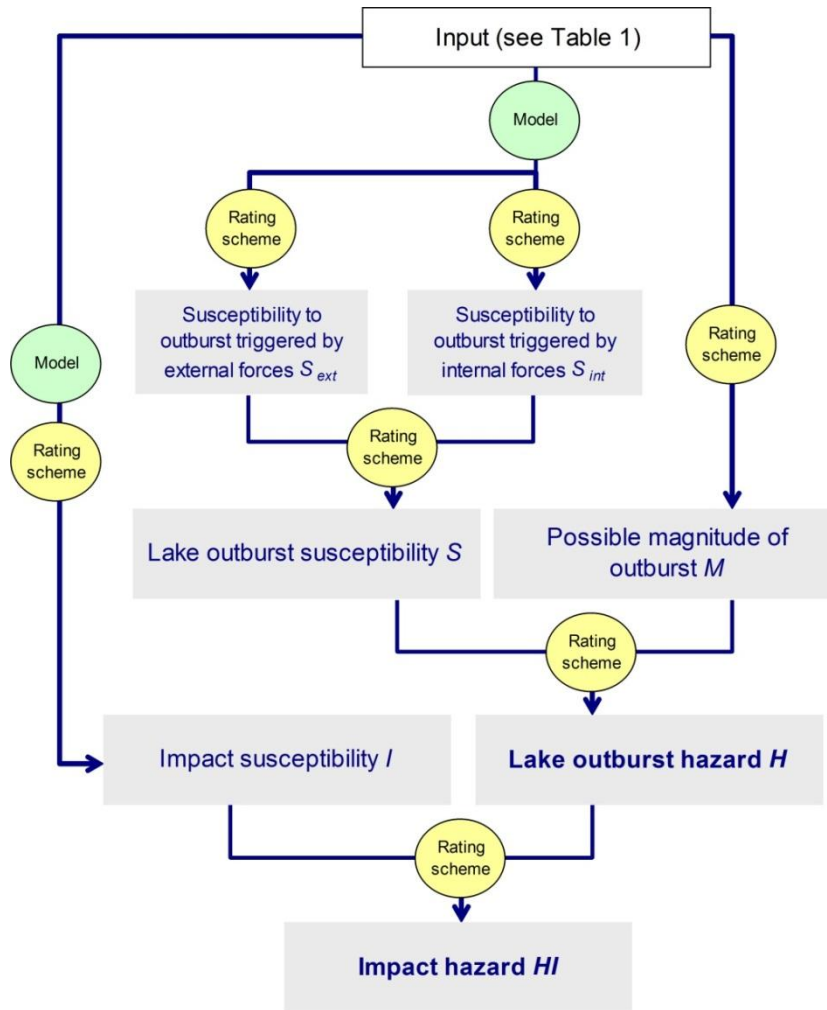


Рис. 2. Процесс региональной оценки опасностей.

Таблица 1. Входные параметры, используемые для регионального анализа опасности прорыва озёр (см. Рис. 2).

Параметр	Сокращение	Единица	Источник
Прорыв озера		Логическое значение	Качественная интерпретация спутниковых снимков (ASTER, WorldView, GoogleEarth)
Тип дамбы		Номинальное	
Возможность обрушения в озеро		Логическое значение	
Высота над уровнем моря	z	м	Рассчитано из центра озера и ЦМР
Запас гребня плотины	F	м	
Площадь озера	A	м ²	Рассчитано из известных озёр
Средняя глубина озера	D	м	Эмпирическое соотношение с площадью озера (Уравнение 1)
Объём озера	V	м ³	Вычисляется из площади и средней глубины озера (Уравнение 2)
Развитие площади озера с 1968 по 2007/08 гг.	r_{A1}	Коэффициент	Сравнение площади озёр исходя из динамического анализа спутниковых снимков
Развитие площади озера с 2001/02 по 2007/08 гг.	r_{A2}		
Максимальное пиковое ускорение грунта	PGA_{max}	м/с ²	Карта активных разломов и опубликованных взаимоотношений (Бабаев и Мирзоев, 1984; Абдрахматов и др., 2003)

5.2 Уязвимость и опасность прорыва озера

5.2.1 Уязвимость к прорыву, вызванному внешними силами

Исследовалась вероятность прорыва каждого озера в результате воздействия любого перемещения пород или землетрясения. События, произошедшие в Лагуне 513 в горах Кордильера-Бланка (Перу; Хеберли и др., 2010b), где ледяная лавина с верхней части склона вызвала разрушительное наводнение 11 апреля 2010 г., показали необходимость включать в такой анализ весь бассейн, а не только часть, непосредственно прилегающую к озеру. Был введён индекс топографической уязвимости TSI , чтобы учесть эту необходимость: каждому пикселю в бассейне озера был присвоен один из 25 предопределённых классов, исходя из крутизны местного склона и средней крутизны склона по самому крутому спуску к озеру. В зависимости от класса, каждому пикселю присваивался рейтинг топографической уязвимости TSR (по шкале от 0 до 10), описывающий уязвимость озера перед перемещением пород, исходящим из соответствующего пикселя. Рейтинг основывается на комбинации классов местного склона в качестве источника и средней крутизны по потенциальному пути потока между областью источника и озером в плане перемещения пород, следуя границам, которые определили, например, Короминас и др. (2003). Чтобы вывести TSI для всего бассейна, суммировался TSR по каждому классу, взвешенный по области поверхности, присвоенной соответствующему классу (возможный коэффициент взвешивания: 1 – 4). Затем складывались взвешенные индексы по каждому классу. В результате максимально возможное значение TSI составило 212. Данная концепция не учитывает местные геологические условия, но даёт достаточно точную оценку мест, где возможен удар стихии и где он не возможен.

TSI -- основа для оценки уязвимости к прорывам озёр, вызванным внешними факторами S_{ext} (Таблица 2). Возможность обрушения ледника в озеро отмечается увеличением S_{ext} на единицу для озёр с непосредственно прилегающими ледниками.

Что касается вероятности таких внешних событий, данные метеорологических наблюдений на больших высотах недостаточны для включения в расчёты. Максимальное пиковое ускорение грунта PGA_{max} используется для оценки сейсмической опасности. Пороги PGA , способные вызвать перемещение пород, серьёзно варьируются в разных областях. Значения в районе $0,5 - 2 \text{ м/с}^2$, выявленные Вонгом и др. (2010) для землетрясения в Венчуане в 2008 г., относятся к крайне подверженным оползням склонам той области и не применимы к Юго-Западному Памиру. Мёрфи и др. (2002) предложили значения от $4,5$ до $20,4 \text{ м/с}^2$ для каменистых склонов долины Тачия в Тайване. Следуя этим результатам, S_{ext} увеличивается на 1 для $PGA_{max} \geq 5 \text{ м/с}^2$.

Высота гребня F (м) вычисляется исходя из ЦМР. Для озёр с $F \geq 25$ м, окончательная оценка снижается на 1 (см. Таблицу 2). Поэтому, S_{ext} может принимать значения от 0 до 4 (отрицательные значения считаются нулевыми).

Таблица 2. Схема оценки уязвимости перед прорывами, вызванными внешними силами S_{ext} . Начальные значения S_{ext} рассчитываются исходя из индекса топографической уязвимости. Затем эти значения увеличиваются или уменьшаются в зависимости от возможности обрушения, сейсмической опасности и высоты гребня плотины.

Критерий	Класс	Определение	S_{ext}
Индекс топографической уязвимости	1 Низкая	$TSI < 10$	0
	2 Средняя	$TSI \geq 10 - < 40$	1
	3 Высокая	$TSI \geq 40$	2
Обрушение в озеро	1 Обрушение невозможно	Отмечается на карте	± 0
	2 Обрушение возможно	Отмечается на карте	+1
Сейсмическая опасность	1 Низкая	$PGA_{max} < 500 \text{ см/с}^2$	± 0
	2 Высокая	$PGA_{max} \geq 500 \text{ см/с}^2$	+1
Запас гребня плотины	1 Высокий	$F > 25 \text{ м}$	-1
	2 Низкий	$F \leq 25 \text{ м}$	± 0

5.2.2 Уязвимость перед прорывом, вызванным внутренними силами

Поскольку напрямую измеренные количественные данные не применимы в региональном масштабе, пришлось использовать количественную оценку уязвимости к прорыву озёр внутренними силами (прорыв дамбы) S_{int} , основанную на следующих основных параметрах: (1) материал дамбы; (2) сток озера; (3) развитие площади озера и (4) геометрия дамбы. В [Таблице 3](#) показана использованная схема оценки.

Дамбы с просачиванием считаются более склонными к прорыву, чем дамбы с исключительно поверхностным стоком, и растущие озёра более уязвимы, чем стабильные или уменьшающиеся. Все озёра, имевшие в 1968 или 2001/02 гг. площадь поверхности менее 80% от размера 2007/08 гг., считаются растущими.

Геометрия дамбы выражается как идеализированный средний наружный откос дамбы: ширина дамбы W определяется как Эвклидова дистанция между истоком из озера и ближайшим пикселем вниз по течению, лежащим по высоте ниже, чем среднее значение дна озера, исходя из средней глубины озера D .

Затем высчитывался тангенс среднего уклона дамбы в направлении стока, $\tan \beta$, по формуле D/W . Для очень маленьких склонов, где $\tan \beta \leq 0,02$, оценка снижается на единицу (см. [Таблицу 3](#)).

S_{int} также может принимать значения от 0 до 4 (отрицательные значения считаются нулевыми).

Таблица 3. Схема оценки уязвимости перед прорывами, вызванными внутренними силами S_{int} . Начальные значения S_{int} определяются исходя из материала дамбы. Затем эти значения увеличиваются или уменьшаются исходя из стока озера, изменений его размера и наружного откоса плотины.

Критерий	Класс	Определение	S_{int}
Материал дамбы	1 Озеро во впадине	Отмечается на карте	0
	2 Блочная плотина	Отмечается на карте	0
	3 Осколочная плотина	Отмечается на карте	1
	4 Плотина в виде выступа породы	Отмечается на карте	0
	5 Дамба из ледника или свежей морены	Отмечается на карте	2
Сток озера	1 Чётко видимый поверхностный сток	Отмечается на карте	± 0
	2 Нет чётко видимого поверхностного стока	Отмечается на карте	+1
Изменение размера озера	1 Стабильное или уменьшающееся	r_{A1} и $r_{A2} > 0,8$	± 0
	2 Растущее	r_{A1} или $r_{A2} \leq 0,8$	+1
Наружный откос плотины	1 Плавный	$\tan \beta < 0,02$	-1
	2 Крутой	$\tan \beta \geq 0,02$	± 0

5.2.3 Вычисление уязвимости и опасности прорыва озера

Оценки S_{int} и S_{ext} комбинируются с использованием схемы оценки, показанной в [Таблице 4](#). Чтобы вывести уровень опасности, итоговое значение склонности к прорыву S сочетается с оценкой потенциальной магнитуды события M . Было бы идеально использовать объём озера V или ожидаемый пиковый сброс прорывного наводнения Q_P , но они выводятся из эмпирических уравнений и

являются крайне неопределёнными. Объём озера напрямую связан с площадью озера A (см. [Уравнение 1](#) и [Уравнение 2](#)). Поэтому хорошо известная площадь поверхности озера является лучшим заменителем M . Оценка опасности прорыва озера H вычисляется сочетанием склонности к прорыву S каждого озера с площадью в этом классе. Применяемая схема показана на [Рис. 3](#).

Таблица 4. Оценка склонности к прорыву озера S : комбинация S_{ext} и S_{int} .

$S_{int} \downarrow$	S_{ext}	0	1	2	3	4
\rightarrow						
0		0	1	2	3	4
1		1	2	3	3	4
2		2	3	3	4	5
3		3	3	4	4	5
4		4	4	5	5	6

$M \downarrow$	$S \rightarrow$	0 Ne	1 Lo	2 Mo	3 Me	4 Hi	5 Vh	6 Eh
$A < 5,000 \text{ m}^2$		0 Ne	0 Ne	0 Ne	0 Ne	0 Ne	0 Ne	0 Ne
$A = 5,000 - <20,000 \text{ m}^2$		0 Ne	1 Lo	1 Lo	2 Mo	2 Mo	2 Mo	3 Me
$A = 20,000 - <40,000 \text{ m}^2$		0 Ne	1 Lo	2 Mo	3 Me	3 Me	3 Me	4 Hi
$A = 40,000 - <100,000 \text{ m}^2$		0 Ne	2 Mo	3 Me	3 Me	3 Me	4 Hi	4 Hi
$A = 100,000 - <250,000 \text{ m}^2$		0 Ne	2 Mo	3 Me	4 Hi	4 Hi	5 Vh	5 Vh
$A = 250,000 - <1,000,000 \text{ m}^2$		0 Ne	2 Mo	3 Me	4 Hi	5 Vh	5 Vh	6 Eh
$A \geq 1,000,000 \text{ m}^2$		0 Ne	3 Me	4 Hi	4 Hi	5 Vh	6 Eh	6 Eh

Рис. 3. Опасность прорыва озера H : комбинация площади озера, заменяющая магнитуду прорыва озера M и уязвимость S . Ne = пренебрежимо малая, Lo = низкая, Mo = умеренная, Me = средняя, Hi = высокая, Vh = очень высокая, Eh = крайне высокая.

5.3 Эффект прорыва и опасность

5.3.1 Уязвимость к удару

Эффект прорыва I оценивается как тенденция прорыва определённого озера повлиять на определённую область (пиксель). Здесь не рассматривается опасность прорыва озера H , которая включена на следующем шаге (опасность удара HI).

В региональном масштабе эмпирическо-статистические соотношения годятся для определения связи между пройденным расстоянием L или средним уклоном пройденного участка ω потока и вовлечённым объёмом V или пиковым

сбросом Q_p , или хотя бы для определения глобального ω . Таблица 5 показывает часть таких отношений, рассчитанных для обломочных потоков в целом и прорыва озёр в частности.

Короминас и др. (2003) рассчитали средний угол прохождения $\omega = 21^\circ$ для осколочных потоков на незасорённом пути потока. Рикенманн (1999) соотнёс горизонтальный пройденный путь L (м) с общим объёмом потока V (м³) и вертикальной дистанцией Z (м) (см. Таблицу 5). Результаты, полученные по этим правилам, показывают большой разброс и в целом недооценивают путь паводковой волны в результате прорыва озера (Мергили и др., принято; Рис. 4). Хеберли (1983) предложил $\omega = 11^\circ$ конкретно для прорыва ледниковых озёр, это значение использовали Хаггель и др. (2003) в комбинации с моделью направления Модифицированного Единого Потока (MSF).

Некоторые авторы предложили эмпирические взаимоотношения для вычисления пикового сброса Q_p (м³/с) – требуемого как входные данные для взаимоотношения ТЗ в Таблице 5 – исходя из объёма прорыва V (м³) и высоты дамбы относительно глубины озера D (м) как факторы для прогноза, общую информацию (см., например, у Кроста и др. (2006)). В нашем исследовании объём прорыва считался равным объёму озера (худший вариант). Таблица 6 показывает различные подходы, в основном функции регрессии. Хаггель и др. (2004а) подчёркивали важность учёта разных типов дамб. t во взаимоотношении Q8 означает длительность прорыва, Хаггель и др. (2004а) предложили считать $t = 1000$ с в первом приближении.

Таблица 5. Эмпирические отношения, потенциально подходящие для приблизительной оценки дальности прохождения паводка от прорыва озёр.

Отношения	Источники	Примечания
T1 $L = 1.9V^{0.16}Z^{0.83}$	Рикенманн (1999)	для обломочных потоков в целом
T2 $\omega = 11^\circ$	Хеберли (1983), Хаггель и др. (2003), Хаггель и др. (2004а)	для обломочных потоков от прорыва ледниковых озёр, в настоящей статье применяется $\omega = 8^\circ$.
T3 $\omega = 18Q_p^{-0.07}$	Хаггель (2004)	Худший вариант для обломочных потоков от прорыва ледниковых озёр
T4 $\omega \geq 2^\circ$	Хеберли (1983), Хаггель и др. (2004а)	Для потоков от прорыва ледниковых озёр

После отложения обломков или грязи, увлечённых потоком, или если осадочных пород увлечено мало, поток может продвинуться намного дальше: Хеберли (1983) предположил средний угол прохождения $2 - 3^\circ$, но были сообщения и о пробеге свыше 200 км (например, Хьюитт, 1982).

Чтобы получить точную оценку пути пробега потенциального паводка, были скомбинированы подходы Т1 – Т4, показанные в Таблице 5. Подход Короминаса и др. (2003) не использовался, т.к. по всей видимости он не подходит для прорывных потоков. Склонность каждого пикселя к воздействию от прорыва соответствующего озера рассчитывается следующим образом, с использованием GRASS ГИС:

(1) Прорыв озера считается единой точкой массы, происходящей из места стока соответствующего озера. Он направляется вниз по склону методом случайного прохода, с учётом угла наклона местности. Чтобы покрыть все возможные варианты, для каждого озера высчитываются 800 случайных проходов.

(2) В начале каждого прохода случайным образом выбирается эмпирическое соотношение, определяющее дальность прохождения потока, из набора Т1 – Т4 (см. Таблицу 5). Это означает, что по каждому соотношению проводится около 200 случайных проходов. Для подхода Т1 объём V случайным образом варьируется от 1 до 4 объёмов озера, чтобы учесть захваченные осадочные породы. Для подхода Т3, Q_p выбирается случайным образом из Таблицы 6 для каждого случайного прохода. Q1 – Q9 используются для ледниковых озёр (Тип 5 в Таблице 3). Для всех остальных озёр используются соотношения Q1 – Q7. В итоге, в конечных результатах каждое соотношение представлено 25-30 случайными проходами.

Таблица 6. Эмпирические уравнения, соотносящие пиковый сброс Q_p с объёмом прорыва V и глубиной озера в сравнении с высотой дамбы D .
 ρ_w = плотность воды (кг/м^3), g = ускорение свободного падения (м/с^2).

Соотношения Q1 по Q7 были разработаны для оползневых дамб, Q8 для моренных дамб и Q9 для подледникового сброса озёр, запруженных ледником. Примеры относятся а рассчитанному пиковому сбросу Даштского события 2002 г. (площадь озера: $37\ 000\ \text{м}^2$) и гипотетическому полному сбросу Риваккуля ($1,2\ \text{км}^2$). Значения в скобках относятся к режимам сброса, не имеющим значения для соответствующего озера (показаны для сравнения).

	Уравнение для Q_p ($\text{м}^3/\text{с}$)	Ссылка	Пример Q_p Дашт 2002	Пример Q_p Риваккуль
Q1	$672(10^{-6}V)^{0.56}$	1.1.1.1.1.1.1 K ос та (1	1.1.1.1.1.1.2 (3 5 4	1.1.1.1.1.1.3 5 5 6 2

		98 5)	М ³/ с)	М ³/ с
1.1.1.1.1.1.4 (2	1.1.1.1.1.1.5 $6.3D^{1.59}$		(194 м³/с)	1955 м³/с
Q3	$181(10^{-6}V \cdot D)^{0.43}$		(280 м³/с)	4329 м³/с
Q4	$1.58 \cdot 10^{-2}(\rho_w \cdot g \cdot V \cdot L$	Коста и Шустер (1988)	(299 м³/с)	4072 м³/с
Q5	$1.6V^{0.46}$	Вальдер и О'Коннор (1997)	(544 м³/с)	5225 м³/с
Q6	$6.7D^{1.73}$		(278 м³/с)	3446 м³/с
Q7	$9.9 \cdot 10^{-1}(V \cdot D)^{0.40}$		(373 м³/с)	4766 м³/с
Q8	$2V/t$	Хаггель и др. (2002)	(638 м³/с)	(87 124 м³/с)
Q9	$46(10^{-6}V)^{0.66}$	Вальдер и Коста (1996)	22 м³/с	(555 м³/с)

(3) Далее каждому пикселю присваивается оценка уязвимости I (0 пренебрежимо малая – 6 крайне высокая, исходя из числа n в отношениях T1 – T4, предсказывающих влияние на соответствующий пиксель и средний угол наклона ω (Таблица 7). Если $n = 1$, соответствующее соотношение всегда будет T4, что даёт максимально длинный путь паводковой волны и максимальную зону удара. Для этих пикселей возможный вид влияния рассматривается как наводнение (без обломочного потока), а уязвимость к удару I от 1 (низкая) до 3 (средняя), в зависимости от ω . Если хотя бы два отношения предсказывают влияние на пиксель, также в качестве возможного типа опасности рассматривается обломочный поток, а уязвимость к удару оценивается от 4 (высокая) до 6 (крайне высокая), в зависимости от n .

Таблица 7. Оценка уязвимости к воздействию I . n означает количество связей (см. Таблицу 5), предсказывающих воздействие на рассматриваемый пиксель, ω означает средний угол уклона до рассматриваемого пикселя. Поскольку соотношение, рассчитанное на наводнение, предсказывает максимальный путь паводковой волны, и не все прорывы приводят к обломочным потокам, тип воздействия для пикселей с ≥ 2 может быть наводнение или обломочный поток.

I	n	ω (градусы)	Тип воздействия
-----	-----	-----------------------	--------------------

0 Пренебрежимо мала	0		
1 Низкая	1	<4	Наводнение
2 Умеренная		4 – <6	
3 Средняя		≥6	
4 Высокая	2	Не	Обломочный
5 Очень высокая	3	относится	поток или наводнение
6 Крайне высокая	4		

5.3.2 Опасность воздействия

Оценки опасности прорыва озера H и уязвимости к воздействию I в сочетании определяют оценку опасности воздействия HI , согласно матрицы, показанной на Рис. 4. Первый шаг к оценке риска предпринимается наложением карты опасности воздействия на карту населённых пунктов и культивируемых областей. Дальнейшая дифференциация этой карты в отношении уязвимостей и воздействий необходима для полномасштабного анализа рисков в региональном масштабе.

$H \downarrow I \rightarrow$	0 Ne	1 Lo	2 Mo	3 Me	4 Hi	5 Vh	6 Eh
0 Ne	0 Ne	0 Ne	0 Ne	0 Ne	0 Ne	0 Ne	0 Ne
1 Lo	0 Ne	1 Lo	1 Lo	2 Mo	2 Mo	2 Mo	3 Me
2 Mo	0 Ne	1 Lo	2 Mo	3 Me	3 Me	3 Me	4 Hi
3 Me	0 Ne	2 Mo	3 Me	3 Me	3 Me	4 Hi	4 Hi
4 Hi	0 Ne	2 Mo	3 Me	4 Hi	4 Hi	5 Vh	5 Vh
5 Vh	0 Ne	2 Mo	3 Me	4 Hi	5 Vh	5 Vh	6 Eh
6 Eh	0 Ne	3 Me	4 Hi	4 Hi	5 Vh	6 Eh	6 Eh

Рис. 4. Матрица оценки опасности воздействия HI основана на оценках опасности прорыва озера H и склонности к воздействию I . Сокращения объяснены на Рис. 3.

6 Оценка события в Даште 2002 г.

Процедура анализа опасности оценена с помощью события в Даште в 2002 г. Внешне озеро не отличалось от большинства других ледниковых озёр в области исследования. Вероятность прорыва оценена как высокая, опасность – в связи с ограниченным размером – как средняя.

Все эмпирические модели, показанные в Таблице 5, недооценивают дальность прохождения обломочного потока в Даште, который характеризуется $\omega = 9.3^\circ$.

Хотя в результате обломочный поток достиг кишлака Дашт в 10,5 км от озера, эмпирические отношения предсказывают, что поток должен был остановиться уже в верхней части бассейна (Рис. 5). Причинами такой дальности воздействия могут быть мобилизовавшийся подлёдный резервуар с водой, участвовавший в прорыве, определённая реология или эффект аккумуляции воды: согласно полевым наблюдениям и интервью с местным населением, узкая секция протока была заблокирована как минимум дважды, после чего следовал интенсивный сброс воды, осколков и грязи (Шнайдер и др., 2004).

Чтобы получить более консервативные значения – что желательно при таком типе анализа – использовалось значение $\omega = 8^\circ$ при применении отношения T2 к Юго-Западному Памиру (см. Table 5).

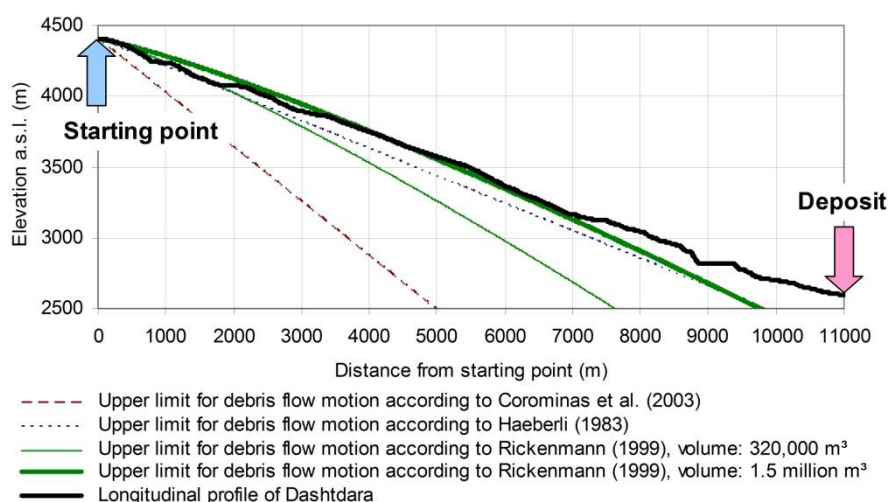


Рис. 5. Продольный профиль пути движения потока в Даште в 2002 г. с верхними пределами пути движения потока согласно различным эмпирическим взаимоотношений.

7 Результаты

7.1 Распространение и характеристики озёр

В период 2007/08 гг., в области исследования были идентифицированы 428 озёр с площадью $A \geq 2,500 \text{ м}^2$. Из них 20 являются расширениями русла рек или мелкими болотистыми водоёмами (распознаются с помощью топографической ситуации, цвету и существованию полосок гравия) и исключаются из дальнейшего анализа. Из оставшихся 408 озёр, 187 находятся во впадинах волнообразного ландшафта, скорее всего сформировавшегося в плейстоценовый период, на некотором расстоянии от недавних ледников, но всё-таки выше 4000 м над уровнем моря (Тип 1 в Таблице 3). 20 озёр имеют дамбы с преобладанием крупных блоков, представляющих плейстоценовую окраинную морену, оползневые отложения или комбинацию этих двух

материалов (Тип 2). 13 озёр запружены конусами из обломков (Тип 3), а ещё 16 – выступами каменных пород (Тип 4). Оставшиеся 172 озера являются ледниковыми в строгом смысле этого слова: они либо напрямую находятся на открытом льду, либо запружены языками ледников, покрытыми обломками, каменными глетчерами или свежей мореной (Тип 5). Граница между последними тремя типами достаточно размыта, и идентификация требует геофизических методов, не применимых в региональном масштабе. Мы не делали различий между пред- и надледниковыми озёрами. Таблица 8 показывает количества и некоторые геометрические характеристики различных типов озёр.

Рис. 6 показывает высотное распределение озёр, организованных по типам дамб. Менее 10% озёр находятся ниже 4200 м над уровнем моря, но два из них больше, чем 1 км² (Дурумкуль и Риваккуль; Тип 2). Примерно на высоте 4200 м, крутые края долин переходят в волнообразные равнины, сформированные плейстоценовыми ледниками. В этом ландшафте наблюдается множество озёр Типа 1. Турумтайкуль и Зарошкуль – крупнейшие представители этого типа. Выше 4500 м, в зоне недавних ледников и свежих морен, чаще встречаются озёра Типа 5, а в зоне выше 4700 м они преобладают. Самые высокие ледниковые озёра находятся на высоте 5060 м. Наибольшая плотность озёр наблюдается в районе 4500 – 4550 м. Причины этого – с одной стороны большая площадь поверхности в этой категории (см. **Рис. 6**), а с другой стороны благоприятные условия для развития озёр Типа 1 и 5.

Рис. 6 также показывает тенденции развития озёр. Большинство ледниковых озёр (Тип 5), расположенных в изменяющихся условиях с активной морфодинамикой (**Мергили и др., подано**), растут, также как и многие озёра Типа 1.

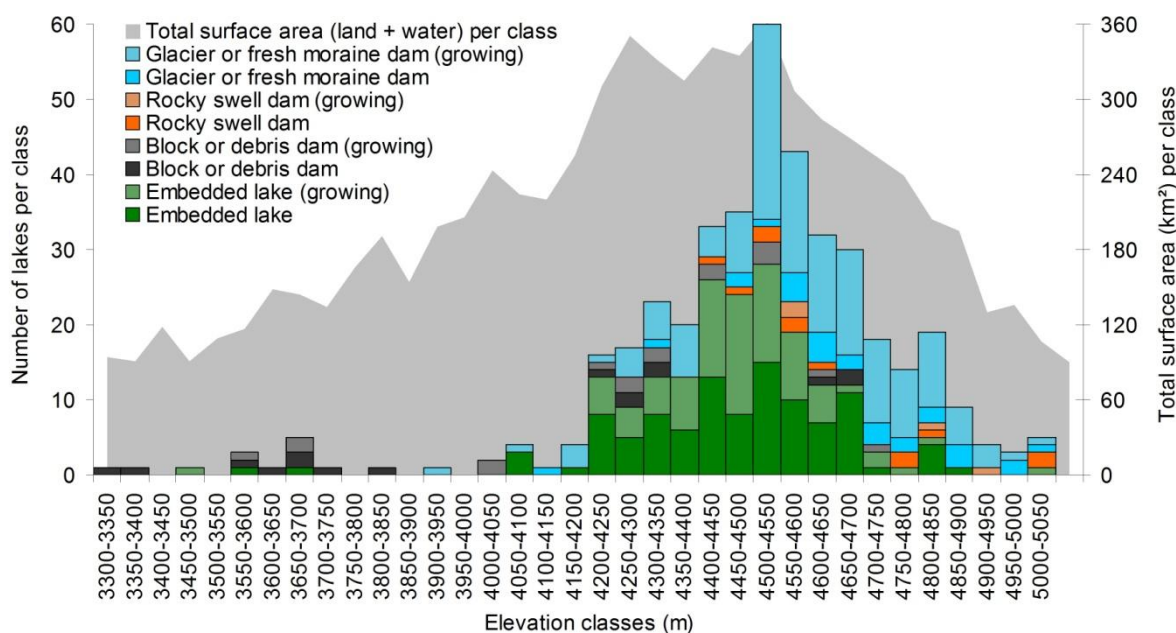


Рис. 6. Распределение типов озёр и эволюции озёр по высотам. Распределение общей поверхности в зоне исследования показано для справки.

7.2 Склонность к прорыву озера

Нет существенных различий между типами озёр в плане склонности к прорыву из-за внешних сил S_{ext} , который в основном зависит от топографии и состояния близлежащих склонов, а не от характера дамбы (Рис. 7а). Ледниковые озёра больше всего склонны к прорывам из-за внутренних сил, как показано в схеме оценки (Рис. 7б). В сумме, ледниковые озёра получают самыми уязвимыми, в 66 случаях уязвимость очень высокая (Класс 5), и в 85 случаях – высокая (Класс 4). Есть также 15 не ледниковых озёр с высокой уязвимостью. Всем другим озёрам присвоен Класс 3 (средняя склонность) или ниже (Рис. 7с).

7.3 Опасность прорыва озера и опасность воздействия

Из 408 проанализированных озёр опасность прорыва H оценена как пренебрежимо малая (Класс 0) в 122 случаях, в основном благодаря их малому размеру $A < 5\,000\text{ м}^2$ (Рис. 7д). 35 озёр находятся в Классе 1 (низкая опасность), 124 в классе 2 (умеренная опасность), 87 в Классе 3 (средняя опасность), 34 в Классе 4 (высокая опасность) и 6 в Классе 5 (очень высокая опасность). В Классе 6 (крайне высокая опасность) нет ни одного озера. Ледниковые озёра более известны своей уязвимостью, чем опасностью, поскольку в среднем они меньше, чем озёра других классов (см. Таблицу 8). И наоборот, крупные озёра Дурумкуль (площадь $1,7\text{ км}^2$) и Риваккуль (площадь $1,2\text{ км}^2$), запруженные отложениями крупных блоков (оползни или плейстоценовые морены), считаются весьма опасными, несмотря на низкую или среднюю склонность к прорыву.

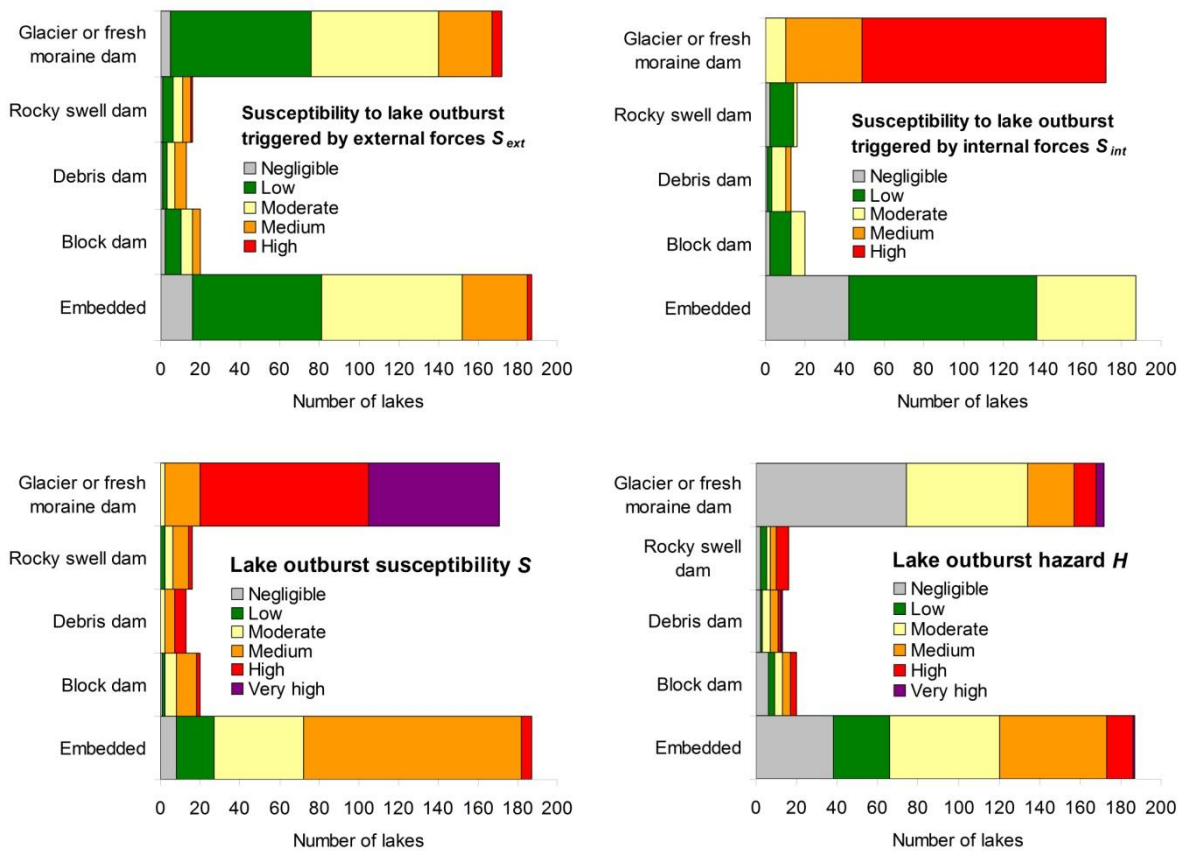


Рис. 7а. Склонность к прорыву, вызванному внешними силами S_{ext} .

Рис. 7б. Склонность к прорыву, вызванному внутренними силами S_{int} .

Рис 7с. Комбинированная склонность к прорыву озера S .

Рис. 7д. Опасность прорыва озера H .

Таблица 8. Статистика по озёрам, по типу озера. n_l = количество озёр, ρ_g = процент растущих, A_{avg} и A_{max} = средняя и максимальная площадь озера, Z_{min} , Z_{avg} и Z_{max} = минимальная, средняя и максимальная высота над уровнем моря.

Тип озера	n_l	ρ_g	A_{avg} (км ²)	A_{max} (км ²)	Z_{min} (М)	Z_{avg} (М)	Z_{max} (М)
1 Озеро во впадине	187	45	0,143	8,99	3473	4460	5029
2 Блочная плотина	20	55	0,205	1,68	3341	4076	4718
3 Обломочная плотина	13	46	0,085	0,62	3590	4223	4686
4 Плотина в виде выступа породы	16	25	0,107	0,48	4418	4692	5021

5 Дамба из ледника или свежей морены	172	83	0,018	0,41	3926	4608	5063
--	-----	----	-------	------	------	------	------

Hazard indication map Gunt and Shakh dara valleys

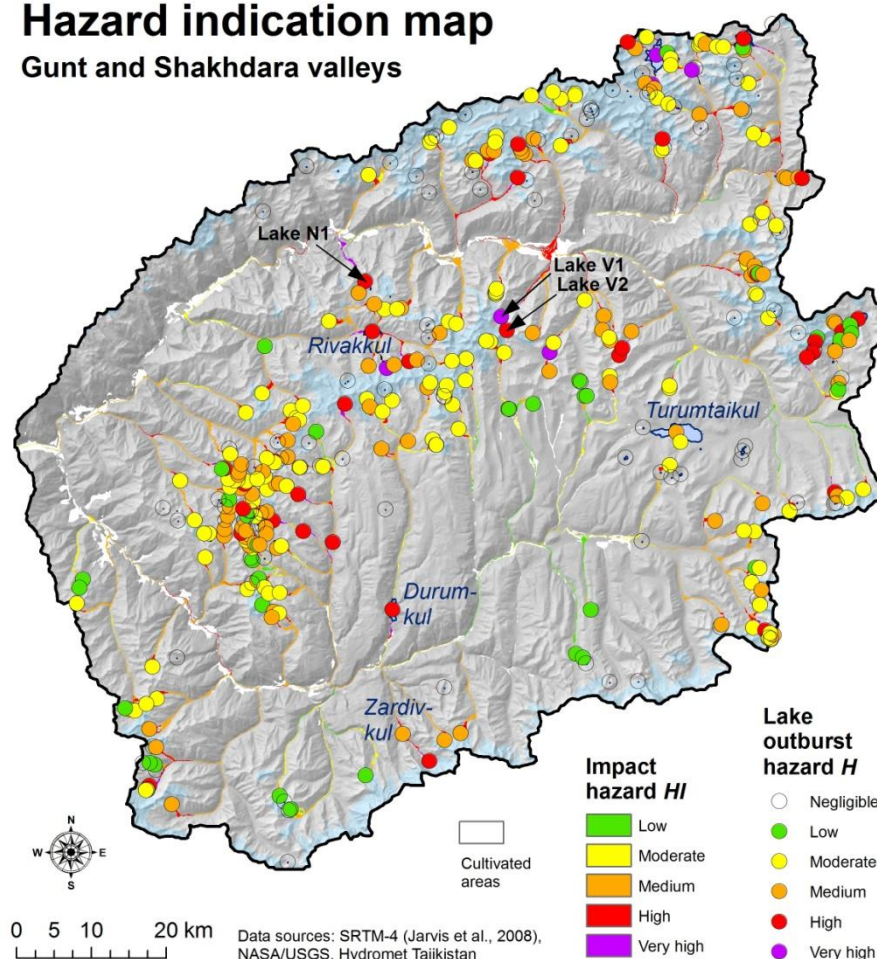


Рис. 8. Карта с указанием опасности по долинам Гунт и Шахдара.

На Рис. 8 показана карта опасности по всей зоне исследования. Показана опасность прорыва каждого озера и опасность воздействия по каждому пикселю. Максимальная дальность прохождения потенциального осколочного потока и наводнения, исходящего из озёр, указаны на Рис. 9. Только у 97 из 408 озёр предсказывается дальность распространения обломочного потока более 2 км при прорыве. Максимальная дальность (15,5 км) рассчитана для Ниматскуля (озеро N1 на Рис. 8; см. следующую секцию). Наводнение может продвинуться более чем на 30 км в случае 298 озёр, а максимальная дальность составляет 75,5 км. Однако надо помнить, что единственный критерий, использованный в расчёте -- это средний уклон по пути распространения. Многие озёра в области исследования слишком малы, чтобы произвести поток достаточного объёма.

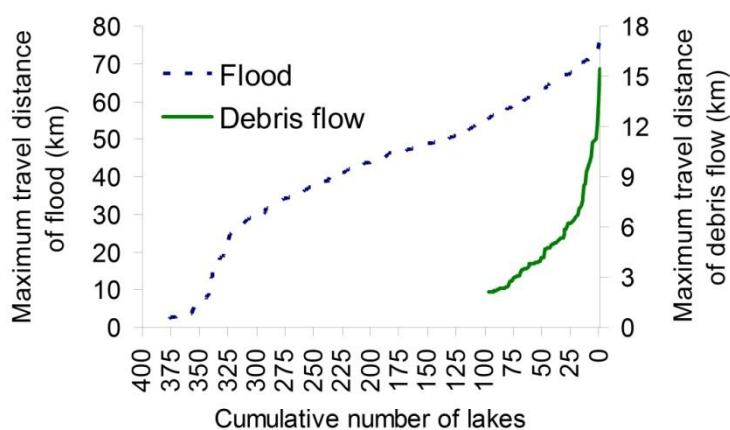


Рис. 9. Рассчитанные максимальные дальности движения обломочного потока и наводнения от прорыва озёр.

7.4 Практические ситуации

Даштские события -- единственный документированный случай прорыва озера в области исследования. Есть свидетельства более ранних прорывов, например, Риваккуля (Шнайдер и др., 2004), но такие наблюдения слишком неопределённые для использования.

Озёра, определённые как опасные или очень опасные, можно объединить в две категории:

- (1) растущие ледниковые озёра (Тип 5), в основном с просачиванием сквозь дамбу;
- (2) крупные озёра различных типов (Тип 1, 2 и 4 согласно Таблицы 3).

Хотя в задачу данной статьи не входит подробное обсуждение всех этих озёр, мы приведём по одному примеру каждого типа, чтобы продемонстрировать потенциал и ограничения процедуры регионального анализа при более подробном изучении.

Растущее ледниковое озеро (V1) расположено в верховьях Варшедздары на высоте 4513 м над уровнем моря. (Рис. 10а и Рис. 10b; см. Рис. 8), в 11 км выше по течению от кишлака Варшедз. Летом 2007 г. площадь озера составляла 155 000 м². Склонность к прорыву и опасность считаются очень высокими. Озеро V1 служит примером многих аналогичных ледниковых озёр в области исследования, хотя большинство из них меньше по размерам. Второе, более крупное озеро (360 000 м²) стабильного размера (V2) расположено в 2,5 км выше по течению от V1, на высоте 4 795 м. Оно запружено выступом породы, частично покрытым моренным материалом и ограничено крутыми, частично оледенелыми склонами. Здесь нет постоянного поверхностного стока. Озеро имеет среднюю склонность к прорыву, но высокую опасность в случае прорыва. Сход ледяной лавины в озеро -- наиболее вероятный сценарий, способный вызвать наводнение. Однако в этом случае выльется только часть озера.

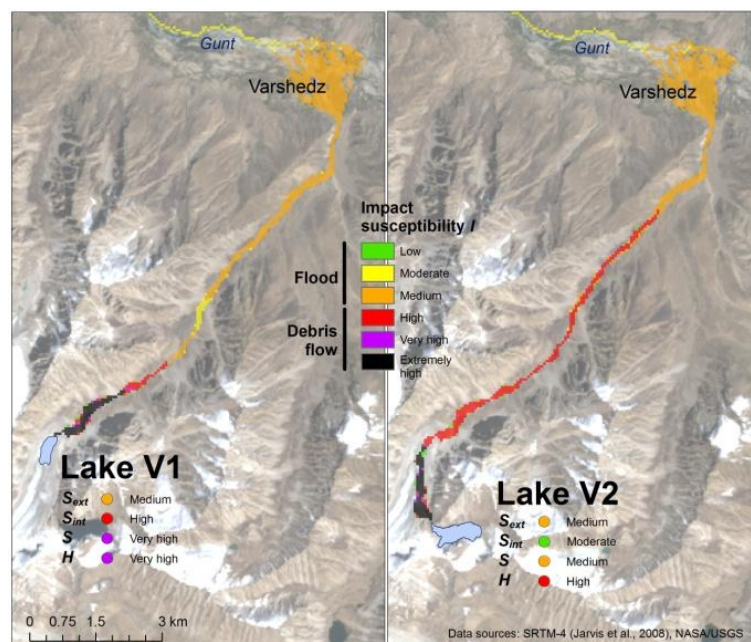
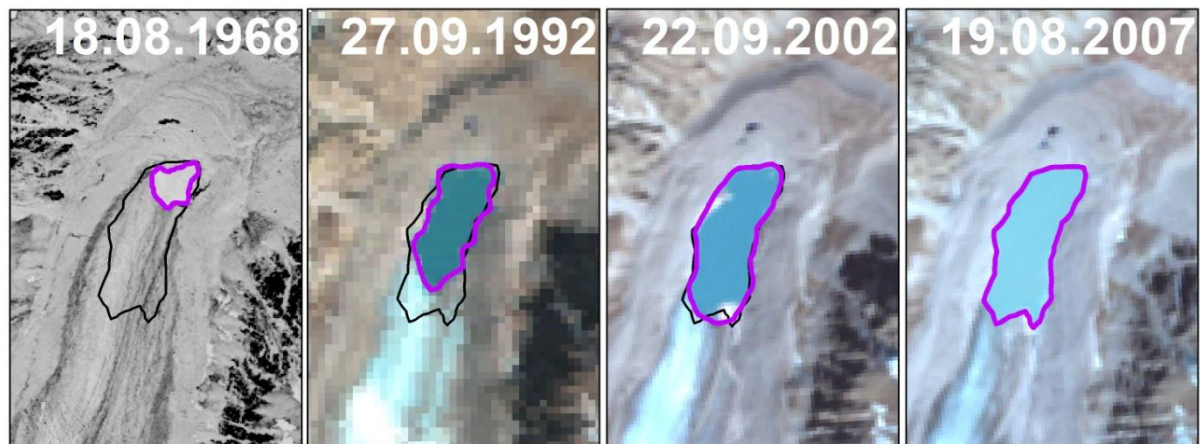
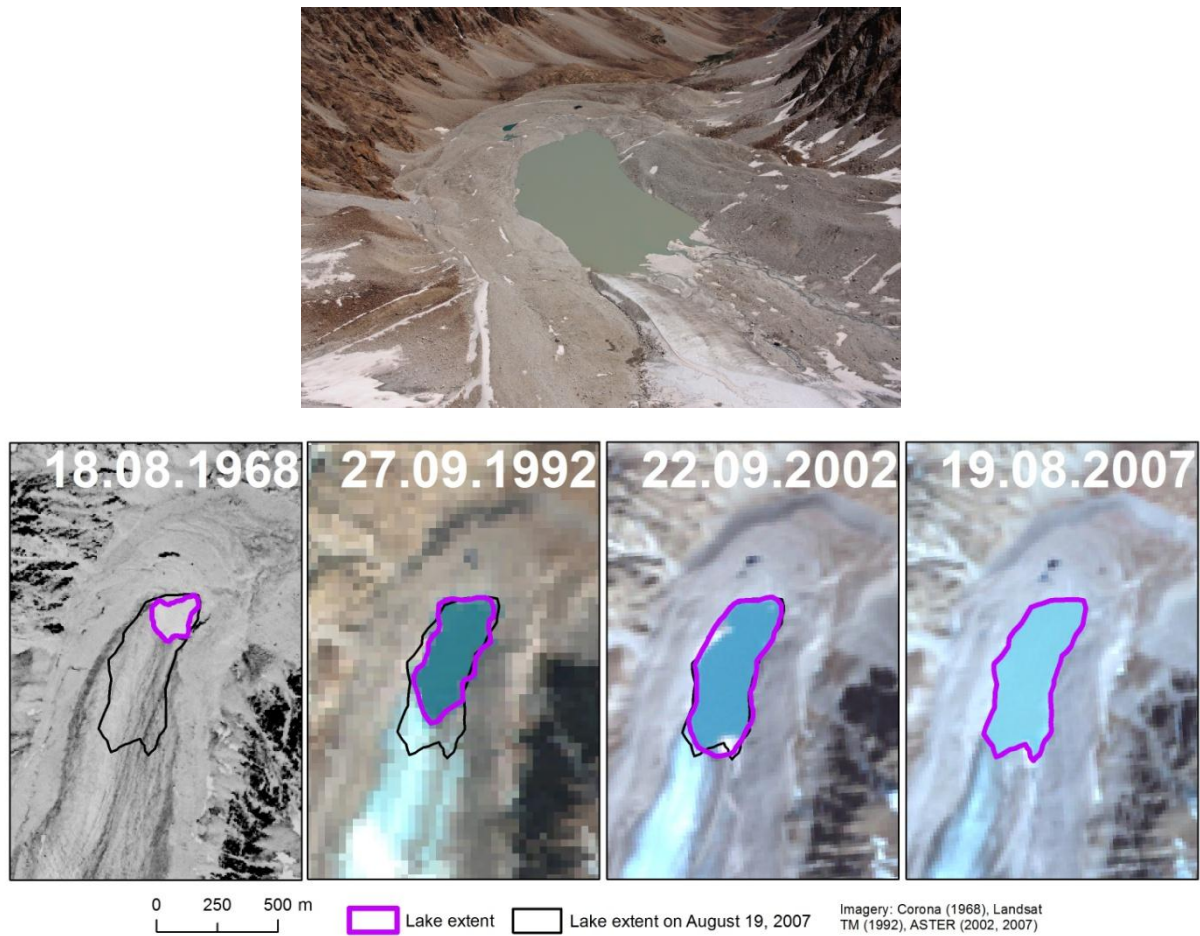


Рис. 10а. Вид озера V1 с воздуха (август 2009 г.).

Рис. 10б. Развитие озера V1 с 1968 по 2007 г.

Рис. 10с. Склонность к воздействию / в случае потенциального прорыва озёр V1 и V2.



Рис. 11а. Вид с воздуха на озеро N1 (Ниматскуль) в августе 2009 г., на заднем плане долина Гунта. Плавный спуск к озеру означает, что указанная выше каменная стена подвержена влиянию вечной мерзлоты.

Рис. 11б. Модель склонности к воздействию / потенциального прорыва Ниматскуля.

При прорыве озера V2 волна, скорее всего, ударит по озеру V1, затем – в зависимости от характеристик потока – наводнение либо остановится, либо усилится. Такие эффекты невозможно учесть в эмпирических подходах, используемых для оценки склонности к воздействию в региональном масштабе. Вместо этого для каждого озера отдельно рассчитывается дальность распространения потока, уязвимость к воздействию и опасность. Эмпирические отношения подсказывают, что обломочный поток, возникший в результате прорыва озера V1 или V2, не достигнет кишлака Варшедз. Обломочный поток из озера V2 пройдёт дальше (11 км), чем из озера V1 (3,5 км), в связи с большим максимальным объёмом сброса и крутым начальным склоном. Однако можно ожидать серьёзного наводнения в кишлаке Варшедз (Рис. 10с). Наводнение в результате прорыва озёр может пройти максимально 43,9 км (от озера V1) или 50,1 км (V2). Если сложить опасность воздействия HI для всех пикселей, определённых как населённый пункт или сельскохозяйственные угодья, озёра V1 и V2 показывают гораздо более высокие значения, чем все остальные озёра в области исследования, в основном благодаря расположению Варшедза непосредственно на выносном конусе, где поток должен будет разделиться.

Из всех озёр в области исследования, Ниматскуль (N1; Рис. 11а) ближе всего к кишлакам в основной долине. Это озеро расположено на высоте 4418 м над уровнем моря, всего в 5,9 км от Гунтской долины, при разнице высот в 1600 м.

Крутой уклон русла потока ($\omega = 15,2^\circ$) и наличие поддающегося эрозии материала означают, что возможный прорыв скорее всего нанесёт серьёзный ущерб кишлакам недалеко от истока Ниматсдары (Рис. 11b).

Озеро запружено выступом скальной породы и имеет постоянную площадь поверхности 475 000 м². Склонность к прорыву и опасность были оценены как средняя и высокая соответственно. Внезапный сброс озера может быть вызван мощным землетрясением, которое ослабит плотину или приведёт к сползанию оползня в озеро. Однако, при ближайшем рассмотрении склонов, ведущих к озеру, выяснилось, что отсутствуют признаки крупномасштабной нестабильности, так что в реальности S_{ext} и H будут ниже, чем предполагалось при региональном анализе. Хотя склоны, очевидно, находятся в состоянии вечной мерзлоты (см. Рис. 11a), потребуется очень мощное событие, чтобы вытеснить существенную часть озера. С некоторыми ограничениями, такие же выводы можно сделать в отношении Дурумкуля и Ривакуля.

8 Обсуждение

Хотя население Памира напрямую зависит от окружающей природы и существуют богатые традиционные знания (Кассам, 2009), опасностью прорыва озёр часто пренебрегают: источник опасности обычно находится далеко от зоны воздействия, а события происходят очень редко или на разовой основе. Даштское событие в 2002 г. оказалось совершенно неожиданным для кишлака – не было ни осведомлённости об опасности, ни подготовленности к событию (Шнайдер и др., 2004). Также и в других горных областях недостаток информации о рисках часто приводит к тому, что природные процессы превращаются в катастрофы (Керри, 2005).

Региональный анализ опасностей на Юго-Западном Памире был представлен, чтобы выделить потенциально опасные озёра и возможные зоны воздействия, исходя в основном из спутниковых снимков среднего разрешения и данных о высотах. Возможность делать прогнозы на основе такого анализа зависит прежде всего от применимости различных типов входных данных: спутниковые снимки и цифровые модели рельефа дают только информацию о характере поверхности, но не позволяют заглянуть внутрь. Два основных фактора, ограничивающих возможности регионального анализа прорыва озёр:

(1) Геологическая информация. Типы пород и основные разломы можно узнать из геологических карт, но стабильность склонов чаще определяется мелкими направлениями уклонов и системами разломов. Эти функции можно рассмотреть для отдельных склонов или малых бассейнов, но не в региональном масштабе. Поэтому геологические данные не использовались при расчёте TSI ;

(2) Информация о просачивании сквозь дамбу и о её внутренней структуре, особенно о плотности отложений, пористости и содержании льда под поверхностью. Геофизические исследования (например, геоэлектрические) невозможно провести на достаточно широком уровне, чтобы охватить все интересующие озёра.

Далее, ЦМР SRTM-4 и размер пикселя в 60 м недостаточны для передачи всех интересующих характеристик: в частности, для малых озёр невозможно высчитать высоту гребня и угол наружного откоса плотины. ЦМР высокого разрешения вряд ли применимы к региональному исследованию такого типа, но более тщательная оценка всей процедуры анализа для малой тестовой области с помощью ЦМР высокого разрешения и результатами непосредственных измерений (например, глубина озера) будут важным следующим шагом.

Схемы оценки, использованные для анализа опасности, были откорректированы в стороны выдачи худшего сценария, с целью построения воспроизводимых базовых данных касательно выбора объектов для более подробного исследования. В случае Ниматскуля (озеро N1), такие исследования привели к снижению оценки опасности. И наоборот, точно такие же параметры у озера V2 были подтверждены в ходе полевых исследований.

С другой стороны следовало избегать слишком консервативных оценок. В связи с ограниченным размером, озеро в Даштдаре, вызвавшее катастрофу 2002 г., было оценено как крайне уязвимое, но средней опасности. Если бы схема оценки была откорректирована так, чтобы выдать высокий или очень высокий уровень опасности для этого озера, такая же оценка была бы у практически всех ледниковых озёр в этой области, что помешало бы правильному выбору объектов. Вероятно, факторы, невидимые на поверхности (структура дамбы, подлёдный водяной резервуар) привели к большой магнитуде события в Даште в 2002 г. Можно усвоить несколько важных уроков, сравнивая характеристики того события с результатами анализа:

(1) озеро в Даште не выглядело более опасным, чем многие другие ледниковые озёра в этой местности. Это приводит к очевидному заключению, что расположение конкретных прорывов трудно – если вообще возможно – предсказать. Процедура, показанная в данной статье, позволяет сформировать стратегию решения этой проблемы: идентификация потенциально опасных озёр и организация широкомасштабного повышения осведомлённости и подготовленности, параллельно с доступными техническими мерами (например, простые системы раннего оповещения) в потенциально уязвимых сообществах.

(2) Опасные ледниковые озёра могут появиться менее чем за год. Этот феномен был продемонстрирован не только в Даште, но и при прорыве

ледникового озера в западном Зиндане (Тянь-Шань, Кыргызстан) в 2008 г. (Нарама и др., 2010). Это означает, что необходим дальнейший мониторинг ледников, чтобы быть в курсе развивающихся угроз. С одной стороны, такой мониторинг должен проводиться с использованием приёмов удалённого зондирования. С другой стороны, необходимо обучать и поощрять местные сообщества следить за соответствующими изменениями окружающей среды и развитием озёр.

Эмпирические отношения использовались для оценки пути прохождения потока и зоны его воздействия. Это подходит для регионального масштаба, поскольку модели, основанные на физике, потребовали бы многочисленных вводных параметров, которые не доступны в такой большой области. Мергили и др. (в печати) обсуждают трудности и проблемы, связанные с физическим моделированием движения прорывных потоков.

Однако следует подчеркнуть, что эмпирические отношения дают только приблизительную оценку уязвимости, которая может служить отправной точкой для более подробных исследований. Конкретные цепочки процессов и их взаимодействия при движении прорывного потока не считаются эмпирическими. Сюда входит захват или отложение обломков, изменение типа потока (наводнение, гиперконцентрированный поток, обломочный поток), усиление или ослабление паводковой волны озёрами, находящимися на пути потока (например, озеро V1 на Рис. 10с) или эффекты от аккумуляции потока. В случае с Даштом такие взаимодействия, вероятно, отвечают за то, что поток не вписался в эмпирические правила, выведенные из ряда других прорывов ледниковых озёр (Хеберли, 1983; Хаггель, 2004; Хаггель и др., 2004а), а вместо этого прошёл до места слияния Даштдары с долиной Шахдары, где смог разлиться по ширине.

Общее предположение о сбросе всего озера реалистично в случае малых ледниковых озёр (как в случае Дашта), но не в случае более крупных, с более стабильными дамбами, которые могут разве что перелиться через край в случае перемещения пород. Эта проблема ведёт к переоценке опасности прорыва крупных озёр (например, Дурумкуль). Хаггель и др. (2004а, б) сводят ожидаемый объём прорыва к величине воздействия – использование такого подхода потребовало бы подробного исследования каждого озера.

Важный аспект, не учитываемый явно в процедуре анализа опасности – это вечная мерзлота (Хеберли и др., 2010а): на юго-западе Памира практически все озёра расположены в зоне вечной мерзлоты (Мергили и др., в печати), и подробный анализ состояния вечной мерзлоты не входил в рамки исследования. Однако при применении представленной методологии в регионах исследования с озёрами в зонах вечной мерзлоты и за её пределами, этот аспект следует рассматривать.

9 Заключение

Региональный анализ опасности прорыва озёр, как показано в данной статье по юго-западной части Памира (Таджикистан), оказался ценным инструментом для быстрой и воспроизводимой идентификации потенциально опасных озёр и возможных зон их воздействия.

Данный анализ не требует специальных входных данных и полагается в основном на общедоступные спутниковые снимки среднего разрешения и ЦМР. Это позволяет применять его в удалённых или слаборазвитых областях, где недоступна местная информация. Однако отказ от таких данных ограничивает объём использования этого метода: он явно ограничен идентификацией областей, требующих более подробного изучения, например, через полевые исследования. При региональном анализе приходится подразумевать максимально неблагоприятные значения для неизвестных параметров, чтобы получить прогноз для наихудшего случая. Это позволяет избежать пропуска потенциально опасных озёр и ситуаций при выборе объектов для подробного изучения.

События в Даште в 2002 г. - самый разрушительный прорыв ледникового озера в документированной истории Юго-Западного Памира, начинались с озера, отмеченного при региональном анализе как очень склонное к прорыву, но средне опасное. Более внимательное изучение на месте не показало серьёзных отличий от других ледниковых озёр с такой же оценкой, за исключением краткого срока жизни. Эта находка подчёркивает необходимость выявления ледниковых озёр сразу после их появления и принятия необходимых мер.

Также, моделирование пути распространения Даштского прорыва показало трудности с совмещением реальных событий и озёр и прописанных схем: невозможно реконструировать прохождение потока, используя эмпирические правила, исходя из прошлых событий. Это, вместе с вышеизложенными мыслями, показывает важность широкомасштабных стратегий снижения риска в потенциально уязвимых областях, включая повышение осведомлённости и подготовленности местного населения, в сочетании с регулярным мониторингом ледникового и околледникового окружения.

Благодарность

Работа, представленная в этой статье, являлась частью проекта TajHaz (Оценка удалённых геологических угроз в Таджикистане), проводимого при поддержке FOCUS Humanitarian Assistance (филиал Сети развития Ага Хана), Швейцарского агентства по развитию и сотрудничеству (SDC) и Департамента по международному развитию (DFID) Великобритании. Отдельное спасибо Демиану Шнайдеру (Университет Цюриха) за ценные обсуждения и замечания,

а также Анатолию Ищуку (Таджикский институт сейсмостойкого строительства и сейсмологии) за вклад в расчёт PGA_{max} .

Источники

К. Абдрахматов, Х-Б. Хавенитц, Д. Дельво, Д. Жонгман и П. Трефуа. Вероятностные карты PGA и интенсивности землетрясений Кыргызстана (Центральная Азия). Журнал сейсмологии, №7, стр.203–220, 2003.

С.К. Аллен, Д. Шнайдер и И.Ф. Оуэнс. Первый подход к моделированию ледниковых угроз в регионе Гор Кука, Южный Альпы, Новая Зеландия. Наука о природных рисках и системах Земли, №9, стр.481–499, 2009.

А.М. Бабаев и К.М. Мирзоев. Основные принципы сейсмического районирования территории Таджикистана. Том: Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана, стр.3–31, Изд. «Дониш», Душанбе, 1976.

А.М. Бабаев, Л.М. Лысков, К.М. Мирзоев, Г.С. Ачилов, Л.К. Лазанди и Н.Р. Раджабов. Природные ресурсы Таджикистана. Сейсмические источники. Карта в масштабе 1:500 000. ГУГК СССР, 1984.

Х. Брейен, Ф.В. Де Бласио, А. Элверхой и К. Хоег. Эрозия и морфология обломочного потока, вызванного прорывом ледникового озера, Западная Норвегия. Оползни, №5(3), стр.271–280, 2008.

М. Керри. Жизнь и смерть среди ледников: историческая уязвимость людей перед лавинами и наводнениями в Перу. Глобальные и планетарные изменения, №47, стр.122–134, 2005.

Д.А. Чендерелли и Е.Е. Воль. Оценка пикового сброса при прорыве ледниковых озёр и «обычных» климатических наводнениях в районе Эвереста, Непал. Геоморфология, №40, стр.57–90, 2001.

Дж.К.С. Кларк. Прорывы ледникового озера, «Опасное озеро» на территории Юкона, и проблема прогнозирования магнитуды наводнения. Журнал гляциологии, №28(98), стр.3–21, 1982.

Дж. Короминас, Р. Копонс, Дж.М. Вилаплана, Дж. Альтамир и Дж. Амиго. Интегрированный анализ склонности к оползням и оценка опасности в Княжестве Андорра. Природные опасности, №30, стр.421–435, 2003.

Дж.Е. Коста и Р.Л. Шустер. Формирование и прорыв естественных дамб. Бюллетень Американского геологического общества, №100, стр.1054–1068, 1988.

Дж.Е. Коста. Наводнения в результате прорыва дамб. Открытый отчёт Геологической службы США, стр.85-560, Денвер, Колорадо, 54 стр., 1985.

Г.Б. Кроста, П. Фраттини, Н. Фуси и Р. Сосио. Формирование, характеристика и моделирование плотины из каменной лавины Вал Пола, 1987 г. Итальянский журнал инженерной геологии. Специальный выпуск I, Экология, стр.145–150, 2006.

А. Дуселан, Дж. Бенито, В. Бютар, П. Карлинг, Ч. Майер и Ф. Эспиноза. Повторные прорывы ледниковых озёр в Патагонии: растущая угроза? Природные опасности, DOI 10.1007/s11069-009-9479-8, 2009.

С.Дж. Эванс и Дж.Дж. Клейг. Последние изменения климата и катастрофические геоморфологические процессы в горной среде. Геоморфология, №10(1-4), стр.107–128, 1994.

С.Дж. Эванс. Максимальный сброс наводнений, вызванных прорывом искусственных и естественных дамб. Канадский геотехнический журнал, №23, стр.385–387, 1986.

В. Хеберли. Частота и характеристики ледниковых наводнений в Швейцарских Альпах. Анналы гляциологии, №4, стр.85–90, 1983.

В. Хеберли, Дж.Дж. Клейг, К. Хаггель и А. Кааб. Опасность озёр в высокогорных регионах ледников и вечной мерзлоты: Влияние изменения климата и взаимодействие процессов. Достижения испанской геоморфологии, 2008-2010, XI национальный съезд геоморфологии, Солсона, стр.439–446, 2010а.

В. Хеберли, Ч. Портокарреро и С. Эванс. Nevado Hualcán, Laguna 513 y Carhuaz 2010 – Observaciones, evaluación y recomendaciones (un corto informe técnico luego de las reuniones y visita de campo en Julio 2010). Неопубликованный отчёт от имени Comunidad Provincial de Carhuaz, 2010b.

К. Хьюитт. Природные дамбы и прорывные наводнения в Каракоруме, Гималаи. В: П/ред. Дж.В. Глена. Гидрологические аспекты альпийских и высокогорных областей. Публикация IAHS №138, стр.259–269, 1982.

К. Хаггель, В. Хеберли, А. Кааб, Д. Бьери и С. Ричардсон. Процедуры оценки ледниковых опасностей в Швейцарских Альпах. Канадский геотехнический журнал, №41(6), стр.1068–1083, 2004а.

К. Хаггель, А. Кааб и Н. Зальцманн. Моделирование ледниковых опасностей и их взаимодействия на основе данных ГИС, используя изображения Landsat-TM и IKONOS. Норвежский журнал географии, №58, стр.761–773, 2004b.

К. Хаггель, А. Кааб, В. Хеберли и Б. Крумменахер. Модели ГИС регионального масштаба для оценки опасности прорыва ледниковых озёр: оценка и применение в Швейцарских Альпах. Наука о природных рисках и системах Земли, №3, стр.647–662, 2003.

К. Хаггель, А. Кааб, В. Хеберли, П. Тессейр и Ф. Пол. Оценка опасности прорыва ледниковых озёр на основе удалённого исследования: практическая

ситуация в Швейцарских Альпах. Канадский геотехнический журнал, №39, стр.316–330, 2002.

К. Хаггель. Оценка ледниковых опасностей на основе удалённого исследования и ГИС. Диссертация в Университете Цюриха, Schriftenreihe Physische Geographie Glaziologie und Geomorphodynamik, 88 стр., 2004.

МСБИК: Изменения климата 2007: Физическая научная основа. Вклад рабочей группы №1 в Четвёртый оценочный отчёт Межгосударственного совета по борьбе с изменением климата [П/ред. С. Соломона, Д. Кина, М. Мэннинга, З. Чена, М. Марки, К. Авери, М. Тиньора и Х.Л. Миллера]. Издательство Кембриджского университета, Кембридж, Великобритания и Нью-Йорк, США, 996 стр., 2007.

Л. Итурризага. Исторические ледниковые озёра и их прорывы в долине Карамбар (Гиндукуш-Каракорум). Геожурнал, №62(3–4), стр.1–47, 2005а.

Л. Итурризага. Новые наблюдения о текущих и доисторических ледниковых озёрах в долине Шимшал (горы Каракорум). Азиатский журнал наук о земле, №25(4), стр.545–555, 2005b.

А. Джарвис, Х.И. Рейтер, А. Нельсон, Э. Гевара. Безразрывные данные SRTM V4 с заполнением пробелов. Международный центр тропического сельского хозяйства (CIAT), доступно по адресу <http://srtm.csi.cgiar.org>, 2008.

А. Кааб, К. Хаггель, Л. Фишер, С. Гекс, Ф. Пол, И. Роер, Н. Зальцманн, С. Шлефли, К. Шмутц, Д. Шнайдер, Т. Строззи и Й. Вейдманн. Удалённое исследование высокогорных опасностей, связанных с ледниками и вечной мерзлотой: обзор. Наука о природных рисках и системах Земли, №5, стр.527–554, 2005.

Дж.С. Каргель, Г. Леонард, Р.Э. Криппен, К.Б. Делани, С.Г. Еванс Дж.Ф. Шнайдер. Спутниковое наблюдение за оползневым озером Годжал в Пакистане. EOS, №91(43), стр.394, 2010.

К.А. Кассам. Взгляд на изменения через призму экологии местных народов: Результаты из Афганского и Таджикского Памира. Человеческая экология, №37, стр.677–690, 2009.

М. Мергили и Дж.Ф. Шнайдер. Крупные оползни, связанные с землетрясениями: прямая и косвенная угроза горным сообществам в Азии. Выписки из заседания 6 Непальского геологического конгресса, Катманду, 15-17 ноября 2010.

М. Мергили, Ц. Копф, Б. Мюллебнер и Дж.Ф. Шнайдер. Изменения экологии и связанные геологические опасности в высокогорных областях Таджикистана и Австрии: сравнение. Подано в Geogr. Anp., А: Физическая география.

М. Мергили, Д. Шнайдер, К. Ворни и Дж.Ф. Шнайдер. Прорывы ледниковых озёр: трудности прогнозирования и моделирования. Принято для Материалов 5 международной конференции по смягчению опасности обломочных потоков. Механика, прогнозирование и оценка, Падуя, 14-17 июня 2011.

В.Мёрфи, Д.Н. Петли, Дж. Боммер и Дж.М. Манкелов. Неопределённость оценки движения грунта при определении стабильности склона при землетрясениях. Ежеквартальный журнал инженерной геологии и гидрогеологии, №35, стр.71–78, 2002.

К. Нарам, М. Дуишонакунов, А. Кааб, М. Диёров и К. Абдрахматов. Прорыв ледникового озера на западном Зиндане 24 июля 2008 г. и последние региональные изменения ледниковых озёр хребта Тескей Ала-Тоо, Тянь-Шань, Кыргызстан. Наука о природных рисках и системах Земли, №10, стр.647–659, 2010.

Дж.Э. О'Коннор, Дж.Х. Хардисон и Дж.Э. Коста. Обломочные потоки от прорыва моренных дамб новоледникового периода в районах хребта Трёх сестёр и горы Джефферсона, Орегон, Профессиональный доклад Геологического общества США, №1606, 93 стр., 2001.

Д.Дж. Квинси, Д.С. Ричардсон, А. Лакман, Р.М. Лукас, Дж.М. Рейнольдс, М.Дж. Хэмбри и Н.Ф. Глассер. Раннее определение опасностей ледниковых озёр в Гималаях с использованием данных удалённого исследования. Глобальные и планетарные изменения, №56(1-2), стр.137–152, 2007.

Дж. Рейнольдс. Развитие ледниковых угроз и протоколы минимизации риска в сельской местности. Правила контроля опасностей и рисков, связанных с ледниками. Независимые геологические консультанты Reynolds Geo-sciences, Отчёт №: R7816, Молд, Великобритания, 2003.

С.Д. Ричардсон и Дж.М. Рейнольдс. Обзор ледниковых опасностей в Гималаях. Quaternary International №65/66, стр.31–47, 2000.

Д. Рикенманн. Эмпирические взаимоотношения для обломочных потоков. Природные опасности, №, стр.47–77, 1999.

Дж.Ф. Шнайдер, М. Гмейндль и К. Трэкслер. Оценка риска удалённых геологических опасностей на центральном и южном Памире/ГБАО, Таджикистан. Отчёт для министерства по чрезвычайным ситуациям Таджикистана и Швейцарского агентства по развитию и сотрудничеству (SDC), 2004.

С. Тинти, А. Марамай и А.В. Черутти. Ледник Миадж в долине Аоста (Западные Альпы, Италия) и чрезвычайный раскол 9 августа 1996 г. Физическое и химическое строение земли (А), №24(2), стр.157–161, 1999.

В. Вилимек, М.Л. Запата, Дж. Климес, З. Патзельт и Н. Сантильян. Влияние отступления ледников на природные опасности в районе озера Палькакоча, Перу. Оползни, №2(2), стр.107–115, 2005.

Дж.С. Валдер, Дж.Э. Коста. Прорывы ледниковых озёр: влияние режима стока озера на величину наводнения. Процессы и ландшафт поверхности Земли, №21, стр.701–723, 1996.

Дж.С. Вальдер и Дж.Э. О'Коннор. Методы прогнозирования пикового сброса наводнений, вызванных прорывом природных и искусственных насыпных дамб. Исследование водных ресурсов, №33, 10, стр.2337–2348, 1997.

Кс. Вонг, Дж. Ние и Д. Вонг. Исследование взаимосвязи между оползнями и пиковым ускорением грунта, вызванным землетрясением в Венчуане. Китайский журнал механики пород и строительства, 2010-01, DOI: CNKI:SUN:YSLX.0.2010-01-009, 2010.

Т. Ватанабе и Д. Ротачер. Прорыв ледникового озера Лугге Тчо в 1994 г., Бутан, Гималаи. Горные исследования и развитие, №16, стр.77–81, 1996.

Приложение 3

Прорывы ледниковых озёр на Памире, Таджикистан: сложности прогнозирования и моделирования

Анализ главы из книги

М. Мергили, Д. Шнайдер, Р. Ворни и Дж.Ф. Шнайдер (2011): Прорывы ледниковых озёр: сложности прогнозирования и моделирования В: П/ред. Р. Женевау, Д. Хэмилтона и А. Престининци. Материалы 5 международной конференции по смягчению опасности обломочных потоков: Механика, прогнозирование и оценка, Падуя, 14-17 июня 2011. Итальянский журнал инженерной геологии и экологии - Книга: 973-982.

Резюме

Прорывы ледниковых озёр -- потенциально крайне опасные события, которые привели к множеству катастроф в истории. Сегодня компьютерные модели стали стандартным инструментом оценки величины опасных событий в будущем и смягчения риска. В данной статье изучается потенциал и ограничения моделирования для предсказания движения потенциальных будущих наводнений, с использованием примеров с Памира (Таджикистан). Поскольку поведение потока от прорыва ледниковых озёр находится посередине между обломочным потоком и обычным наводнением, в действие вступают разные модели и подходы, хотя ни один из них идеально не подходит для данного события. Для одной и той же области использовались RAMMS как модель перемещения масс и FLO-2D как модель речной гидродинамики. Параметры трения для RAMMS и реологические параметры для FLO-2D корректировались исходя из подробно описанного Даштского события летом 2002 г., затем применялись к другим областям. Однако применимость таких параметров к прорывам ледниковых озёр разного объёма и разной топографии остаётся под вопросом. Тем не менее, результаты могут оказаться полезными для усилий по смягчению рисков. Впрочем, учитывая сложный характер таких прорывов и связанные с ними факторы неопределённости, следует очень внимательно относиться к интерпретации результатов моделирования. Критические пункты и потенциальные подходы к устранению этих ограничений обсуждаются в данной статье.

Ключевые слова

Прорывы ледниковых озёр, моделирование, Центральная Азия

1 Вступление

Природные дамбы различного размера и происхождения присутствуют в горных областях по всему миру (Коста и Шустер, 1988). Перед ними часто образуются озёра, которые в случае прорыва дамбы могут вызвать сильные наводнения. Если озеро располагается в рамках ледника или около него, такие события называются «прорывом ледникового озера». Они могут развиваться разными путями (Рис. 1), например:

- каменные/ледниковые лавины или айсбергообразующие ледники, вызывающие паводковую волну в над-, пред- или околледниковых озёрах, которая может перелиться через край и разрушить ледниковую или моренную дамбу (Тинти и др., 1999);
- повышение уровня пред-, над, под- или околледниковых озёр, что ведёт к их переполнению, постепенному размыву или механическому прорыву моренной или ледниковой дамбы, а также к ретрогрессивной эрозии моренной дамбы;
- усиление подземного протекания (просачивания) через морену, или гидростатическое разрушение ледяной дамбы, которое может вызвать внезапный сброс накопившейся воды (Итурризага, 2005а; 2005b);
- деградация ледниковой дамбы или ледяного ядра моренной дамбы, ведущая к потере стабильности и внутреннему сбою или прогрессирующей эрозии при достижении определённого порога.

Ричардсон и Рейнольдс (2000) описывают механизмы сбоя и практические примеры. Прорыв ледниковых озёр имеет высокий потенциал для разрушения, т.к. большой объём воды, сбрасываемый в течение короткого времени, может размывать обломочные породы, формируя мощный поток, продвигающийся на большое расстояние. Пиковый сброс воды зачастую на несколько порядков выше, чем в случае «обычных» наводнений (Cenderelli & Wohl, 2001). Источник опасности обычно далеко от зоны воздействия, а события случаются с большими интервалами или разово, так что население часто не подготовлено к таким событиям (Шнайдер и др., 2004). Недостаток информации о рисках часто приводит к тому, что природные процессы превращаются в катастрофы (Керри, 2005). За последние десятилетия произошёл целый ряд серьёзных прорывов, повлёкших гибель людей и значительный ущерб, особенно в Гималаях, горах Центральной Азии, Северной Америки, Новой Зеландии и в Альпах. Практические ситуации изучали, например, Кларк (1982); Хьюитт (1982); Ватанабе и Ротакер (1996); Ричардсон и Рейнольдс (2000); Шнайдер и др. (2004); и Вилимек и др. (2005). Изменения климата, влияющие на распространение ледников, гидрологический цикл и условия, окружающие

ледяные дамбы, могут привести к различным вариантам прорыва дамбы и в разные отрезки времени (Эванс и Клейг, 1994; Дюселан, 2009).

В данной статье рассматривается компьютерное моделирование пути потока при прорыве ледникового озера. Используя тестовые площадки на Памире (Таджикистан), авторы изучают и обсуждают общий потенциал и ограничения такого подхода, а также применимость различных моделей и концепций. Особое внимание уделяется способности моделей прогнозировать будущие события.

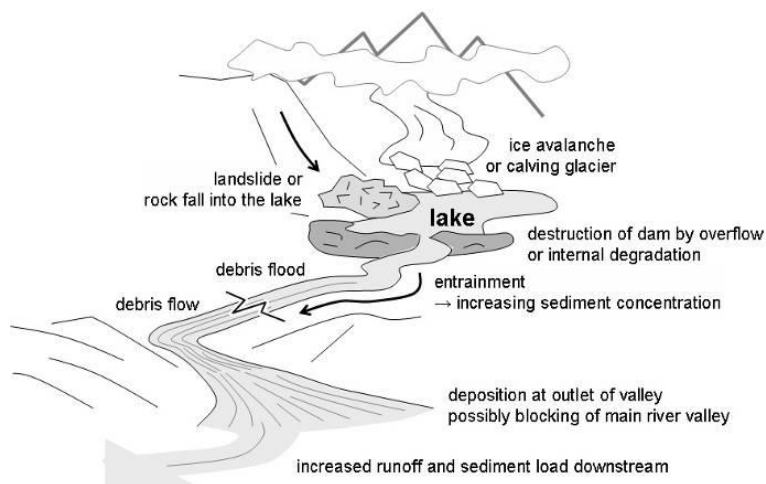


Рис. 1: Схематическое представление прорыва ледникового озера.

2 Общая информация

Летом 2002 г. кишлак Дашт (долина Шахдара, Памир, Таджикистан; Рис. 2а) пострадал от наводнения. Надледниковое озеро в 10 км выше по долине внезапно сбросило предположительно около 250 000 м³ воды (Шнайдер и др., 2004). Объем обломков в конусе выноса оценивается в размере 1 – 1,5 млн. м³. Это говорит о том, что соотношение между увлеченными обломками и водой составляет 3/6. Это очень высокое значение в сравнении с коэффициентом 2/3, который предлагают Хаггел и др. (2004b). Однако, как утверждают Брейен и др. (2008), при прорыве ледникового озера в Норвегии наблюдалось ещё более высокое соотношение, чем в Даште. Возможно, в обоих случаях под ледником находились дополнительные резервуары, связанные с озером на поверхности, и высоко насыщенный эрозионный материал.

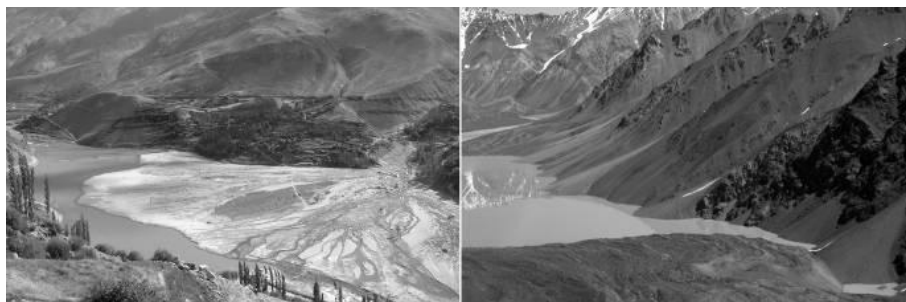


Рис. 2а (слева): Конус обломков, оставшийся от прорыва в Даште летом 2002 г., покрывающий большую часть кишлака и запрудивший небольшое озеро чуть выше.

Рис. 2б (справа): Озеро, запруженное каменным глетчером в верхней части долины Хавраздара.

Сообщается, что паводковая волна пришла в Дашт в три этапа, что может объясняться временным накоплением воды в каньоне нижней переходной зоны, в результате блокировки крупными валунами, увлечёнными водой, или обвалом боковых склонов в результате размыва интенсивным потоком (Шнайдер и др., 2004). В результате наводнения была разрушена большая часть кишлака Дашт, погибли десятки людей и образовалось небольшое озеро на реке Шахдара. Население было абсолютно не подготовлено, поскольку не было ни осведомлённости об опасности, ни готовности к событию.

Хотя потенциально опасные озёра можно сравнительно легко идентифицировать с помощью инструментов удалённого исследования и полевых работ (например, Кааб и др., 2005; Квинси и др., 2007), моделирование и прогнозирование движения и дальности потока до сих пор остаётся сложным. Как и во многих других прорывах, характеристики Даштского события претерпели глубокие изменения по мере его развития, от сброса чистой воды до концентрированного потока и наконец обломочного потока. Изменения поведения потока означают сложность при использовании компьютерных моделей для предсказания направления потока и его скорости. Простые эмпирические правила, определяющие дальность прохождения обломочного потока, показывают большой разброс и в целом недооценивают путь паводковой волны в результате прорыва озера (Рис. 3). Короминас и др. (2003) рассчитали средний угол прохождения 21° для обломочных потоков на незасорённом пути потока. Хаггель и др. (2003), используя модель Модифицированного Единого Потока, задали угол в 11° , предложенный Хеберли (1983), как минимальный для наблюдавшихся обломочных потоков. Однако в случае Дашта оба значения недооценивают максимальное расстояние прохождения обломочного потока, который достиг низкого угла выброса -- $9,3^\circ$. Обломочный поток фактически остановился не раньше, чем достиг главной долины. Рикенманн (1999) предложил следующее эмпирическое взаимоотношение для вычисления расстояния пробега обломочных потоков:

$$L = 1.9V^{0.16}Z^{0.83} \quad \text{Уравнение 1,}$$

где L -- дальность прохождения потока, V -- объём, и Z -- потеря высоты. Подставив объём $250\,000\text{ м}^3$ в Уравнение 1, мы опять сильно недооцениваем дистанцию прохождения потока, хотя предполагаемый объём осадения в $1,5\text{ млн. м}^3$ даёт дистанцию куда ближе к наблюдаемой.

Очевидно, эмпирические модели не «виноваты» в том, что не могут полностью передать характер Даштского события, скорее дело в концептуальной проблеме, связанной с характеристиками события. Данный прорыв – как и многие другие – не был классическим обломочным потоком, он охарактеризован несколькими трансформациями потока (от гиперконцентрированного в обломочный поток и обратно).

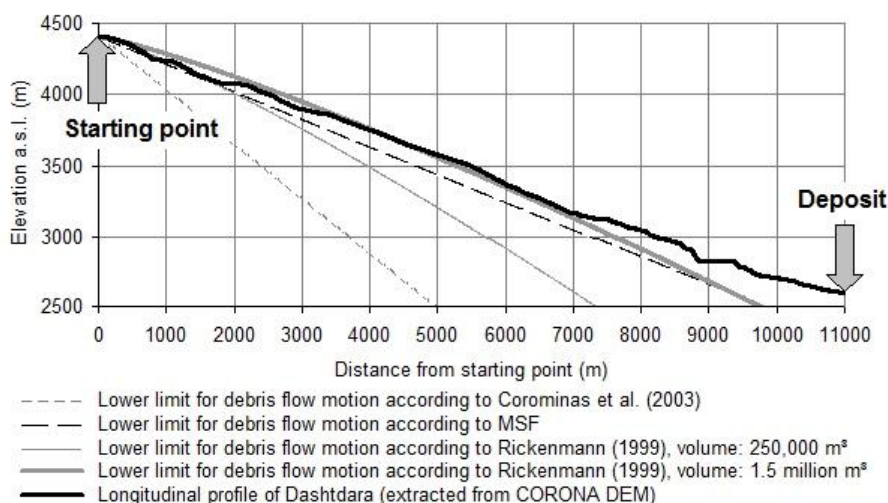


Рис. 3: Эмпирические подходы, разработанные для расчёта дистанции прохождения обломочных потоков, и наблюдаемое прохождение потока в Даште в 2002 г.

Полу-детерминированные подходы, использующие модель трения (например, [Перла и др., 1980](#) для снежных лавин) в комбинации с приёмами случайного выбора направления, идут на один шаг дальше, чем строго эмпирические модели, и часто применяются в сочетании с ГИС (например, [Гамма, 2000](#); [Вичманн, 2006](#); [Мергили и др., 2008](#)). Они могут использоваться для обратного расчёта ледниковых прорывов и других типов массовых потоков, но лишь частично подходят для целей прогнозирования. Поэтому необходимы динамические модели на основе физики, чтобы предсказать движение потенциальных будущих массовых потоков ([Хангр и др., 2005](#)).

Несколько физических моделей и программных пакетов потенциально подходят для моделирования прорывного потока, часть из них была разработана сообществом по исследованию массовых потоков, часть -- сообществом, занимающимся речной гидродинамикой.

Многие модели массовых потоков опираются на подход [Веллми \(1955\)](#) и были разработаны для снежных лавин, но также могут применяться к другим типам массовых потоков. Остаётся только проблема захвата материала, которая является важной характеристикой таких потоков ([Брейен и др., 2008](#); [Ксу, 1988](#)). Некоторые модели имеют модули для учёта захвата материалов, но только на эмпирически-статистической, а не физической основе. [Брейен и др. \(2008\)](#)

подчёркивают недостаток подходящих данных и знаний по вопросам захвата материала.

Модели речной гидродинамики обычно используют алгоритмы маршрутизации потока, исходя из сохранения объёма, неровности поверхности, глубины речного потока и высоты паводка. Большинство широко используемых программных пакетов (например, FLO-2D, HecRAS), имеют модули для расчёта переноса осадочных пород, гиперконцентрированных потоков, а также обломочных и грязевых потоков. В отличие от моделей массовых потоков, они требуют ввода гидрографических данных. Поэтому они позволяют подробнее рассчитать механизм зарождения потока, что играет ключевую роль в определении распространения потока и величины паводковой волны (Валдер и Коста, 1996). Такой тип модели особенно хорошо подходит к первоначальной стадии и самой ранней секции прохождения потока, которая напрямую зависит от входных гидрографических данных. Бертоло и Вичорек (2005) сравнивают модели, использующие разные концепции для одного и того же набора обломочных потоков. Для правильного моделирования прорывных наводнений предлагается использовать комбинацию модели массового потока и речной гидродинамики.

3 Цели

Общая цель представленного исследования -- разработать способ оценки пути и времени движения потенциальных будущих прорывных потоков, сравнивая результаты двух различных моделей для массовых перемещений. Каждая из них частично передаёт определённые характеристики потока, но не может полностью предсказать его поведение. Результаты, параметры и настройки модели, подходящие для прорывных потоков, а также необходимость дальнейшего исследования и развития модели, проверяются с использованием примеров с Памира (Таджикистан).

Данная статья концентрируется на самом движении паводковой волны, процесс прорыва дамбы не рассматривается. Были разработаны сценарии объёма сброса и гидродинамики, а также окончательного отложения пород (включая захваченные обломки) для начала процесса прорыва ледникового озера. Эти сценарии основываются на объёме озера, характеристиках дамбы и вероятности схода каменных и ледниковых лавин в озеро.

4 Области исследования и данные

Моделирование проводилось для пяти зон в Таджикистане (одна для обратного расчёта, четыре для прогноза, Рис. 4). Все области расположены на Памире, высокогорной области, покрытой ледниками, с максимальной высотой 7495 м над уровнем моря. Исследуемые озёра расположены на высотах от 3800 до 4800 м.

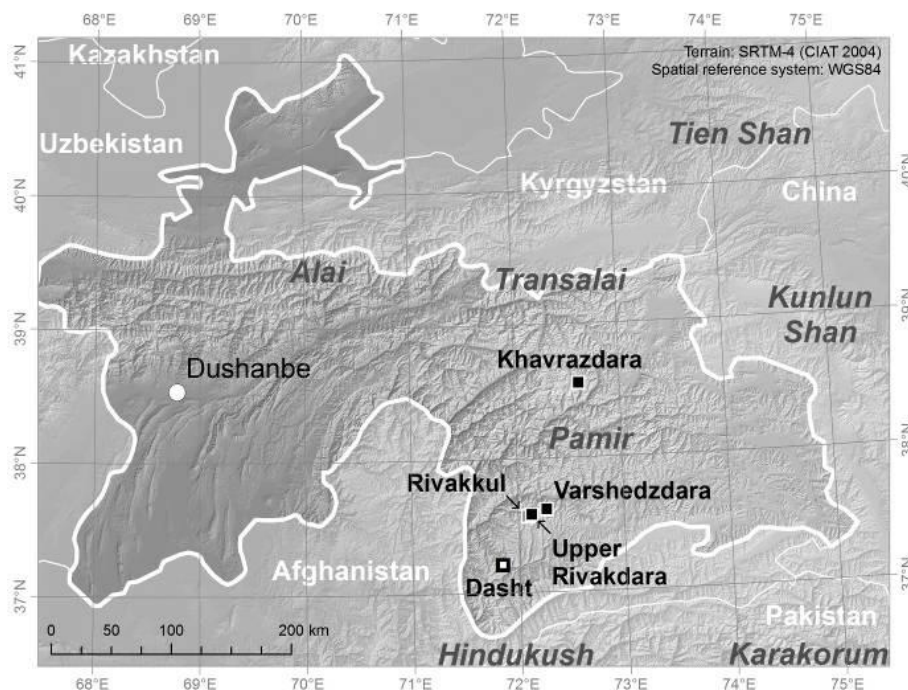


Рис. 4: Карта Таджикистана с 5 зонами, выбранными для моделирования.

Результаты для Хавраздары, правого притока р. Кудара, будут подробно рассмотрены ниже. В 20 км выше устья долины, язык каменного глетчера запрудил озеро с площадью поверхности 2 км^2 и предполагаемым объёмом около 40 миллионов м^3 (Рис. 2b). В случае деградации каменного глетчера вследствие изменений климата, возможен прорыв дамбы, сопровождающийся прохождением паводковой волны вниз по долине.

Следующая информация была подготовлена для Хавраздары, а также по другим практическим исследованиям:

- ЦМР разных разрешений были подготовлены для областей исследования, чтобы оценить влияние разрешения на результаты. Использовалась модель SRTM-4 (90 м), а также 10- и 20-м ЦМР, полученные на основе изображений CORONA, и 5-м ЦМР из изображений WorldView1.
- Уязвимые ледниковые озёра были идентифицированы с помощью спутниковых изображений разных времён, вертолётных облётов и полевых исследований. Площадь поверхности озёр рассчитывалась из снимков ASTER, а из неё выводился примерный объём.
- Пиковый сброс при потенциальном прорыве выводился исходя из эмпирических правил (Эванс, 1986; Коста, 1988; Коста и Шустер, 1988; Мэнвиль, 2001; Хаггель и др., 2004а). Затем разрабатывались сценарии прорывной гидродинамики, исходя из ожидаемого объёма сброса и объёма озера.

- Характеристики потока и области отложения выводились, исходя из спутниковых снимков, вертолётных осмотров и полевых работ (морфология долины, тип материала на поверхности, индикаторы прошлых прорывов).

5 Методы

Первой была использована физическая модель быстрого перемещения масс RAMMS, разработанная Институтом исследования снега и лавин в Давосе, Швейцария (более подробное описание и практические примеры см. у [Кристен и др., 2010a, 2010b](#)). Сопротивление трения S основано на модели [Веллми \(1955\)](#), которая сочетает Кулоновское трение μ с трением турбулентности, зависящим от квадрата скорости ξ .

$$S = \mu H g \cos \varphi + \frac{g U^2}{\xi} \quad \text{Уравнение 2,}$$

где g -- ускорение свободного падения, H -- глубина потока, φ -- уровень уклона, и U -- скорость потока по средней глубине. Максимальная скорость U_{max} определяется по [Веллми \(1955\)](#) как:

$$U_{max} = \sqrt{\xi H (\sin \varphi - \mu \cos \varphi)} \quad \text{Уравнение 3.}$$

Если μ равняется 0, Уравнение 3 можно трансформировать в уравнение Шези. Поэтому, применяя низкие значения μ , можно примерно определить характеристики турбулентного потока чистой воды в открытом канале.

RAMMS изначально создавалась для прогнозирования максимального расстояния пробега и скорости снежных лавин. Имеются откалиброванные параметры для данного типа процесса. Они действуют только для переднего края лавины, так что геометрию отложений предсказать напрямую не получится ([Кристен и др., 2010a](#)). Модель может рассчитать захват материала потоком, исходя из эмпирически определяемого фактора масштабирования и закона захвата массы. RAMMS недавно использовалась для моделирования других типов перемещения масс. [Шнайдер и др. \(в печати\)](#) успешно использовали её для обратного расчёта крупных каменно-ледниковых лавин, а [Пройт и др. \(в печати\)](#) симулировали ряд крупных каменных лавин в Европейских Альпах. Далее модель использовалась для симуляции обломочных потоков в Швейцарии ([Нэф и др., 2006](#); [Рикенманн и др., 2006](#); [Арменто и др., 2008](#)), но не для прорыва ледниковых озёр.

Вторая модель – FLO-2D – разработана Дж. О'Брайаном ([О'Брайан и др., 1993](#); [О'Брайан, 2001](#)). Это модель сохранения объёма для расчёта потоков чистой воды, гиперконцентрированных потоков или обломочных потоков в зоне затопления или в ограниченных каналах. Поведение потока определяется топографией, входными гидрографическими данными и сопротивлением

потоку. Практические примеры приводили, например, [Хьюбл и Штайнвендтнер \(2001\)](#) или [Бертоло и Вичорек \(2005\)](#). Потоки чистой воды регулируются уравнениями

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hU}{\partial x} = i \quad \text{Уравнение 4,}$$

$$S_f = \alpha - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{U}{g} \frac{\partial U}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial U}{\partial t} \quad \text{Уравнение 5,}$$

где h -- глубина потока, U -- средняя по глубине скорость потока в направлении потока x , i -- интенсивность осадков, S_f -- коэффициент трения склона (исходя из уравнения Мэннинга), а α -- уклон дна.

Обе программы – RAMMS и FLO-2D – требуют ЦМР. RAMMS также требует пространственного распространения и глубины сбрасываемого объема, коэффициенты и возможные области захвата материала, а также параметры трения μ и ξ . FLO-2D требует ввода гидрографических данных и значений n Мэннинга. При использовании FLO-2D для моделирования реологических параметров потока необходимо указать вязкость и предел текучести.

С моделями была проделана следующая работа:

1. Обратный расчёт хорошо задокументированного прорыва ледникового озера в Даште летом 2002 г., для тестирования модели и подбора подходящих параметров модели. Расстояние пробега, пространственное распространение отложений и время движения от начала до отложения использовались для калибровки.
2. Были разработаны сценарии возможных будущих прорывов выбранных озёр (см. примеры в [Таблице 1](#)). Объем сброса, пиковый сброс и реология потока варьировались в разных сценариях. Были взяты параметры трения RAMMS, наиболее подходящие для Дашта, и адаптированы по объёму сброса и содержанию воды таким образом, чтобы результаты в самом худшем случае соответствовали реальному конусу выноса в основной долине (см. раздел «Обсуждение и заключения»).
3. Сценарии были обработаны с использованием RAMMS и FLO-2D. Разрешение ЦМР и расчёты варьировались, чтобы оценить влияние этой настройки на результаты моделирования.

6 Результаты

6.1 Обратные расчёты для Дашта

Вначале события в Даште (2002) были рассчитаны в RAMMS ([Рис. 5](#)). Целью этого упражнения было откалибровать модель под данный тип события и найти подходящие значения параметров трения μ и ξ . Модель исполнялась на ЦМР

CORONA (10 м) и SRTM-4 (90 м) с разрешением расчёта 20 м, чтобы выявить влияние различных уровней сглаживания ландшафта. Параметры трения $\mu = 0,14$ и $\xi = 1\,300$ оказались наиболее подходящими для реконструкции события, хотя для первоначальной плоской зоны (означающей поверхность озера) пришлось понизить значение μ (0,01) и повысить ξ (2 000), чтобы запустить процесс движения. Скорость и распространение потока в области осадочных пород оказались выше при использовании ЦМР SRTM (более гладкий ландшафт). Симулированное время прохождения потока от старта до кишлака составило 55 минут при использовании ЦМР SRTM и 76 минут при ЦМР CORONA. Эти значения примерно соответствуют местным отчётам в отношении времени акустическим выявлением прорыва и прибытием потока в кишлак.

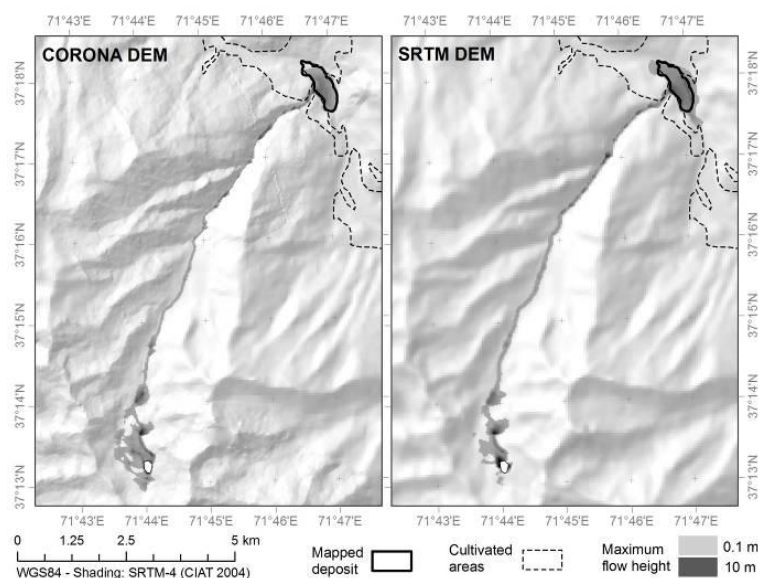


Рис. 5: Обратный расчёт Даштского события с помощью RAMMS.

Поскольку прорыв озера в Даште превратился в обломочный поток, данное исследование было использовано для определения реологических параметров моделирования обломочного потока в FLO-2D. Было обнаружено, что значения $\eta = 279$ пуазов и предела текучести $\tau = 798$ дин/см² больше всего соответствуют параметрам потока в Даште. Впоследствии эти значения были использованы в моделировании будущих сценариев. FLO-2D запускалась только с ЦМР CORONA. Симулированное время прохождения, высота потока и степень распространения хорошо соответствовали полевым наблюдениям.

6.2 Хавраздара

На следующем этапе были рассчитаны различные сценарии прорыва озёр Хавраздара, Варшедздара, Верхняя Ривакдара и Риваккуль (см. Рис. 4). Результаты моделирования по Хавраздаре (см. Рис. 2b) рассмотрены в подробностях.

Рассмотренные сценарии прорыва озера в Хавраздаре представлены в [Таблице 1](#). Для симуляций RAMMS использован размер ячейки 20 м, для FLO-2D -- 40 м. В то время как в симуляции FLO-2D поток достиг устья долины, в симуляции RAMMS он остановился в её средней части, при использовании параметров трения, откалиброванных по Даштскому прорыву. Тогда было решено проверить, насколько надо снизить трение, чтобы поток достиг устья и отложил там конус выноса. Подошли значения $\mu = 0,04$ и $\xi = 1\ 000$. В верхней части, где концентрация осадочных пород ниже, значение μ было снижено до $\mu = 0,03$, в то время как в нижней части, где концентрация осадочных пород ожидается выше, использовано значение $\mu = 0,05$. Значения ξ не менялись в течение всего пути прохождения потока. Пространственное распределение максимальной высоты потока в симуляциях RAMMS и FLO-2D для выбранных сценариев проиллюстрировано на [Рис. 6](#).

В FLO-2D все сценарии моделировались для гиперконцентрированного потока с объёмной концентрацией осадочных пород 20%, с одной стороны, и для обломочного потока с объёмной концентрацией осадочных пород до 50%, с другой стороны. Применение ряда различных реологий потока использовалось как стратегия борьбы с неопределённостью типа потока, возникшего в результате сброса воды с озера. Объём воды в обоих случаях использовался одинаковый, но в обломочном потоке гораздо больше посторонних материалов. Поэтому общий объём потока и пиковый сброс выше, чем для гиперконцентрированных потоков в том же сценарии. Поскольку пиковый сброс имеет максимальное влияние на расчётную максимальную глубину потока, а большая вязкость ведёт к снижению скорости потока, глубина разлива оказывается выше при моделировании обломочного потока.

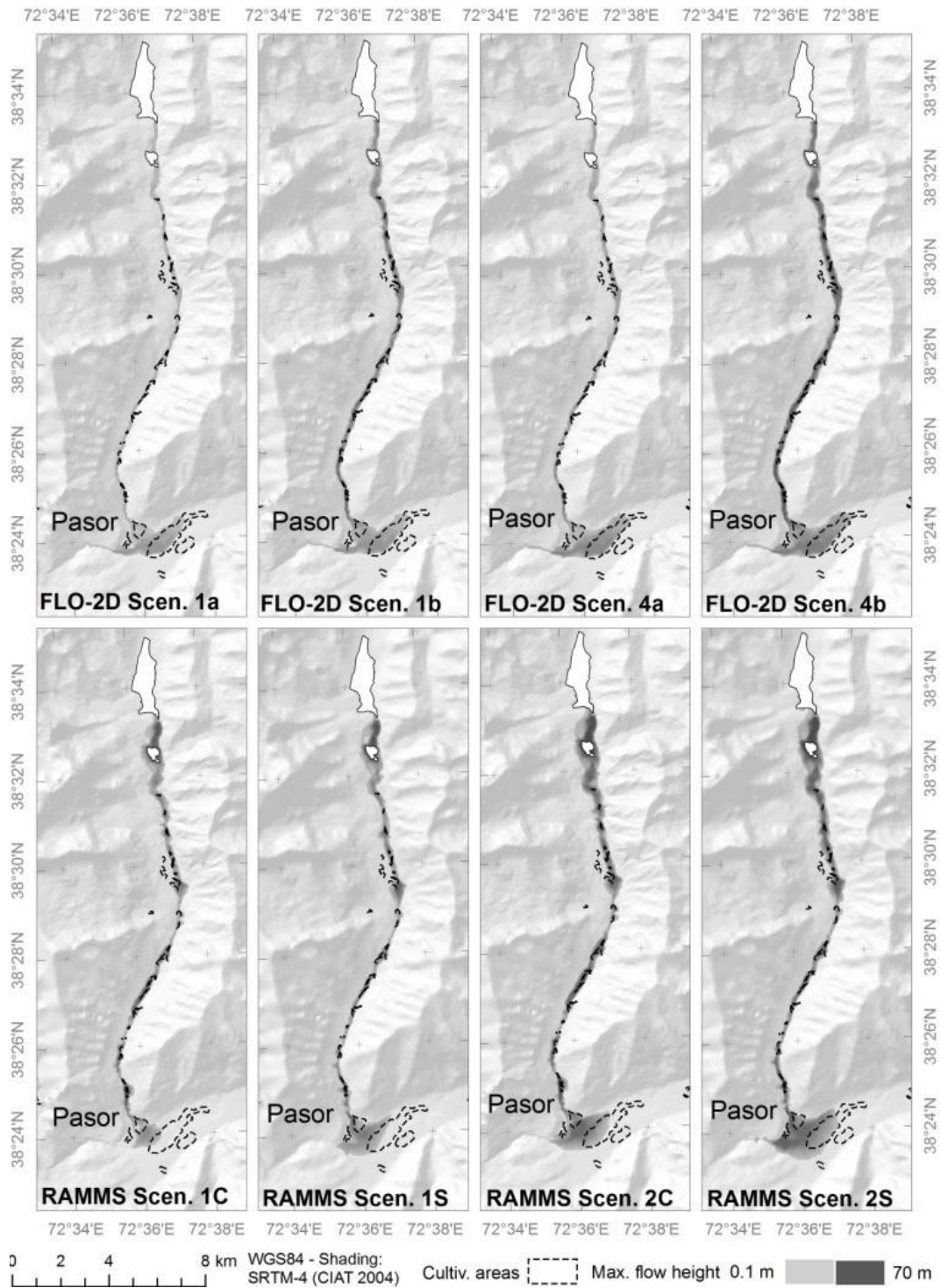


Рис. 6: Максимальная глубина потока, рассчитанного в FLO-2D и RAMMS для различных сценариев прорыва озера в Хавраздаре.

Таблица 1: Моделирование потенциального прорыва крупного ледникового озера в верхней Хавраздаре: Сценарии, вовлечённые объёмы, максимальный сброс и время прохода до кишлака Пасор (устье долины). H_{flw} = Гиперконцентрированный поток, D_{flw} = Обломочный поток, C = ЦМР CORONA, S = ЦМР SRTM-4, N/A = не применимо.

Сценарий	Стартовый объём	Объём осаднения	Максимальный сброс	Время прохода
	10 ⁶ м ³	10 ⁶ м ³	м ³ /с	Минуты
FLO-2D (все симуляции на ЦМР CORONA)				
1a Hflw	15	19	2500	210
1b Dflw	15	23	4000	210
2a Hflw	15	20	10000	72
2b Dflw	15	25	16000	90
3a Hflw	30	38	2500	255
3b Dflw	30	47	4000	270
4a Hflw	30	38	10000	90
4b Dflw	30	48	16000	90
RAMMS				
1 C	15	45	N/A	99
1 S	15	45	N/A	73
2 C	30	90	N/A	70
2 S	30	90	N/A	48

Согласно симуляции, поток достиг бы кишлака Пасор в устье долины в срок от 48 минут до 4,5 часов после прорыва, в зависимости от сценария (см. Таблицу 1: средняя скорость от 1 до 6 м/с, соответственно). Такой разброс значений показывает неопределённость, связанную с используемыми сценариями, топографическими данными и параметрами. Максимальная скорость варьировалась около 10 м/с в большей части долины, особенно в её верхней части, при использовании модели RAMMS. Разрешение ЦМР оказывает значительное влияние на результаты моделирования: чем выше разрешение модели высот, тем грубее кажется поверхность, что существенно снижает скорость потока и соответственно дальность выноса обломков (см. также [Кристен и др., 2010а](#)). Чем более гладкая поверхность изначально, тем меньше наблюдается этот эффект.

7 Обсуждение и заключения

Данное исследование показывает, что моделирование прорыва ледниковых озёр остаётся сложным вопросом. Каждая область исследования индивидуальна, и результаты, получаемые от разных моделей и подходов,

часто существенно расходятся. Эти различия не удивительны, поскольку две модели следуют разным концепциям, и каждая требует конкретного определения изначальных условий (внезапный сброс массы либо плавное истечение). Чтобы обеспечить однородность результатов и учесть большой объём воды, параметры трения в RAMMS пришлось значительно уменьшить в сравнении с использовавшимися для Даштского события. Это очень важно учитывать при интерпретации результатов или их демонстрации местным властям. Однако адаптация параметров трения индивидуально для каждой области исследования таким образом, чтобы симулированный поток достиг интересующей точки (обычно устья долины) даёт важную информацию в двух отношениях:

- Сравнение предполагаемых параметров трения с выведенными из обратного расчёта задокументированных событий позволяет оценить реалистичность предполагаемых параметров и следовательно вероятность достижения потоком устья соответствующей долины. В [Таблице 2](#) показаны параметры трения, используемые в расчётах RAMMS, исходя из предположения, что поток достигнет устья соответствующей долины.
- Можно высчитать примерное время прохождения потока до устья, при условии, что предполагаемые параметры являются реалистичными.

Таблица 2: Вовлечённый объём, характеристика долины и параметры трения, выбранные для симуляции RAMMS. L = длина долины; ΔZ = потеря высоты; φ_{avg} = средний уклон. ^a начальный объём ^b конечный объём * 1 секция пути (верхняя) ** 2 секция пути (средняя) *** 3 секция пути (нижняя)

Площадь	Объём	L	ΔZ	φ_{avg}	μ	ξ
	10^6 м^3					
Дашт	0,25 ^a , 1,50 ^b	11 00 0	1 800	9,8	0,14	1 300
Хавраздара	15 – 30 ^a , 45 – 90 ^b	19 00 0	1 050	3,2	0,03*, 0,04**, 0,05***	1000
Нижнее озеро Варшедздара	0,5 – 1 ^a , 1,5 – 3 ^b	11 50 0	1 350	6,7	0,09	1 350
Верхнее озеро Варшедздара	2 – 5 ^a , 6 – 15 ^b	13 50 0	1 650	7,0	0,08*, 0,10**, 0,12***	1 500*, 1 250**, 1 000***

Верхняя Ривакдара	0,37 – 0,73 ^a , 0,82 – 1,6 ^b	4 800	700	8,3	0,08*, 0,09**, 0,10***	1 500*, 1 350**, 1 200***
Риваккуль	9,4 – 23,3 ^a , 31,6 – 58,5 ^b	26 00 0	1 300	2,9	0,03	1200

Особая характеристика модели RAMMS -- внезапный сброс стартового объёма (массы), что хорошо соответствует внезапному механическому прорыву дамбы или переливу воды в результате сильного столкновения. Однако реальные прорывы не всегда случаются именно так, и в результате модель может переоценить высоту и ширину потока в его верхней части. Напротив, способность размывать и увлекать грунт -- важная функция RAMMS, поскольку она позволяет отразить часто наблюдаемый факт, что начальный и конечный объёмы значительно различаются (Берти и др., 1999, Брейен и др., 2008).

В целом RAMMS предсказывает более высокие значения глубины потока в верхней части пути, чем FLO-2D. Это происходит благодаря внезапному сбросу массы (см. выше). FLO-2D использует входную гидрограмму, которая распределяет объём сброса на определённый период времени, что приводит к более низкому уровню потока при заданном общем объёме. Это позволяет лучше воспроизвести прорыв дамбы в результате постепенного размывания.

RAMMS предсказывает остановку потока и осаждение массы на конусе выноса, в то время как FLO-2D стремится прогнозировать продолжение потока вдоль русла реки в основной долине. Поэтому потенциальное воздействие, полученное с моделью RAMMS, меньше, а глубина наводнения выше, чем с FLO-2D.

Отчасти хорошее соответствие получается в плане времени движения до устья долины. Таблица 1 показывает, что время движения потока, рассчитанное с помощью RAMMS, аналогично рассчитанному с FLO-2D, по крайней мере, в отношении более критичной нижней границы. Это удивительно, поскольку расчёты ведутся абсолютно независимо (адаптация μ и ξ – исключительно вопрос трения).

Следует заключить, что с учётом всех соответствующих аспектов симуляция движения потенциальных будущих прорывов остаётся сложным вопросом. Основные проблемы:

- Знания о начале процесса, как правило, ограниченные (свойства плотины, тип разрушения, понимание последовательности и взаимодействия процессов).

- Неясен объём воды, участвующей в сбросе. Геометрия озёр также зачастую неизвестна и может быстро меняться, в то время как объём фактически сбрасываемой воды приходится выяснять. Далее, многие озёра прорываются в течение очень короткого времени после их появления, и их не успевают выявить как потенциальный источник угрозы (Нарама и др., 2010). Требуется постоянный мониторинг, чтобы быть в курсе существующих угроз.
- Неопределённости, связанные с эрозией и отложением пород, также являются большим нерешённым вопросом. Эрозия дамбы и русла, а также сопутствующее отложение, могут сильно изменить реологию и объём потока. Эти изменения непосредственно влияют на расширение и дальность потока.
- Процессы трансформации потока при природных явлениях сложно смоделировать (как и оценить). Программа, разработанная гидрологическим сообществом, рассчитана на симуляцию наводнений или гиперконцентрированных потоков без входных гидрограмм на умеренно крутых каналах и с низкой нагрузкой осадочных пород. В противоположность ей, программа для расчёта быстрых перемещений пород лучше подходит для более крутых склонов и внезапного сброса всего изначального объёма. Типичные характеристики ледниковых потоков находятся где-то посередине и варьируются для разных участков канала. Модели переноса осадочных пород, корректно учитывающие размывание и отложение, рассчитаны не на такие крутые склоны, так что их вряд ли можно применить к ледниковым озёрам. Далее, очень критичен сценарий прорыва.

Динамика потока понимается очень хорошо, и поэтому результаты моделирования можно считать пользующимися доверием. И наоборот, моделирование обломочного потока основывается на эмпирических компонентах, поэтому результаты менее точные в сравнении с моделированием потока чистой воды или гиперконцентрированного.

Тем не менее, важно моделировать сценарии прорыва не только как гиперконцентрированный поток, но и как обломочный поток. С такой стратегией моделирования можно охватить ряд ожидаемых реологий потока. Это повышает надёжность результатов, не вызывая эффекта ложной точности.

Существующие программы также не могут симулировать взаимодействие и трансформацию процессов, например, превращение гиперконцентрированного потока в обломочный, эффект множественных паводковых волн (включая изменения топографии после первой волны), или эффекты краткосрочного хранения воды и обломков при самопроизвольной блокаде долины.

С учётом всех этих пунктов, можно заключить, что до сих пор не существует подходящих методов моделирования прорыва ледниковых озёр, поскольку это явление достаточно разнообразное, часто варьирующееся по поведению между наводнением и обломочным потоком. Однако, комбинация различных подходов к моделированию, как представлено в данном исследовании, помогает оценить реальный масштаб процесса, области воздействия, максимальную скорость и время прохождения. Общее заключение по любым видам моделирования -- жизненно важна внимательная интерпретация результатов и контролируемая передача знаний местным властям.

Благодарность

Исследования проведены при поддержке FOCUS Humanitarian Assistance -- филиала Сети развития Ага Хана, Швейцарского агентства по развитию и сотрудничеству (SDC) и Департамента по международному развитию Великобритании (DFID). Особая благодарность Кристиану Хаггелю за ценные комментарии к черновому варианту рукописи.

Источники

М.К. Арменто, Р. Женева и П.Р. Текка (2008) - Сравнение числовых моделей двух обломочных потоков в области Кортина Д-Ампеццо, Доломитовые Альпы, Италия. Оползни, 5: 143-150.

М. Берти и А. Симони (2007) - Прогнозирование зоны затопления обломочных потоков, используя эмпирические взаимоотношения. Геоморфология, 90: 144-161.

М. Берти, Р. Женева, А. Симони и П.Р. Текка (1999) - Полевые наблюдения за обломочным потоком в Доломитовых Альпах. Геоморфология, 29: 265-274.

П. Бертоло и Г.Ф. Вичорек (2005) - Калибровка числовых моделей для малых обломочных потоков в долине Йосемити, Калифорния, США. Наука о природных рисках и системах земли, 5: 993-1001.

Х. Брейен, Ф.В. Де Бласио, А. Элверхой и К. Хег (2008) - Эрозия и морфология обломочного потока, вызванного прорывом ледникового озера в Западной Норвегии. Оползни, 5(3): 271-280.

М. Керри (2005) - Жизнь и смерть среди ледников: историческая уязвимость людей перед лавинами и наводнениями в Перу. Глобальные и планетарные изменения, 47: 122-134.

Д.А. Чендерелли и Э.Э. Воль (2001) - Оценка пикового сброса при прорыве ледниковых озёр и «обычных» климатических наводнениях в районе Эвереста, Непал. Геоморфология, 40: 57-90.

К. Кристен, П. Бартелт и Дж. Ковальски (2010а) - Обратный расчёт лавины In Den Arelen с помощью RAMMS: интерпретация результатов моделирования. *Анналы гляциологии*, 51(54): 161-168.

М. Кристен, Дж. Ковальски и Б. Бартелт (2010b) – RAMMS: Числовая симуляция плотных снежных лавин в трёхмерном ландшафте. *Наука и технология холодных регионов*, 63,1-14.

CIAT (Международный центр тропического сельского хозяйства) (2004) - Бесшовные данные SRTM V1, с заполненными пустотами, доступные в базе данных CGIAR-CSI SRTM 90 м. <http://srtm.csi.cgiar.org>

Дж.К.С. Кларк (1982) - Прорывы ледникового озера, «Опасное озеро» на территории Юкона, и проблема прогнозирования магнитуды наводнения. *Журнал гляциологии*, 28(98): 3-21.

Дж. Короминас, Р. Копонс, Дж.М. Вилаплана, Дж. Альтамир и Дж. Амиго (2003) - Интегрированный анализ склонности к оползням и оценка опасности в Княжестве Андорра. *Природные опасности*, 30: 421-435.

Дж.Э. Коста и Р.Л. Шустер (1988) - Формирование и прорыв естественных дамб. *Бюллетень Американского геологического общества*, 7: 1054-1068.

Дж.Э. Коста (1988) - Наводнения, вызванные прорывом дамб. В: П/ред. В.Р. Бейкера (1988) - *Геоморфология наводнений*: 439–463, Уайли, Нью-Йорк.

А. Дюселан, Г. Бенито, В. Буйтаэрт, П. Карлинг, Ч. Майер и Ф. Эспиноза (2009) - Повторные прорывы ледниковых озёр в Патагонии: растущая угроза? *Природные опасности*, DOI 10.1007/s11069-009-9479-8.

С.Г. Эванс и Дж.Дж. Клейг (1994) - Последние изменения климата и катастрофические геоморфологические процессы в горной среде. *Геоморфология* 10(1-4): 107-128.

С.Г. Эванс (1986) - Максимальный сброс наводнений, вызванных прорывом искусственных и естественных дамб. *Канадский геотехнический журнал*, №23: 385-387.

Х. Фрей, В. Хеберли, А. Линсбауэр, К. Хаггель и Ф. Пол (2010) - Многоуровневая стратегия прогнозирования формирования ледниковых озёр и потенциала сопутствующей опасности. *Наука о природных рисках и системах земли*, 10: 339-352.

П. Гамма (2000) - dfwalk – Ein Murgang-Simulationsprogramm zur Gefahrenzonierung. *Geographica Bernensia* G66. 144 стр. [на немецком языке]

В. Хеберли (1983) - Частота и характеристики ледниковых наводнений в Швейцарских Альпах. *Анналы гляциологии*, 4: 85-90.

К. Хьюитт (1982) - Естественные дамбы и прорывные наводнения в Каракоруме, Гималаи. В: П/ред. Дж.В. Глена (1982) - Гиdroлогические аспекты альпийских и высокогорных областей Публикация IAHS 138: 259-269.

Дж. Хьюбл и Х. Штайнвендтнер (2001) - Двухмерная симуляция двух вязких обломочных потоков в Австрии. Физика и химия Земли (С), 26: 639-644.

К. Хаггель, В. Хеберли, А. Кааб, Д. Биери и С. Ричардсон (2004а) - Процедура оценки ледниковых опасностей в Швейцарских Альпах. Канадский геотехнический журнал, №41(6): 1068-1083.

К. Хаггель, А. Кааб и Н. Зальцманн (2004b) - Моделирование ледниковых опасностей и их взаимодействия на основе данных ГИС, используя изображения Landsat-TM и IKONOS. Норвежский журнал географии, 58: 761-773.

К. Хаггель, А. Кааб, В. Хеберли и Б. Крумменахер (2003) - Модели ГИС регионального масштаба для оценки опасности прорыва ледниковых озёр: оценка и применение в Швейцарских Альпах. Наука о природных рисках и системах земли, 3: 647-662.

О. Хангр, Дж. Короминас и Э. Эберхардт (2005) - Статья «Последнее слово техники: Оценка механизма движения оползней, проходимого расстояния и скорости. В: П/ред. О. Хангра, Р. Фелла, Р. Кутюр, Э. Эберхардта (2005) - Управление рисками оползней. Материалы международной конференции по управлению рисками оползней, Ванкувер, Канада, 31 мая – 3 июня 2005, 129-158.

МСБИК (2007) - Изменения климата 2007: Сводный отчёт, Межправительственный совет по борьбе с изменениями климата, 26-73.

Л. Итурризага (2005а) - Исторические ледниковые озёра и их прорывы в долине Карамбар (Гиндукуш-Каракорум). Геожурнал, 62(3 - 4): 1-47.

Л. Итурризага (2005b) - Новые наблюдения о текущих и доисторических ледниковых озёрах в долине Шимшал (горы Каракорум). Азиатский журнал наук о земле, 25(4): 545-555.

Р.М. Иверсон, С.П. Шиллинг и Дж.В. Вэлланс (1998) - Объективное картирование зон опасности затопления. Бюллетень Американского геологического общества, 110(8), 972-984.

А. Кааб, К. Хаггель, Л. Фишер, С. Гекс, Ф. Пол, И. Роер, Н. Зальцманн, С. Шлэфли, К. Шмутц, Д. Шнайдер, Т. Строззи и Й. Вайдманн (2005) - Удалённое исследование опасностей, связанных с ледниками и вечной мерзлотой в высокогорьях: обзор. Наука о природных рисках и системах земли, 5: 527-554.

В. Менвилль (2001) - Приёмы оценки размера потенциальных прорывных наводнений от природных дамб. Институт геологических и ядерных наук, 2001/28, 72 pp.

М. Мергили, С.М. Морейрас и Дж. Стеттер (2008) - Интегрированное моделирование обломочных потоков в Центральных Андах с использованием открытого ПО ГИС. Геофизические исследования, 10. [отрывок]

Д. Нэф, Д. Рикенманн, П. Рутчманн и Б.В. Макардделл (2006) - Сравнение соотношения сопротивления обломочным потокам, используя модель одномерного, конечного симулирования элементов. Наука о природных рисках и системах земли, 6: 155-165.

К. Нарама, М. Душонакунов, А. Кааб, М. Даиров и К. Абдрахманов (2009) - Прорыв ледникового озера на западном Зиндане 24 июля 2008 г., Тянь-Шань, Кыргызстан. Наука о природных рисках и системах Земли, doi:10.5194/nhess-10-647-2010.

Дж.С. О'Брайан (2001) - Инструкции для пользователей FLO-2D. Нутриозо, Аризона. 83 стр. и приложения.

Дж.С. О'Брайан, П.И. Джулиен и В.Т. Фуллертон (1993) - Двухмерная симуляция наводнений и грязевых потоков, Журнал инженерной гидравлики, 119: 244-261.

Р. Перла, Т.Т. Ченг, Д.М. МакКланг (1980): Двухпараметрическая модель движения снежной лавины. Журнал гляциологии, 26: 197-207.

Т. Прейт, П. Бартелт, О. Коруп и Б.В. Макардделл (в печати) - Фрагментация и вязкостное ослабление каменных лавин. Журнал геологических исследований.

Д.Дж. Квинси, С.Д. Ричардсон, А. Лакман, Р.М. Лукас, Дж.М. Рейнольдс, М.Дж. Хэмбри и Н.Ф. Глассер (2007) - Раннее определение опасностей ледниковых озёр в Гималаях с использованием данных удалённого исследования. Глобальные и планетарные изменения, 56(1-2): 137-152.

С.Д. Ричардсон и Дж.М. Рейнольдс (2000) - Обзор ледниковых опасностей в Гималаях. Quaternary International, 65/66: 31-47.

Д. Рикенманн (1999) - Эмпирические отношения для обломочных потоков. Природные опасности, 19: 47-77.

Д. Рикенманн, Д. Лейль, Б.В. Макардделл и Дж. Хьюбл (2006) - Сравнение двухмерных моделей симуляции обломочного потока с полевыми событиями. Вычислительные геологические науки, 10: 241-264.

Д. Шнайдер, П. Бартелт, Дж. Каплан-Ауэрбах, М. Кристен, К. Хаггель и Б.В. Макардделл (принято) - Изучение динамики каменно-ледниковых лавин посредством комбинированного анализа сейсмических записей и цифрового моделирования лавины. Журнал геологических исследований.

Дж.Ф. Шнайдер, М. Гмейндль и К. Трекслер (2004) - Оценка риска удалённых геологических опасностей на центральном и южном Памире/ГБАО, Таджикистан. Отчёт для министерства по чрезвычайным ситуациям Таджикистана и Швейцарского агентства по развитию и сотрудничеству (SDC).

С. Тинти, А. Марамай и А.В. Черутти (1999) - Ледник Миадж в долине Аоста (Западные Альпы, Италия) и чрезвычайный раскол 9 августа 1996 г. Физическое и химическое строение земли (A), 24(2), 157–161.

В. Вилимек, М.Л. Запата, Дж. Климес, З. Патцельт и Н. Сантьян (2005) - Влияние отступления ледников на естественные опасности в районе озера Палькакоча, Перу. Оползни, 2(2): 107-115.

А. Веллми (1955) - Ueber die Zerstoerungskraft von Lawinen. Schweizerische Bauzeitung, 73: 159-162, 212-217, 246-249, 280-285. [на немецком языке]

Дж.С. Вальдер и Дж.Э. Коста (1996) - Прорывы ледниковых озёр: влияние режима стока озёра на величину наводнения. Процессы и формы поверхностной Земли, 21: 701-723.

Т. Ватанабе и Д. Ротахер (1996) - Прорыв ледникового озера Лугге Тшо в Бутане, Гималаи. Горные исследования и развитие, 16: 77-81.

В. Вичманн (2006) - Modellierung geomorphologischer Prozesse in einem alpinen Einzugsgebiet. Abgrenzung und Klassifizierung der Wirkungsraeume von Sturzprozessen und Muren mit einem GIS. Eichstaetter Geographische Arbeiten 15. 231 стр. [на немецком языке]

Д. Ксу (1988) - Характеристики конуса выноса, возникшего в результате прорыва ледникового озера на реке Боку, Ксизанг, Китай, 1981. Геожурнал, 17(4), 569-580.

Приложение 4

Изменения криосферы и связанные геологические опасности в высокогорных областях Таджикистана и Австрии: сравнение

Исследовательская статья

М. Мергили, К. Копф, Б. Мюллебнер, Дж.Ф. Шнайдер (2012): Изменения криосферы в высокогорных областях Таджикистана и Австрии: сравнение. *Анналы географии*, серия А 94(1): 79-96. doi:10.1111/j.1468-0459.2011.00450.x

Оригинал статьи: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1468-0459.2011.00450.x/abstract>

Резюме

В настоящей работе производится количественная оценка недавних изменений ледников и возможное будущее отступление вечной мерзлоты в Австрийских Альпах и Памиро-Алайских горах Таджикистана (Центральная Азия), двух горных областях с поразительными различиями климата и гипсометрии, а также в экономике и истории исследований. Цель сравнительного исследования -- улучшить понимание региональных различий как основу для дальнейшего исследования и дифференцированной оценки возможных социально-экономических последствий. Помимо анализа доступной литературы, было проведено динамическое удалённое зондирование ледников в выбранных областях, а также полевое и вертолётное обследование. Ледники Таджикистана вели себя по-разному в течение периода исследования, с 1968 по 2009 г., однако как минимум с 2002 г. наблюдается тенденция к отступлению. За этот период на юго-западе Памира сформировались или выросли более 100 пред- и надледниковых озёр. Разрушительные прорывы таких озёр случались здесь в недалёком прошлом. В Австрии почти все ледники в стадии глубокого отступления, и эта тенденция продолжается с большой скоростью. Непосредственно перед ледниками существуют немного ледниковых озёр. Были составлены карты текущего и будущего распространения вечной мерзлоты для Таджикистана и Австрии, посредством адаптации эмпирической модели, разработанной в Швейцарии. В абсолютном выражении максимальные потери были спрогнозированы для Памира. Ожидаемые относительные потери на единицу площади умеренные в сравнении с остальной частью Таджикистана и тем более Австрией, где модель предсказала исчезновение более 90% потенциальной вечной мерзлоты до конца 21 века.

Ключевые слова

Австрия, изменение климата, ледники, высокогорная геоморфология, вечная мерзлота, Таджикистан.

1 Вступление

Высокогорные области -- особо хрупкая среда, которая служит ранним индикатором изменений -- или, в более долгосрочной перспективе, колебаний климата. Такие индикаторы включают снег, ледники, вечную мерзлоту, экосистемы и водные циклы (например, [Бенистон 2003](#); [Хьюбер и др. \(2005\)](#)).

Во всём мире в последние несколько десятилетий наблюдаются свидетельства ускоренного отступления ледников, включая тропики (например, [Кейсер 1999](#)), влажные и сухие средние широты (например, [Ламбрехт и Кун 2007](#)) и полярные регионы (например [Кук и др. 2005](#)). В значительной степени это связано с очевидным потеплением климата ([МСБИК 2007](#)). Однако, скорость и характеристики отступления варьируются по всему миру. Недавно в некоторых областях, особенно влажных, наблюдалось наступление ледников в долинах под влиянием колебаний океанов, например, в Новой Зеландии и Норвегии ([Хукер и Фитцхаррис 1999](#); [Чинн и др. 2005](#)). Подобное, наступление и отступление ледников может быть сложной и запоздалой комплексной реакцией на изменения климата ([Ания и др. 1997](#)).

Колебания ледников вносят серьёзный вклад в изменения высокогорной экологии по всему миру, но важная роль принадлежит также и вечной мерзлоте. Тщательные исследования вечной мерзлоты проводились в бывшем СССР ([Некрасов и Климовский 1978](#)), в Канаде и Швейцарии. Вечную мерзлоту в горных районах и её изменения гораздо труднее изучать, чем ледники и их изменения. Поэтому учёные прибегают к различным приёмам моделирования, от местных подходов с большим количеством данных для оценки динамики температуры почвы до распределения вечной мерзлоты в региональном и национальном масштабе (см. анализ у [Харриса и др. 2009](#)).

Интерес к изменениям ледников и вечной мерзлоты имеет важное научное и практическое значение. Талая вода с ледников изменяет водный бюджет горных областей и предгорий. Она особенно важна для жизни людей в долинах в горных областях с сухим климатом (орошение, производство электричества), хотя её важность несколько снижается в районах с влажным климатом и по мере увеличения расстояния до ледников ([Хагг и Браун 2005](#); [Кайсер и Гроссхаузер 2010](#)).

Колебание ледников часто приводит к формированию ледниковых озёр. [Твид и Рассел \(1999\)](#) различали девять типов ледниково-подпрудных озёр. Некоторые из них склонны к внезапным прорывам. Прорыв ледникового озера может развиваться разными путями, например, в результате схода каменной/ледниковой лавины или обрушения ледяного фронта в озеро ([Тинти и др. 1999](#); [Хеберли и др. 2010b](#)), повышения уровня озера с последующим переливанием, прогрессирующим размыванием, механическим прорывом или ретрогрессивной эрозией дамбы, гидростатического прорыва ([Итурризага 2005](#))

или деградации ледниковых дамб или ледяного ядра моренных дамб. [Ричардсон и Рейнольдс \(2000\)](#) описывают механизмы прорыва и практические примеры. Прорыв ледниковых озёр имеет высокий потенциал для разрушения, т.к. большой объём воды, сбрасываемый в течение короткого времени, может размывать обломочные породы, формируя мощный паводковый поток, продвигающийся на большое расстояние. Прорывы ледниковых озёр случались, например, в Гималаях, в Непале и Бутане ([Баджрачарья и др. 2007](#)), Каракоруме ([Вонг и др. 2009](#)), Памире ([Мергили и Шнайдер 2011](#)), Тянь-Шане ([Нарама и др. 2010](#)), Андах ([Харрисон и др. 2006](#); [Хеберли и др. 2010b](#)) и Западных Альпах ([Хаггель и др. 2002](#)).

На сегодня доказано, что динамика вечной мерзлоты является важным подготовительным фактором для возникновения перемещения пород, но до недавнего времени этот факт не являлся общепризнанным (например, [Хеберли 1992](#)). Таяние вечной мерзлоты может повлиять на стабильность склонов, например, через разрушение скальных пород при замерзании и последующем таянии воды, увеличение доступности физически активной воды или изменение топографии (например, [Хеберли и др. 1997](#)). Был проведён ряд исследований динамики вечной мерзлоты под влиянием изменений климата и связанных с этим геологических опасностей. Проведено интенсивное и подробное изучение выбранных объектов в Швейцарских и Итальянских Альпах (например, Монте-Роза), включая измерения и моделирование температур вечной мерзлоты и соответственно камнепадов, каменно-ледниковых лавин, оползней и обломочных пород (см. подробный список литературы у [Харриса и др. 2009](#)).

В данной статье сравниваются изменения ледников и вечной мерзлоты за последние 40 лет, и опасности, связанные с этими изменениями, в Австрии и Таджикистане (последний расположен в Центральной Азии -- Памиро-Алайские горы). Выделяются сходства и различия между двумя странами, а также между различными регионами в каждой стране, а также обсуждаются наиболее срочные нужды для дальнейшего исследования.

2 Область исследования

2.1 Географическое окружение

И Таджикистан, и Австрия являются горными странами с примерно сравнимой территорией и населением. Однако между ними есть серьёзные различия, как с социально-экономической, так и с физической точки зрения ([Таблица 1](#)). По данным ООН (UNdata), только 5,5% работающего населения Австрии были заняты в сельском хозяйстве в 2005 г., против 55,5% в Таджикистане.

Климат в Австрии умеренный, по большей части влажный, с тёплым летом и умеренно холодной зимой. Таджикистан, несмотря на умеренные средние температуры, отличается резко континентальным климатом с жарким летом и

холодной зимой, с малым количеством осадков, в основном в зимние месяцы (Таблица 2). Обе страны испытывают положительные тенденции среднегодовых температур воздуха (МААТ) с 1970 г. В Таджикистане потепление в основном наблюдается после 1995 г. По данным 4 отчёта МСБИК (МСБИК 2007), среднее прогнозируемое увеличение МААТ с 1980–1999 по 2080–2099 г. составит 3,7°С для Таджикистана и 3,5°С для Австрии.

Таблица 1. Отдельные ключевые параметры Таджикистана и Австрии по данным ООН (UNdata) и Программы Развития Организации Объединённых Наций (ПРООН). HDI = Индекс человеческого развития.

	Территория (км ²)	Население в 2008 г.	ВВП на душу населения в 2008 (\$ США)	Уровень роста ВВП в 2008 г. (%)	HDI в 2010 г. (место)
Таджикистан	143 100	6,836 млн.	362,7	7,9	0,580 (112).
Австрия	83 871	8,337 млн.	49 596,4	1,8	0,851 (25).

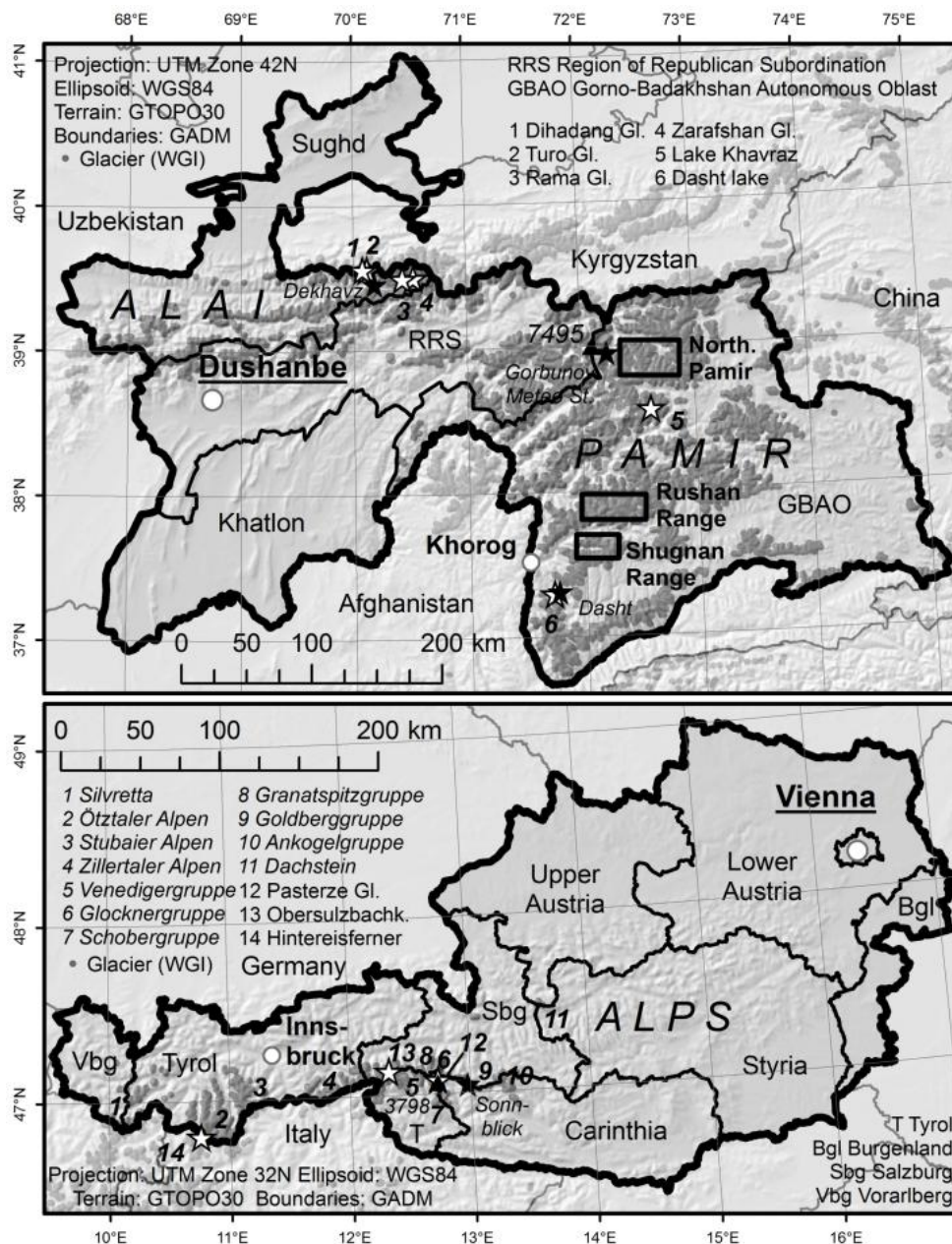


Рис. 1. Обзорные карты Таджикистана и Австрии с распределением ледников по данным Всемирного кадастра ледников (WGI). Отмечены области, выбранные для подробного изучения, а также горные хребты, ледники и ледниковые озёра, указанные в тексте.

60-65% Австрии занимают Альпы, с максимальной высотой 3 798 м. Средняя высота местности в стране -- 950 м над уровнем моря. Таджикистан находится в середине Центрально-Азиатской системы горных хребтов, занимая часть территории Алайских гор и большую часть Памира. Высочайший пик Таджикистана -- Пик Исмаила Сомони -- имеет высоту 7 495 метров, а средняя высота местности -- 2 970 м над уровнем моря. (Рис. 1). В Горно-Бадахшанской автономной области (ГБАО), по большей части расположенной на территории

Восточного Памира, средняя высота местности составляет 4 240 м над уровнем моря.

В обеих странах имеются хрупкие высокогорные геосистемы, подверженные воздействию изменений – или, в долгосрочной перспективе, колебаний – окружающей среды, вызванных климатическими и социально-экономическими факторами. Эти взаимосвязанные геосистемы включают, среди прочего, ледниковые и околоснежниковые системы.

Таблица 2. Климатические характеристики выбранных сайтов в Таджикистане (Т) и Австрии (А). Данные: Центральный Институт Метеорологии и Геодинамики, Австрия, HISTALP (2009) и Агентство по Гидрометеорологии, Таджикистан. МААТ = Среднегодовая температура воздуха 1971–2000 (ледник Федченко: 1971–1995), МАР = Среднегодовые осадки 1971–2000 (ледник Федченко: 1971–1995). Тенденция 1 с 1970 по 1995 г., тенденция 2 с 1970 по 2008.

	Высота над уровнем моря (м)	МААТ	Средняя макс./мин. температура воздуха (°C)	МААТ тенденция 1 / тенденция 2 (°C)	МАР (мм)	Осадки ноябрь-апрель (%)
Хорог (Т)	2075	9,1	22,1 / -4,8	-3,75 (+0,67).	291	78,0
Дехавз (Т)	2561	4,5	15,4 / -6,9	+0,36 / +2,25	318	42,3
Ледник Федченко (Т)	4169	-6,8	4,1 / -17,1	+0,27 / -	1280	42,2
Инсбрук (А)	578	8,9	24,9 / 3,7	+5,5 / +4,7	883	34,3
Зоннблик (А)	3105	-7,5	0,2 / -14,4	+4,3 / +3,4	1673	50,1

2.2 Состояние исследований в Австрии

Прямая информация о выбранных Австрийских ледниках доступна вплоть до 17 века из отчётов, картин и рисунков (Николусси 1990; Холл и др. 2003). Топографические карты, включая распространение ледников, были впервые подготовлены в конце XIX века. Первая систематическая инвентаризация ледников в Австрии была проведена в 1969 г., с использованием аэрофотоснимков (Патцельт 1980). Вторая инвентаризация была проведена в конце 1990-х, так что существует подробный отчёт об изменениях ледников за

последние три десятилетия XX века (Ламбрехт и Кун 2007). Наиболее полные данные содержатся в ежегодном Отчёте о ледниках, публикуемом Австрийским Горным клубом (*Österreichischer Alpenverein 1972–2010*). Они ежегодно публикуют результаты измерений размеров примерно 100 ледников в Австрии. Подробный долгосрочный мониторинг проводился в частности на леднике Пастерце в западной Каринтии (Холл и др. 2001; Спурниг и др. 2004) и Хинтерайсфернер в Тироле (например, Кун и др. 1999).

Исследования вечной мерзлоты не так традиционны, как изучение ледников. Хотя ранние работы Вилфрида Хеберли в Швейцарии датируются 1970-ми годами (например, Хеберли 1975), изучение вечной мерзлоты в Австрии началось не раньше 1980 г. (Либ 1998). Традиционные методы изучения вечной мерзлоты применялись на ряде объектов в Австрийских Альпах. Такие подходы включают измерение температуры у основания зимнего снежного покрова или родниковой воды, сверление скважин, геофизические методы (георадар, сейсмическое зондирование, геоэлектрическое изучение) или геоморфологическую интерпретацию (Крайнер 2007). Лишь недавно были сделаны попытки экстраполировать эти результаты на более крупные области, т.е. на все Австрийские Альпы (Эбохон 2007), уточняющие отношения, разработанные Хеберли (1975) для Швейцарии. Существуют только косвенные свидетельства отступления вечной мерзлоты и сопутствующих угроз: Крайнер (2007) сообщал о проблемах с участвовавшими камнепадами и проседанием грунта в областях вечной мерзлоты в Австрии, что указывает на более толстый активный слой, а также таяние льда в трещинах крутых каменных склонов, что скорее всего связано с изменениями климата.

2.2 Состояние исследований в Таджикистане

Самые ранние отчёты о таджикских ледниках датируются концом XIX и началом XX века, когда различные исследователи посещали высокогорные области Центральной Азии (Большая игра, Мидлтон и Томас 2008). В советское время проводилось систематическое картирование ледников. Инвентаризация ледников Памира проводилась в период с 1968 по 1973 г. как часть инвентаризации ледников СССР (Котляков 1980). Подробные исследования проводились в 60-х и 70-х годах на леднике Федченко и леднике Абрамова (на территории Кыргызстана рядом с Таджикской границей, Котляков 1980). После независимости, и особенно во время гражданской войны 1992-1997 гг., исследования уменьшились. Метеорологические и гидрологические измерения были прекращены. Основным источником ледниковых данных – Всемирный кадастр ледников (НЦДСЛ 1999–2009) и база данных GLIMS (Армстронг и др. 2005). Некоторое внимание до сих пор уделяется пульсирующим ледникам (например, Долгушин и Осипова 1975; Котляков и др. 2008), а также ледниковым озёрам и сопутствующим опасностям (Мергили и Шнайдер 2011).

Непосредственные данные о распределении вечной мерзлоты, её свойствах и влиянии в Таджикистане скудные. Существуют и другие работы, в частности А.П. Горбунова и его команды, по близлежащим Тянь-Шаньским горам в Кыргызстане и Казахстане (дополнительная информация у [Марченко и др. 2007](#)). [Мюллебнер \(2010\)](#) смоделировал потенциальное распределение вечной мерзлоты в выбранных областях Таджикистана с помощью двух противоположных методов: во-первых, адаптируя пороги высот по Швейцарии ([Хеберли 1975](#)) к региональному климату и во-вторых, используя комбинацию температурных пределов и поступающей солнечной радиации (адаптируя метод, предложенный [Крумменахером и др. \(2003\)](#)). Нижняя граница вечной мерзлоты, полученная обоими методами, достаточно точно совпадает.

3 Данные и методы

3.1 Ледниковая экология

Исследования, представленные в данной работе, сфокусированы на изменения и колебания ледникового и околледникового окружения с конца 1960-х годов. Первая систематическая инвентаризация ледников в Австрии была составлена в 1969 г. ([Патцельт 1978, 1980](#)), а первые подходящие спутниковые снимки (Corona) по Таджикистану датированы 1968 г.

Основные геометрические данные по ледникам в двух странах (площадь поверхности, высота снеговой линии, высота нижней и верхней кромки) извлечены из Всемирного кадастра ледников (WGI), предоставленного НЦДСЛ ([1999–2009](#)). Хотя он очень подробный, главный недостаток WGI - неточность баз данных по времени. Данные по Австрии, от 1998 года, те же самые, что использовались для нового Австрийского кадастра ледников ([Ламбрехт и Кун 2007](#)). Для Таджикистана использовались источники данных от сороковых-шестидесятых годов. Поэтому WGI использовался только для общей характеристики ледников в двух странах.

Поскольку для Таджикистана недоступны подробные и недавние измерения, оригинальные исследования в данной статье в основном проводились в этой стране. Области для подробного изучения были выбраны так, чтобы представить максимально широкий ряд климатических, топографических и высотных условий по стране. Всего были отобраны три области в разных частях Памира: Северный Памир, Шугнанский хребет и Рушанский хребет (см. [Рис. 1](#)). Ледники во всех областях были нанесены на карту, исходя из спутниковых снимков разных времён:

- рассекреченные снимки системы Corona от 1968 и 1969 г. Аналоговые изображения доступны по всей территории Таджикистана и дают отличную базу для изучения статуса ледников по состоянию на конец 60-х. Эффективный размер ячейки сканированных снимков – не более 5 м.

Недостаток в том, что изображения доступны только в чёрно-белом варианте и имеют существенное геометрическое искажение, особенно в горных районах.

- Изображения ASTER от 2002 и 2007–2009 гг. При размере ячейки в 15 м и нескольких каналах в видимом и инфракрасном диапазоне, это наиболее эффективные данные среднего разрешения, доступные для периода с 2000 г.

Были размечены только области с открытым льдом, так как их можно рассматривать как разумную замену изменению общей поверхности ледников. Хотя существуют методы удалённого изучения распространения ледников, покрытых обломочными породами (Пол и др., 2004; Болч и др., 2008), выявление изменений остаётся сложным, поскольку переход между языком ледника, покрытым обломками, и мореной, насыщенной льдом, часто размыт и труден для выявления. Для этой цели могут потребоваться более специализированные методы (например, DInSAR или геоэлектрический).

Каждому леднику была назначена оценка уверенности (3 – высокая; 2 – средняя; 1 – низкая), в основном зависящая от снежного покрытия ледника на соответствующих изображениях. Для анализа колебаний ледников были использованы только ледники со средней или высокой степенью уверенности.

Для Юго-Западного Памира был подготовлен кадастр ледниковых озёр с использованием вышеупомянутого набора спутниковых снимков. Вертолётное обследование и полевые визиты летом 2003 и 2009 г. позволили подтвердить результаты удалённого исследования. Опасность прорыва ледниковых озёр была проанализирована во время оценки на уровне региона (Мергили и Шнайдер, 2011).

Дополнительная работа проводилась в верховьях Зеравшанской долины в Алайских горах Северного Таджикистана, которые по высоте несколько ниже Памира (см. Рис. 1). Положение окраин четырёх выбранных ледников измерялось в сотрудничестве с Таджикским агентством по гидрометеорологии, с помощью геодезических методов. Включение неопубликованных данных о прерванных периодических измерениях с 1920 по 1991 г., проводившихся Агентством по гидрометеорологии, позволило получить данные об изменении длины ледников с 1927 по 2009 г.

Результаты сравнения Австрийских кадастров ледников от 1969 и 1998 г., представленных Ламбрехтом и Куном (2007) были использованы для сравнения ситуации в Таджикистане и Австрии. На период после конца 90-х годов систематических данных об изменениях поверхности и объёма ледников в Австрии пока нет. Суммарные изменения длины ледников, усреднённые по горным хребтам, были выведены из отчётов о ледниках за 1971–2009 гг. (Österreichischer Alpenverein 1972–2010).

3.2 Приледниковая экология

Исследования перигляциальной среды, представленные в данной работе, ориентируются на моделирование потенциального текущего и будущего распределения вечной мерзлоты.

Был использован подход, разработанный Хеберли (1975) в Швейцарии и применённый Эбохоном (2007) в Австрии, с корректировкой нижних границ высот для возможного и вероятного распространения вечной мерзлоты. Эти границы основаны на результатах полевого исследования и зависят от топографической ситуации и других аспектов. В Таджикистане оригинальные пределы высот были адаптированы исходя из разницы в среднегодовой температуре воздуха (МААТ). Келлер (1992) определил высоту в 2 200 м над уровнем моря для изотермы 0°C в Швейцарии. Мюллебнер (2010), используя данные Таджикской метеослужбы, вывел высоту в 3 300 м для изотермы 0°C в Таджикистане. Соответственно, значения, использованные Хеберли (1975) и Эбохоном (2007), были увеличены на 1100 м для Таджикистана. В Таблице 3 показаны оригинальная и адаптированная схема. Схемы применялись с использованием GRASS ГИС и цифровой модели рельефа SRTM-4 (Джарвис и др. 2008). Результаты по Таджикистану были дополнены 65 конечными точками каменных глетчеров, размеченными в долинах р. Гунт и р. Шахдара в Юго-Западном Памире. Были рассмотрены все активные каменные глетчеры с крутым, геоморфологически активным фронтом и без растительного покрытия, за исключением областей накопления открытого льда. Только нижние точки каменных глетчеров были отмечены на картах.

Таблица 3. Потенциальные нижние границы вечной мерзлоты в Австрии и Таджикистане согласно Хеберли (1975), Эбохона (2007) и Мюллебнера (2010).

Аспект	Нижняя граница спорадической вечной мерзлоты (возможно присутствие вечной мерзлоты) (м)		Нижняя граница прерывистой вечной мерзлоты (вероятно присутствие вечной мерзлоты) (м)	
	открытые объекты	защищённые объекты	открытые объекты	защищённые объекты
С	2300 / 3400	1960 / 3060	2500 / 3600	2410 / 3510
СВ	2450 / 3550	2100 / 3200	2600 / 3700	2500 / 3600
В	2575 / 3675	2220 / 3320	2720 / 3820	2520 / 3620
ЮВ	2700 / 3800	2230 / 3330	2850 / 3950	2630 / 3730

Ю	2900 / 4000	2340 / 3440	2900 / 4000	2690 / 3790
ЮЗ	2650 / 3750	2230 / 3330	2850 / 3950	2630 / 3730
З	2600 / 3700	2160 / 3260	2700 / 3800	2510 / 3610
СЗ	2530 / 3630	2120 / 3220	2580 / 3680	2470 / 3570
равнина	2590 / 3690	2640 / 3740	2710 / 3810	2900 / 4000

Сценарии увеличения МААТ (3,7 °С в Таджикистане и 3,5 °С в Австрии до 2100; [МСБИК 2007](#)) были приняты за основу для прогноза потенциального будущего распределения вечной мерзлоты. Предполагалось увеличение МААТ на 1 °С, 2 °С, 3 °С и 4 °С для изучения различных сценариев отступления вечной мерзлоты в 21 веке. Вертикальный градиент температур в Таджикистане был принят за 0,062 °С/м, с использованием линейной регрессии из набора температурных данных по Таджикистану. Для Австрии использовался градиент 0,054 °С/м, согласно значений, предоставленных [Ролландом \(2003\)](#) по Тиролю. Границы высот, показанные в [Таблице 3](#), были впоследствии увеличены по каждому из четырёх сценариев. Использовались только нижние границы возможной вечной мерзлоты, без разделения областей с возможной и вероятной вечной мерзлотой.

4 Результаты

4.1 Ледниковая экология

4.1.1 Распределение, длина и обломочное покрытие ледников в Таджикистане и Австрии

Хотя и Таджикистан, и Австрия богаты на высокогорными ландшафтами, они существенно отличаются в плане распространения ледников. Согласно WGI ([НЦДСЛ 1999–2009](#)), в Таджикистане покрыты ледниками 7 896 км² (5,5% от общей территории), в сравнении с 542 км² (0,6%) в Австрии. В WGI отмечены 7126 ледников в Таджикистане и 925 в Австрии, так что средняя площадь одного ледника составляет 1,1 км² в Таджикистане и 0,6 км² в Австрии. Самый крупный одиночный ледник в Таджикистане – ледник Федченко (156 км²), в Австрии – Пастерце (20 км²). Эти цифры показывают, что оледенение в Таджикистане на порядок выше, чем в Австрии ([Таблица 4](#)).

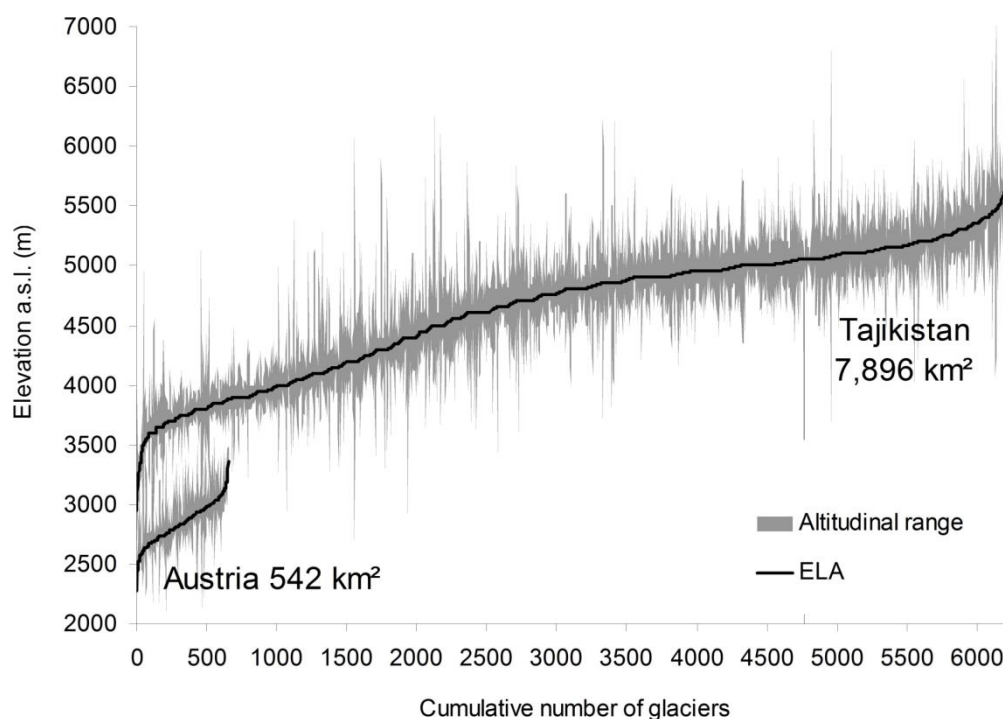


Рис. 2. Высотный диапазон снеговых границ, верхних и нижних границ ледников и общая площадь ледников в Таджикистане и Австрии, согласно WGI.

WGI идентифицирует 602 км² (или 7,6% от общей площади ледников в Таджикистане) как поверхность, покрытую обломками. 1096 ледников (15,4%) хотя бы частично покрыты обломками (см. [Таблицу 4](#)). Доля ледников с обломочным покрытием увеличивается с размером ледника. То же относится и к доле поверхности ледника, покрытой обломками, но в гораздо меньшей степени. Эти явления наблюдаются и в Австрии, но там степень покрытия обломками гораздо меньше. 85 ледников в Австрии (9,2%) хотя бы частично покрыты обломками, а обломки покрывают 7,6 км² (1,4% от общей поверхности ледников). При сравнении ледников аналогичного размера, процент ледников с обломочным покрытием в обеих странах сравним, но процент поверхности ледников, покрытой обломками, в Таджикистане всё равно намного выше.

Таблица 4. Количество и размер ледников и процент обломочного покрытия в Таджикистане и Австрии. Источник данных: WGI.

Класс размера	Число Всего ледников	Территория (км ²)		Число Площадь поверхности	Обломочное покрытие	
		Всего ледников	Покрыто обломками		Процент от общего числа	Процент от поверхности

Таджикистан								
≤0,5 км ²	4385	202	1076,8	29,2	61,8	13,6	4,6	2,7
>0,5 – 1 км ²	1152	221	877,1	48,4	16,2	11,1	19,2	5,5
>1 – 2 км ²	768	250	1120,5	75,6	10,8	14,2	32,6	6,7
>2 – 5 км ²	537	248	1630,9	132,0	7,6	20,7	46,2	8,1
>5 – 10 км ²	153	99	1055,9	98,9	2,2	13,4	64,7	9,4
>10 – 20 км ²	72	53	1043,7	90,8	1,0	13,2	73,6	8,7
>20 – 50 км ²	25	20	750,1	82,2	0,4	9,5	80,0	11,0
>50 км ²	4	3	341,1	39,1	0,1	4,3	75,0	11,5
Сумма	7096	1096	7896,2	596,2	100,0	100,0	15,4	7,6
Австрия								
≤0,5 км ²	704	21	109,4	0,9	76,2	20,2	3,0	0,8
>0,5 – 1 км ²	111	21	77,6	1,0	12,0	14,3	18,9	1,2
>1 – 2 км ²	48	15	66,7	1,1	5,2	12,3	31,3	1,7
>2 – 5 км ²	46	16	145,6	1,4	5,0	26,9	34,8	1,0
>5 – 10 км ²	10	8	71,8	1,4	1,1	13,2	80,0	2,0
>10 км ²	5	4	71,2	1,8	0,5	13,1	80,0	2,6
Сумма	924	85	542,1	7,6	100,0	100,0	9,2	1,4

В силу климатических и топографических условий, ледники в Таджикистане находятся на больших высотах, чем в Австрии (Рис. 2). Согласно WGI (учитывая только те ледники, которым прописана снеговая линия, $n = 6257$ в Таджикистане, $n = 655$ в Австрии), средняя снеговая линия, взвешенная по поверхности ледника, составляет 4896 м в Таджикистане и 2925 м в Австрии.

4.1.2 Развитие ледников в 1968–2009 гг.

Скорость изменения поверхности ледников существенно варьируется в разных областях Таджикистана, а также в разные периоды наблюдения (Рис. 3). В среднем наблюдаемые ледники на севере Памира оставались стабильными в период с 1968 по 2002 г., в то время как большинство ледников Рушанского и Шугнанского хребтов на юго-западе Памира отступали со скоростью, местами превышавшую 1% в год, относительно поверхности в 1968 г. В период с 2002 по 2007 г., ледники Северного Памира отступали с примерно такой же скоростью, что и в других изучаемых областях.

Полученные результаты показывают, что отступление ледников на Памире в целом ускорилось в период 2002–2007 гг., в сравнении с 1968–2002 гг. Для изучения причин различного поведения ледников в различных частях Памира требуются дополнительные данные более высокого разрешения за период с 1968 по 2002 г.

В Алайских горах (Северный Таджикистан) отступление ледников продолжалось с XIX века. Густые луга Зеравшанской долины позволяют легко определить максимальное распространение ледников в течение Малого ледникового периода (XIX век) и указывают на серьезную потерю ледяного покрова. По данным Таджикского агентства по гидрометеорологии, измерения ледников Туро и Дихаданг указывают на потерю около 1 м толщины в год.

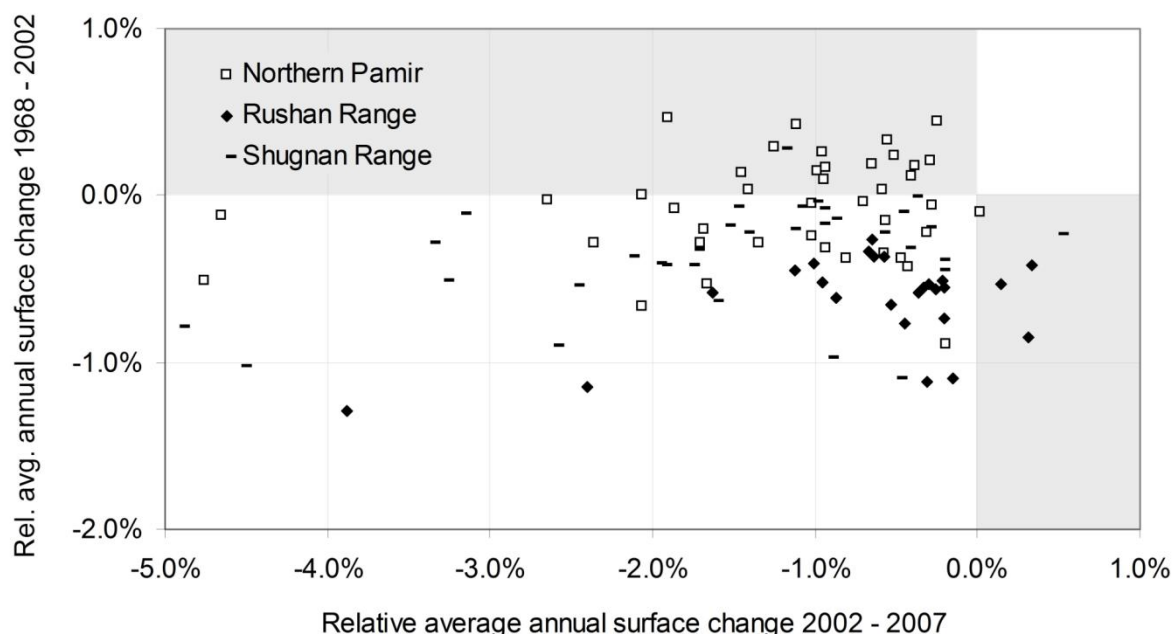


Рис. 3. Среднегодовое изменение поверхности ледников на Памире за периоды 1968–2002 и 2002–2007.

В Советское время длина Зеравшанского ледника периодически измерялась с использованием геодезических методов. Наблюдалось стабильное

отступление, ускорившееся ближе к концу XIX века. 280 м с 1927 по 1961 г. (8 м в год), 980 м с 1961 по 1976 г. (65 м в год), далее 1092 м с 1976 по 1991 г. (73 м в год) и 1650 м с 1991 по 2009 г. (92 м в год). В 2009 г. фронт Зеравшанского ледника находился примерно в 5,5 км позади самой дальней окраинной морены Малого ледникового периода. Аналогичное поведение наблюдалось и у других ледников в верховьях Зеравшанской долины (Рис. 4).

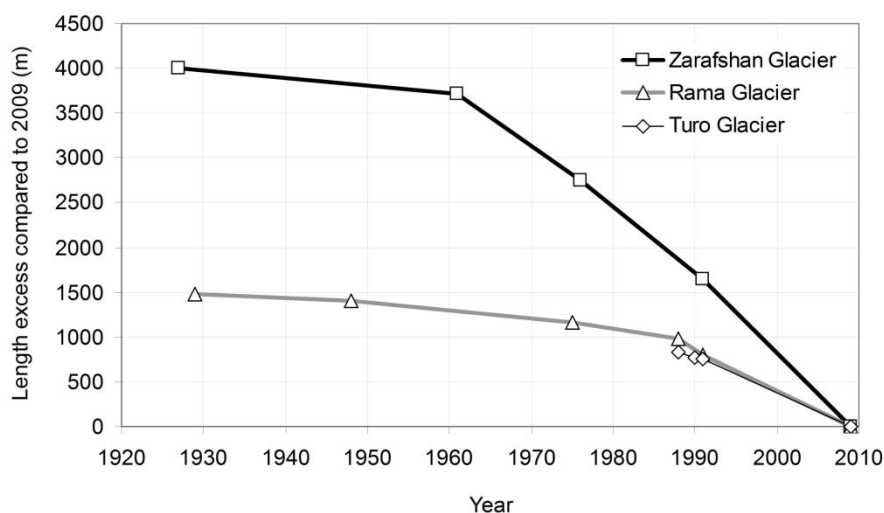


Рис. 4. Измеренное отступление основных ледников в верховьях Зеравшанской долины, 1927–2009 гг.

В Австрии сравнение кадастров ледников 1969 и 1998 г. показало потерю 17,1% поверхности по всей стране, с 567 км² до 471 км² (Ламбрехт и Кун 2007). Почти все ледники в этот период отступали, за редким исключением. Хотя потери в плотно покрытых ледниками Эцтальских Альпах были близки к среднему уровню (17,6%), в менее плотно оледенелых горных хребтах они сильно варьировались, от прибавления в 11,3% (Карнийские Альпы) до потери 59,8% (массив Самнаун). В общем, 1970-е и начало 80-х годов характеризуются значительным положительным балансом массы и частичным наступлением (Рис. 5), вызванным рядом лет с обильными осадками зимой и относительно низкой температурой летом (Шонер и др. 2000; Ламбрехт и Кун 2007). Относительно поверхности в 1969 г., среднегодовые потери до 1998 г. составили 0,58%. Это значение сравнимо с определённым для Рушанского хребта (0,56%) и значительно выше, чем в других исследованных областях Таджикистана за аналогичный период: 0,40% для Шугнанского хребта и 0,01% для Северного Памира. Однако вариации в рамках каждого хребта в Таджикистане также достаточно существенные (Таблица 5).

Рисунок 5 показывает изменения размера ледников с 1970 по 2009 г., выбранные из Отчётов о ледниках Австрийского горного клуба (Österreichischer Alpenverein 1972–2010) и усреднённые по хребтам: результаты соответствуют имеющимся в кадастрах ледникам, но также демонстрируют ускоренное

отступление в первом десятилетии XXI века, с особо жарким летом 2003 г. Циллертальские Альпы в конце семидесятых - начале восьмидесятых годов испытали существенное расширение ледников (хотя оно и было выведено из небольшого набора измеренных ледников), которого не наблюдалось в близлежащем массиве Венедигер. Длина ледника Оберзульцбахес в этой горной области уменьшилась на 1008 м за период наблюдения, ледник Пастерце (массив Глокнер) отступил на 688 м. Ежегодное уменьшение высоты поверхности ледника, измеренное на леднике Пастерце, составило в среднем от 4 до 5 м за 2006-2009 г.

Таблица 5. Изменения поверхности ледников в выбранных областях Памира, Таджикистан, с 1968 по 2007 г.

Область исследования	n	Среднее годовое изменение поверхности (%)	Стандартное отклонение (%)
Северный Памир			
1969-2002	69	-0,01	0,39
2002-2007	71	-1,41	1,14
1969-2007	85	-0,17	0,32
Рушан			
1969-2002	58	-0,56	0,27
2002-2007	52	-0,75	0,81
1969-2007	42	-0,58	0,24
Шугнан			
1969-2002	60	-0,40	0,36
2002-2007	55	-1,52	1,28
1969-2007	50	-0,54	0,39

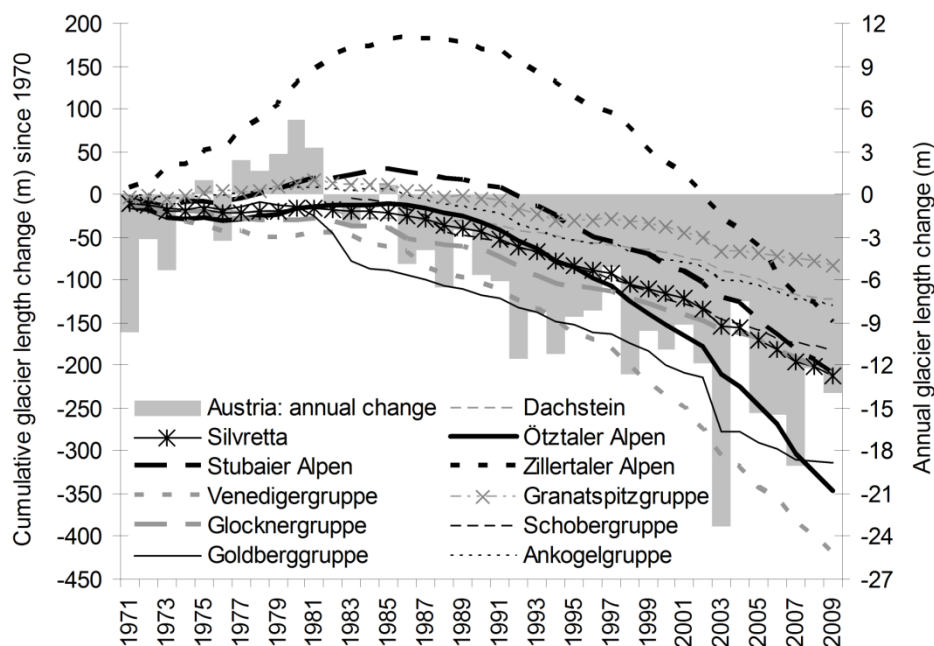


Рис. 5. Изменения длины выбранных ледников в Австрии, в среднем по хребту, за 1970-2009 гг.

4.2 Развивающиеся ледниковые озёра как потенциальная опасность

Рисунок 3 показывает, что ледники юго-западного Памира (Рушанский, Шугнанский хребет) отступили сильнее, чем на северном Памире. Отступающие ледники часто оставляют за собой боковую или оконечную морену из льда под слоем ила – идеальная среда для формирования ледниковых озёр. В 2007 г. в бассейнах р. Гунт и р. Шахдара на юго-западе Памира существовало 172 ледниковых озера (Мергили и Шнайдер 2011). Большинство из них находятся на высоте 4400 – 4700 м над уровнем моря и сформировались – или по крайней мере приобрели большую часть объёма – после 1968 г. В зависимости от топографии, характеристик дамбы, содержания льда, протекания сквозь дамбу и возможности обвала льда или оползней в озеро, они более или менее склонны к опасным прорывам (например, Коста и Шустер 1988; Хаггель и др. 2002, 2003, 2004). Мергили и Шнайдер (2011) классифицировали 6 из этих озёр как очень опасные и 34 как опасные. В противоположность Юго-Западному Памиру, на Северном Памире было выявлено мало ледниковых озёр. В Зеравшанской долине лишь несколько небольших озёр существуют на тающих языках ледника, и ни одно из них не считается опасным.

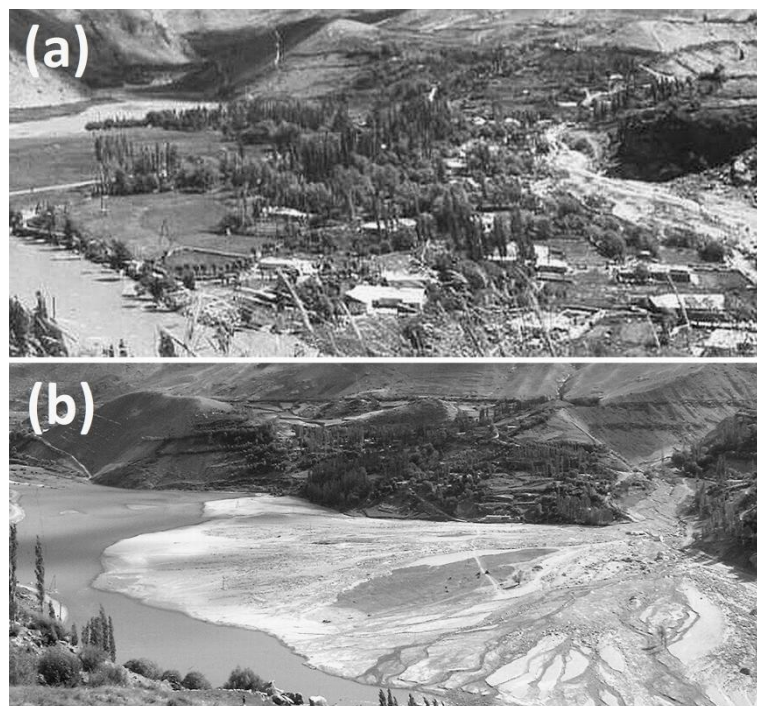


Рис. 6. Кишлак Дашт в долине Шахдара (a) до (фото: FOCUS Humanitarian Assistance) и (b) после прорыва озера 7 августа 2002 г.

Как показала история, даже небольшие озёра могут вызвать крайне разрушительные прорывы. 7 августа 2002 г. внезапно было прорвано одно из многочисленных ледниковых озёр на юго-западе Памира. Площадь поверхности озера составляла $37\,000\text{ м}^2$, а его предполагаемый объём – $320\,000\text{ м}^3$. Величина события была усилена эффектом увлечения породы и аккумуляции воды, так что итоговый грязевый поток имел объём 1-1,5 млн. м^3 (Мергили и Шнайдер 2011). Кишлак Дашт в 10,5 км ниже по течению в долине Шахдара (см. Рис. 1) серьёзно пострадал, около 25 человек погибли (Рис. 6). Полевые и удалённые исследования показали, что жизнь озера была крайне недолгой: оно сформировалось менее чем за два года до события, осенью 2000 или весной 2001 г. Озера сколько-нибудь значительного размера не было на этом месте на более старых фотографиях, снятых в 1968 г. или после события вплоть до 2009 г. Прорыв случился ниже поверхности ледника, возможно, в результате ослабления временной блокады канала просачивания через дамбу.

Самые последние задокументированные прорывы ледниковых озёр на территории современной Австрии произошли в 17-19 веке, когда пульсирующий ледник Вернагтфернер неоднократно запрудил озёра в долине Этц в Тироле (Хоинкес 1969; Браун 1995), что привело к ряду разрушительных прорывов. В связи с отсутствием недавних колебаний и сравнительно небольшой мореной, лишь немногие ледниковые озёра существуют в непосредственной близости перед отступающими ледниками Австрии, и ни одно из них не считается

опасным. Однако такие озёра существуют в других частях Альп, и очевидны недавние опасные ситуации (например, [Вердер и др. 2010](#)).

4.3 Вечная мерзлота

Потенциальное распределение вечной мерзлоты. 44,3% Таджикистана, против 2,4% Австрии, были идентифицированы как зона потенциальной вечной мерзлоты ([Таблица 6](#)). Высокий процент Таджикистана объясняется в первую очередь обширными высокогорьями Восточного Памира в ГБАО, которые практически полностью являются зоной потенциальной вечной мерзлоты (84,1% ГБАО были классифицированы как потенциальная вечная мерзлота, 94% из этой территории – как вероятная вечная мерзлота). Не считая Хатлона, остальные области Таджикистана также имеют более высокую долю потенциальной вечной мерзлоты, чем большинство областей Австрии. Только в Тироле эта цифра (11,7%) сравнима с Согдийской областью Таджикистана. Однако, в Сугде присутствуют обширные равнины (Ферганская долина), в то время как Тироль – полностью горная территория. Более 90% потенциальной территории вечной мерзлоты в Таджикистане, но только 63% в Австрии, являются зоной вероятной вечной мерзлоты.

В абсолютных цифрах, из более чем 63 000 км² потенциальной территории вечной мерзлоты, идентифицированных в Таджикистане, почти 54 000 км² находятся в ГБАО. В Австрии, области потенциальной вечной мерзлоты превышают 1 000 км² только в Тироле, что соответствует почти двум третьим от общей цифры по Австрии (около 2 000 км²).

4.4 Полевые наблюдения и оценка модели

Самым очевидным признаком вечной мерзлоты на поверхности земли являются каменные глетчеры. Эти формы ландшафта разных размеров и состояний активности распространены по всему Памиру. В некоторых из них скапливаются озёра, которые потенциально могут вызвать прорыв в случае деградации дамбы из каменного глетчера ([Рис. 7](#)).

Конечные точки отмеченных на картах каменных глетчеров сравнивали с смоделированной нижней границей вечной мерзлоты. 60 каменных глетчеров (92%) расположены в рамках идентифицированных областей вечной мерзлоты ([Рис. 8](#)), 53 (82%) заканчиваются в зоне вероятной вечной мерзлоты. Более половины глетчеров (34 или 52%) заканчиваются более чем на 200 м выше нижней границы вероятной вечной мерзлоты. Эти результаты показывают, что используемая схема даёт реалистичную оценку нижней границы зоны потенциальной вечной мерзлоты, но что одних каменных глетчеров не всегда достаточно для определения границ вечной мерзлоты. В зоне исследования каменные глетчеры могут оканчиваться выше их климатического предела по различным причинам: (i) эрозия каменного глетчера; (ii) очень крутые склоны, где каменные глетчеры теряют связность; (iii) каменные глетчеры – медленно

движущиеся объекты, не обязательно находящиеся в равновесии с климатическими условиями. Далее, расположение нижней границы активной части не всегда очевидно.

Таблица 6. Область потенциальной вечной мерзлоты в Таджикистане и Австрии (вся страна и каждая область) в абсолютных и относительных цифрах. PsPF = возможная вечная мерзлота, PrPF = вероятная вечная мерзлота, rPrPF = доля зон с вероятной вечной мерзлотой в % от зоны потенциальной вечной мерзлоты. Общая площадь рассчитывалась исходя из использовавшихся растровых карт и слегка отличается от значений, приведённых в [Таблице 1](#) (см. также [Рис. 1](#)).

	Площадь (км ²)	PsPF (км ²)	PsPF (%)	PrPF (км ²)	PrPF (%)	rPrPF (%)
Таджикистан						
Таджикистан	142 485	63 072	44,3	58 168	40,8	92
Хатлон	24 293	16	0,1	8	0,0	52
ГБАО	64 095	53 931	84,1	50,794	79,2	94
РРП	28 857	6 070	21,0	5 007	17,4	83
Сугд	25 241	3 056	12,1	2 358	9,3	77
Австрия						
Австрия	84 200	2 000	2,4	1,257	1,5	63
Тироль	12 641	1 479	11,7	979	7,7	66
Форарльберг	2 598	59	2,3	25	1,0	43
Верхняя Австрия						
Австрия	12 017	9	0,1	3	0,0	31
Каринтия	9 558	182	1,9	100	1,0	55
Зальцбург	7 170	264	3,7	150	2,1	57
Штирия	16 487	8	0,0	1	0,0	9



Рис. 7. Хавраздара (долина Бартанг): Озеро Хавраз, площадью 1,9 км², запруженное активным каменным глетчером.

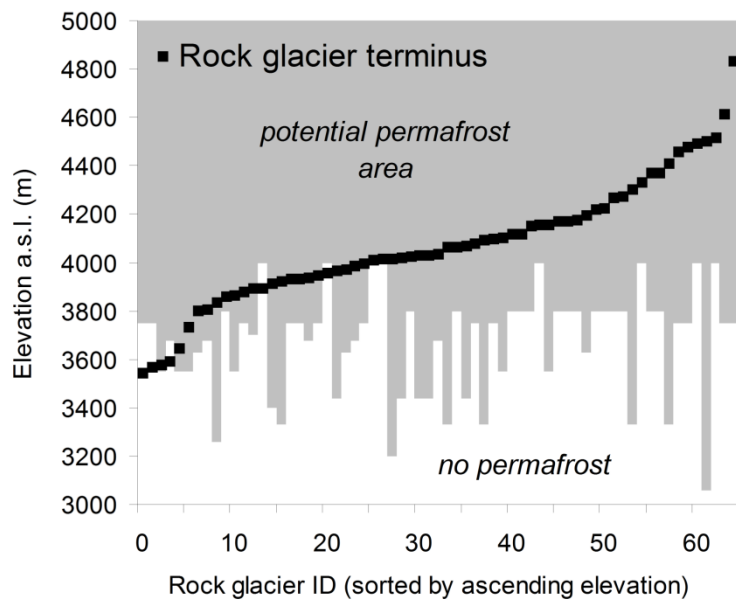


Рис. 8. Размеченные оконечные точки каменных глетчеров на Памире, связанные с нижней границей возможной и вероятной вечной мерзлоты.

4.5 Сценарии отступления вечной мерзлоты

Рисунок 9а иллюстрирует текущие области потенциальной вечной мерзлоты в двух странах.

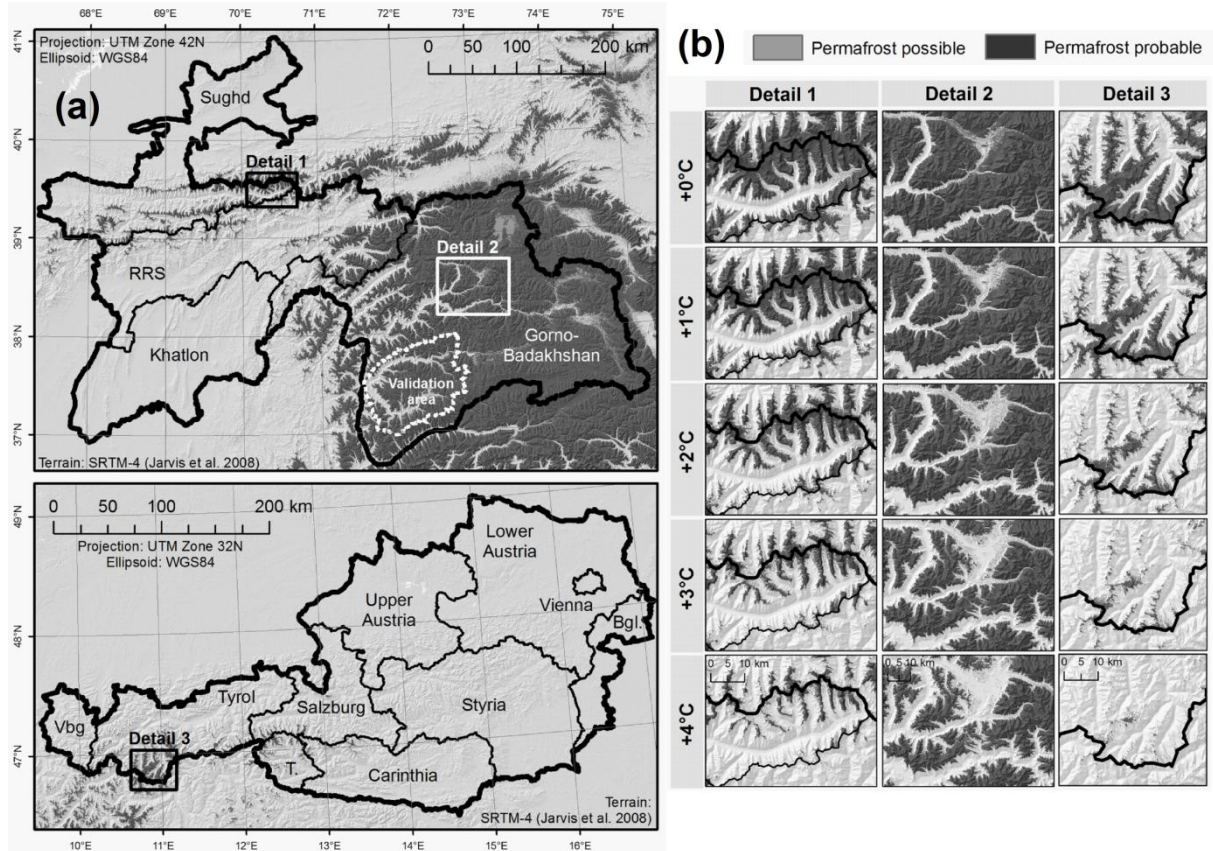


Рис. 9. (а) Потенциальное распространение вечной мерзлоты в Таджикистане и Австрии, (б) прогнозы различных сценариев увеличения МААТ в выбранных областях.

Прогнозируемые модели отступления вечной мерзлоты заметно отличаются по двум странам: в Таджикистане, в связи с более обширной областью потенциальной вечной мерзлоты в целом, прогнозируемые абсолютные изменения больше примерно на один порядок, чем в Австрии, хотя в относительных цифрах прогнозируемые изменения в Таджикистане намного меньше, чем в Австрии. Однако вариации внутри каждой страны также достаточно высокие (Рис. 9б и 10).

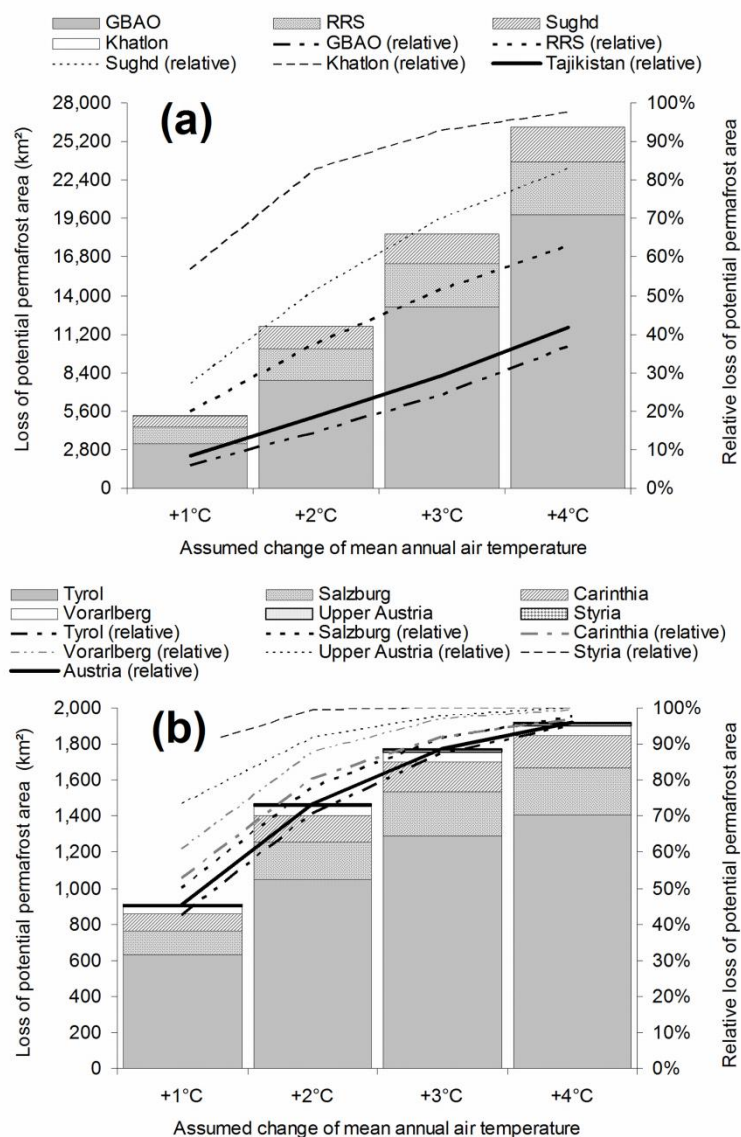


Рис. 10. Прогнозируемая потеря областей вечной мерзлоты в (а) Таджикистане и (б) Австрии в абсолютных и относительных величинах.

Обилие потенциальных зон вечной мерзлоты в ГБАО – особенно в горах Восточного Памира – может потенциально привести к их резкому сокращению в абсолютных величинах, примерно 20 000 км², в случае повышения температуры на 4°C. Тем не менее, эта цифра соответствует всего 40% потенциальной зоны вечной мерзлоты в ГБАО. В остальных областях Таджикистана – где высокогорные области меньше по размеру – потенциальная потеря вечной мерзлоты может составлять до нескольких тысяч км², что соответствует 63-96% областей потенциальной вечной мерзлоты. Эти значения сравнимы с цифрами по Тиролю – Австрийской провинции с максимальной областью вечной мерзлоты, как в абсолютном, так и в относительном плане. В каждой провинции Австрии исчезнет более 90% областей потенциальной вечной мерзлоты, если МААТ вырастет всего на 4°C. В Верхней Австрии и Штирии, где сейчас вечной мерзлоты уже мало, она

совсем исчезнет. Даже при увеличении всего на 2°C, можно ожидать, что потери вечной мерзлоты в каждой провинции Австрии составят от 70 до 99%. В связи с ограниченным распространением вечной мерзлоты в Австрии в целом, абсолютные потери – кроме Тироля – составят несколько сотен км² или даже меньше (см. Рис. 10).

Характеристики, представленные выше, подсказывают, что в ГБАО скорость отступления вечной мерзлоты остаётся примерно постоянной при повышении температуры. В других областях Таджикистана, и особенно в Австрии, кривые на Рис. 10 выпрямляются, указывая на то, что запасы вечной мерзлоты всё более истощаются.

5 Обсуждение

В высокогорных областях Таджикистана можно выделить три основных зоны динамики экологических изменений:

- На северо-западе (Зеравшанская долина, Алайские горы), ледники находятся в поздней стадии отступления, и самые мелкие из них могут исчезнуть в ближайшие несколько десятилетий. Вероятно, что большая часть вечной мерзлоты растает.
- На юго-западе Памира почти все ледники отступают, формируя множество ледниковых озёр. Как минимум один разрушительный прорыв такого озера (в Даште) произошёл в недавнем прошлом, и аналогичные события возможны в ближайшем будущем. Вечная мерзлота может растаять в больших объёмах в течение XXI века, но её значительная часть останется в связи с большой высотой залегания.
- Самые высокие части Северного и Центрального Памира до сих пор отличаются значительным оледенением. Однако, как минимум в размеченной области, за последнее десятилетие наблюдается отчётливая тенденция отступления ледников. Здесь мало ледниковых озёр, но они могут образоваться в ближайшие десятилетия. Большая часть вечной мерзлоты скорее всего сохранится в течение XXI века.

Ситуация с ледниками и зонами потенциальной вечной мерзлоты в Австрии сравнима с северо-западом Таджикистана. Более 90% потенциальной вечной мерзлоты может исчезнуть в XXI веке. Почти все ледники находятся на глубокой стадии отступления, и эта тенденция, похоже, ускорилась с началом XXI века. Однако скорость изменений размеров ледников в Австрии, включая самые крупные, намного меньше, чем в Зеравшанской долине в течение сравнимого периода. Непосредственно перед ледниками существуют немного ледниковых озёр, как в Австрии, так и на севере Таджикистана.

В разных частях Памира необходима компания по более подробному картированию, в сочетании с более частым наблюдением за ледниками и постоянным сбором метеорологических данных, чтобы понять различия в развитии ледников с 1968 по 2002 г. Было бы опрометчиво предполагать взаимосвязь между положительными тенденциями на Северном Памире и восстановлением ледников в Австрии в конце семидесятых - начале 80-х годов: в случае Австрии это явление хорошо соотносится с Североатлантической Осцилляцией (Шонер и др. 2000), которая слабо влияет на климат Центральной Азии. Надёжные данные об осадках в высокогорных областях Северного Памира (с метеостанции Горбунова на высоте 4169 м над уровнем моря) доступны только за период с 1970 по 1995 г. За это время отмечена тенденция увеличения осадков как зимой, так и в течение всего года.

Достоин внимания тот факт, что в Таджикистане ледники гораздо чаще покрыты обломками горной породы, чем в Австрии. В некоторой степени это можно объяснить более активной морфодинамикой в связи с более высотным ландшафтом, что приводит к сбросу большего количества обломком на поверхность ледника. Более важно, что Таджикский климат более сухой, с меньшим выпадением снега, что означает меньшую скорость нарастания льда, чем в Австрии. В результате ледники оказываются насыщены обломками, которые при отступлении могут превратиться в ледники с обломочным покрытием или даже в каменные глетчеры (Акерт 1998). Многие ледники оканчиваются языками между ледниками, покрытыми мореной, каменными глетчерами и ледяной мореной, так что окончательные границы между ледником и окружающей средой не всегда чётко различимы. С методологической точки зрения этот феномен усложняет картирование ледников и, в особенности, их колебаний.

Многие из таких языков частично покрыты ледниковыми озёрами. Хотя распознавание потенциально опасных ледниковых озёр посредством ГИС и удалённого исследования сравнительно легко (кроме подлёдных озёр), прогнозирование прорывов остаётся сложным. Особую сложность представляет оценка расстояния пробега потока и величина воздействия, как на местном, так и на региональном уровне (Мергили и Шнайдер 2011; Мергили и др. 2011). Ледниковые озёра обычно расположены далеко от зоны воздействия, а события случаются с большими интервалами или разово, так что население часто не подготовлено к таким событиям.

В Таджикистане население долин сильно зависит от таяния снега и ледников в плане орошения и соответственно существования (Кассам 2009). Однако роль ледников – и соответственно влияние их отступления – для водяного баланса, и в особенности для стока, до сих пор является спорной. Барнетт и др. (2005) отметил сдвиг пикового стока с лета (время максимального спроса) на зиму и весну. Они упоминали Центральную Азию как регион, наиболее страдающий от

такого сдвига, в связи с природными факторами и ограниченными возможностями для хранения воды. [Касер и Гроссхаузер \(2010\)](#), однако, отметили, что вклад талой воды быстро снижается с увеличением расстояния от областей оледенения. К сожалению, местные и региональные количественные данные о реальном вкладе талой воды от ледников скудны. Тем не менее, очевидно, что пропорция ледниковой талой воды в стоке горных рек Центральной Азии намного выше, чем в реках Австрийских Альп, где климат более влажный ([Хагг и Браун 2005](#)).

6 Заключение

Исследования, представленные в данной статье, показывают, что как в Таджикистане, так и в Австрии, ледники находятся на стадии ускоренного отступления. Также присутствуют индикаторы отступления вечной мерзлоты, которое, однако, труднее оценить. Результаты простого компьютерного моделирования подсказывают, что вечная мерзлота в обеих странах может исчезнуть до конца XXI века. Эти изменения высокогорной экологии связаны с изменением ситуации с горными опасностями. Взаимодействие разных типов опасных явлений, включающее ледниковую и околледниковую среду, может запустить цепочки процессов, способных воздействовать на сообщества в десятках километров от их источника ([Хеберли и др. 2010а](#)). Например, таяние вечной мерзлоты на склонах, ведущих к озёрам, может привести к перемещениям пород, вызывающим прорывы горных озёр. Требуется подробный анализ таких сценариев и мер по смягчению риска.

Степень распространения ледниковой и околледниковой среды в Таджикистане на порядок выше, чем в Австрии, как в абсолютном, так и в относительном аспекте. Решение о том, в какой стране обсуждаемые выше изменения грозят более серьёзными проблемами, зависит от точки зрения:

- если рассматривать ледники и вечную мерзлоту как экологические явления, достойные сохранения, Австрия находится в куда более угрожающем положении, так как большая часть ледникового покрытия и вечной мерзлоты может исчезнуть до конца XXI века;
- с практической точки зрения, более серьёзные проблемы могут возникнуть в Таджикистане. Перед отступающими ледниками образуются потенциально опасные ледниковые озёра. Огромные области могут освободиться от ледников и вечной мерзлоты, что увеличит вероятность обрушения склонов и, во втором случае, к проседанию грунта. В Австрии величина проблемы сравнительно небольшая, хотя экономические ценности, сосредоточенные в горных районах, выше, и уже были выявлены случаи повреждения инфраструктуры, вероятно, связанные с отступлением вечной мерзлоты.

Далее, в Таджикистане население сильнее зависит от воды, поступающей от таяния снегов и ледников (и гораздо выше социально-экономическая уязвимость), чем в более влажных Австрийских Альпах. Экологические исследования [Кассама \(2009\)](#) показали, что изменения водного и температурного режимов уже ощущаются местным населением на Памире, как в положительную, так и в отрицательную сторону.

Благодарность

Большая часть работы, представленной в данной статье, была выполнена в рамках проекта TajNaz (Оценка удалённых геологических опасностей в Таджикистане), проводившегося в сотрудничестве с FOCUS Humanitarian Assistance (филиал Сети Развития Ага Хана). Проект поддерживался Швейцарским Агентством по развитию и сотрудничеству (SDC) и Департаментом по международному развитию Великобритании (DFID). Особая благодарность Анвару Хомидову, Александру Пирову и Музаффару Шодмонову из Таджикского Агентства по гидрометеорологии за их вклад.

Источники

- [Р.П. Акерт мл., 1998. Система каменных глетчеров/ледников, покрытых мореной, в районе Галена Крик, горы Абсарока, Вайоминг. *Анналы географии*, 80A\(3–4\), 267–276. doi:10.1111/j.0435-3676.1998.00042.x](#)
- [М. Ания, Х. Сато, Р. Нарусе, П. Шкварка и Г. Касасса, 1997. Недавние изменения ледников в Южной Патагонии, Южная Америка. *Арктические и альпийские исследования*, 29\(1\), 1–12.](#)
- [Р. Армстронг, Б. Рауп, С.Дж.С. Халса, Р. Барри, Дж. Каргель, К. Хельм и Х. Киффер, 2005. База данных ледников GLIMS. Национальный центр данных по исследованию снега и льда, Болдер. На цифровом носителе.](#)
- [С.Р. Баджрахария, П.К Мул и Б.Р. Шрестна, 2007. Влияние изменений климата на ледники и ледниковые озёра в Гималаях: Практические примеры прорывов и связанных с ними угроз в Непале и Бутане. *Международный центр по комплексному освоению горных районов, Катманду.*](#)
- [Т.П. Барнетт, Дж.К. Адамс и Д.П. Леттенмайер, 2005. Потенциальное влияние потепления климата на доступность воды в заснеженных регионах. *Журнал Nature*, 438, 303–309. doi:10.1038/nature04141](#)
- [М. Бенистон, 2003. Климатические изменения в горных регионах: Анализ возможных воздействий. *Изменения климата*, 59\(1–2\), 5–31. doi:10.1023/A:1024458411589](#)
- [Т. Болч, М.Ф. Бухройтнер, А. Кунерт, У. Камп, 2008. Автоматическое определение границ ледников, покрытых мореной, на горе Эверест, на основе снимков ASTER. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 43, 13–24.](#)

Л.Н. Браун, 1995. Основные результаты 100 лет исследований в Вергтфернере, Эшталь, Австрия. Хюльль Бланш, 5–6, 109–110.

Т. Чинн, С. Винклер, М.Дж. Салингер и Н. Хаакенсен, 2005. Недавнее наступление ледников в Норвегии и Новой Зеландии: сравнение их гляциологических и метеорологических причин. *Анналы географии: Серия А, Физическая география*, №87(1), 141–157.

А.Дж. Кук, А.Дж. Фокс, Д.Дж. Вохен и Дж.Дж. Ферриньо, 2005. Фронты отступающих ледников на Антарктическом полуострове за последние полвека. *Наука*, 308(5721), 541–544. doi:10.1126/science.1104235

Дж.Э. Коста и Р.Л. Шустер, 1988. Формирование и прорыв естественных дамб. *Бюллетень Американского геологического общества*, 100, 1054–1068. doi:10.1130/0016-7606(1988)100<1054:TFAFON>2.3.CO;2

Л.Д. Долгушин и Г.Б. Осипова, 1975. Подвижки ледников и проблема их прогнозирования. Публикация МАГН, 104, 292–304.

Б. Эбохон, 2007. *Modellierung der Permafrostverbreitung in Österreich*. Дипломная работа, Университет Вены.

Дж. Гспурнинг, В. Тинтор, М. Трибушер и Х. Ваконигг, 2004. *Volumen- und Flächenveränderungen an der Pasterze von 1981 bis 2000*. *Каринтия II*, 194, 463–472.

В. Хеберли, 1975. *Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden)*. Диссертация, Базельский университет.

В. Хеберли, 1992. Строительство, экологические проблемы и природные опасности в приледниковых горных областях. *Вечная мерзлота и перигляциальные процессы*, 3(2), 111–124. doi:10.1002/ppp.3430030208

В. Хеберли, Дж.Дж. Клейг, К. Хаггель и А. Кааб, 2010а. Опасности, исходящие от высокогорных ледников и вечной мерзлоты: Влияние изменений климата и взаимодействие процессов. *Avances de la Geomorphología en España, 2008-2010, XI Reunión Nacional de Geomorphología, Solsona*, 439–446.

В. Хеберли, Ч. Портокапперо и С. Эванс, 2010b. *Nevado Hualcán, Laguna 513 y Carhuaz 2010 – Observaciones, evaluación y recomendaciones (un corto informe técnico luego de las reuniones y visita de campo en Julio 2010)*. Неопубликованный отчет от имени Comunidad Provincial de Carhuaz.

В. Хеберли, М. Вегманн и Д. Фон дер Мюль, 1997. Проблемы стабильности склонов, связанные с отступлением ледников и деградацией вечной мерзлоты в Альпах. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90, 407–414.

В. Хагг и Л. Браун, 2005. Влияние отступления ледников на сток воды с высокогорных областей: Сравнение Альп и Центральной Азии, в: К. Де Джонг,

Р. Ранци, Д. Коллинз (п/ред.) Климат и гидрология горных районов, Вайли, Чичестер. 263-275.

Д.К. Холл, К.Дж. Байр, В. Шонер, Р.А. Биндшадлер и Дж.Й.Л. Чиен, 2003. Рассмотрение ошибок, присущих историческому картированию положения ледников в Австрии с Земли и из космоса (1893-2001). Удалённое исследование экологии, 86(4), 566–577. doi:10.1016/S0034-4257(03)00134-2

Д.К. Холл, К.Дж. Байр, Р.А. Биндшадлер и В. Шонер, 2001. Изменения ледника Пастерце, измеренные с Земли и из космоса. Материалы 58 Восточной конференции по снегу, Оттава.

Ч. Харрис, Л.У. Аренсон, Х.Х. Кристиансен, Б. Этцельмюллер, К. Фрауэнфелдер, С. Грубер, В. Хеберли, К. Хок, М. М. Хольцле, О. Хамлам, К. Айсаксен, А. Кааб, М.А. Керн-Лютчг, М. Ленинг, Н. Матцуока, Дж.Б. Мёртон, Дж. Нотцли, М. Филлипс, Н. Росс, М. Сеппала, С.М. Спрингман и Д. фон дер Мюль (2009). Вечная мерзлота и климат в Европе. Мониторинг и моделирование термальных, геоморфологических и геотехнических реакций. [Анализ]. Исследования наук о земле, 92(3–4), 117–171. doi:10.1016/j.earscirev.2008.12.002

С. Харрисон, Н. Глассер, В. Винчестер, Э. Хейрсайн, К. Воррен и К. Дженнсон, 2006. Прорывы ледниковых озёр, связанные с недавним отступлением горных ледников в Патагонских Альпах. Голоцен, 16, 611–620. doi:10.1191/0959683606hl957rr

HISTALP, 2009. Исторические инструментальные последовательности климатологической поверхности Большого Альпийского Региона. На цифровом носителе.

Х.К. Хойнкес, 1969. Подвижки ледника Вернагтфернер в Эцтальских Альпах с 1599 г. Канадский журнал наук о земле, 6, 853–861. doi: 10.1139/e69-086

Б.Л. Хукер и Б.Б. Фитцхаррис, 1999. Связь между климатическими параметрами и отступлением и наступлением ледника Франца Йозефа в Новой Зеландии. Глобальные и планетарные изменения, 22(1-4), 39–48. doi:10.1016/S0921-8181(99)00023-5

У. Губер, Х. Багман и М. Ризонер, 2005. Глобальные изменения и горные регионы. Обзор текущих знаний. Новости исследований глобальных изменений. Спрингер, Дордрехт.

К. Хаггель, В. Хеберли, А. Кааб, Д. Биери и С. Ричардсон, 2004. Процедура оценки ледниковых опасностей в Швейцарских Альпах. Канадский геотехнический журнал, 41(6), 1068–1083. doi:10.1139/t04-053

К. Хаггель, А. Кааб, В. Хеберли и Б. Крумменахер, 2003. Модели ГИС регионального масштаба для оценки опасности прорыва ледниковых озёр:

оценка и применение в Швейцарских Альпах. Наука о природных рисках и системах Земли, 3, 647–662.

К. Хаггель, А. Кааб, В. Хеберли, П. Тессер и Ф. Пол, 2002. Оценка опасности прорыва ледниковых озёр на основе удалённого исследования: практическая ситуация в Швейцарских Альпах. Канадский геотехнический журнал, 39, 316–330. doi:10.1139/t01-099

МСБИК, 2007. Изменения климата 2007: Физическая научная основа. Вклад рабочей группы №1 в Четвёртый оценочный отчёт Межгосударственного совета по борьбе с изменением климата [П/ред. С. Соломона, Д. Кина, М. Мэннинга, З. Чена, М. Марки, К. Авери, М. Тиньора и Х.Л. Миллера]. Издательство Кембриджского Университета.

Л. Итурризага, 2005. Новые наблюдения о текущих и доисторических ледниковых озёрах в долине Шимшал (горы Каракорум). Журнал Азиатских наук о Земле, 25(4), 545–555. doi:10.1016/j.jseaes.2004.04.011

А. Джарвис, Х.И. Рейтер, А. Нельсон и Э. Гевара, 2008. Безразрывные данные SRTM V4 с заполнением пробелов. Международный центр тропического сельского хозяйства (CIAT), доступно по адресу <http://srtm.csi.cgiar.org>.

Г. Касер, 1999. Анализ современных колебаний тропических ледников Глобальные и планетарные изменения, 22, 93–103. doi:10.1016/S0921-8181(99)00028-4

Г. Касер и М. Гроссхаузер, 2010. Потенциальный вклад ледников Гималаев в сток рек. Выдержки из геофизических исследований, 12, EGU2010-10962.

К.А. Касам, 2009. Взгляд на изменения через призму экологии местных народов: Результаты исследований на Афганском и Таджикском Памире. Человеческая экология, 37, 677–690. doi:10.1007/s10745-009-9284-8

Ф. Келлер, 1992. Автоматическое картирование вечной мерзлоты в горных регионах с использованием программы PERMAKART в рамках географической информационной системы ARC/INFO. Вечная мерзлота и перигляциальные процессы, 3, 133–138. doi: 10.1002/ppp.3430030210

К. Кнейзель, К. Ротенбюлер и В. Хеберли, 2007. Оценка опасности потенциальных перигляциальных обломочных потоков на основе пространственного моделирования ГИС и геофизических полевых исследований: изучение практической ситуации в Швейцарских Альпах. Вечная мерзлота и перигляциальные процессы, 18, 259–268. doi:10.1002/ppp.593

В.М. Котляков, 1980. Проблемы и результаты исследований горных ледников в Советском Союзе. Публикация МАГН, 126, 129-136.

В.М. Котляков, Г.Б. Осипова и Д.Г. Цветков, 2008. Мониторинг пульсирующих ледников на Памире, Центральная Азия, из космоса. *Анналы гляциологии*, 48, 125–134. doi:10.3189/172756408784700608

К. Крайнер, 2007. Permafrost und Naturgefahren in Österreich. *Online-Fachzeitschrift des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft*, 2007. www.laendlicher-raum.at/filemanager/download/19380/ [accessed on November 2, 2011]

Б. Крумменахер, Р. Аффентрангер, Х. Кинхольц, С. Айзенринг и В. Хеберли, 2003. Использование солнечного компаса для оценки присутствия вечной мерзлоты. ICOP 2003 Permafrost: Материалы 8 международной конференции по вечной мерзлоте, Цюрих, Швейцария, 1, 611–615.

М. Кун, Э. Драйзетль, С. Хофингер, Г. Маркл, Н. Спан и Г. Касер, 1999. Измерение и моделирование баланса масс в Гинтерайсфернере. *Анналы географии*, 81A, 659 – 670. doi:10.1111/j.0435-3676.1999.00094.x

А. Ламбрехт и М. Кун, 2007. Изменения ледников в Австрийских Альпах за последние три десятилетия, по данным нового Австрийского кадастра ледников. *Анналы гляциологии*, 46(1), 177–184. doi:10.3189/172756407782871341

Г.К. Либ, 1998. Высокогорная вечная мерзлота в Австрийских Альпах. Материалы 7 международной конференции по вечной мерзлоте, Йеллоунайф, Канада, 663-668.

С.С. Марченко, А.П. Горбунов и В.Е. Романовский, 2007. Предупреждения вечной мерзлоты в горах Тянь-Шаня, Центральная Азия. *Глобальные и планетарные изменения*, 56, 311–327. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.023

М. Мергили и Дж.Ф. Шнайдер, 2011. Региональный анализ опасностей прорыва озёр на юго-западном Памире, Таджикистан, по данным удалённого исследования и ГИС. *Наука о природных рисках и системах земли* 11, 1447–1462. doi:10.5194/nhess-11-1447-2011

М. Мергили, Д. Шнайдер, Р.Ворни и Дж.Ф. Шнайдер, 2011. Прорывы ледниковых озёр: трудности прогнозирования и моделирования. В: Р. Женева, Д.Л. Хамилтон и А. Престининци (п/ред.), Материалы 5 международной конференции по смягчению опасности обломочных пород: Механика, прогнозирование и оценка, Падуя, Италия, 14-17 июня 2011. *Итальянский журнал инженерной геологии и экологии – книга*, 973–982.

Р. Миддлтон и Х. Томас, 2008. Таджикистан и высокогорья Памира. Попутчик и экскурсовод. *Odyssey*, Гонконг.

Б. Мюллебнер, 2010. Моделирование потенциальной вечной мерзлоты в Памиро-Алайских горах (Таджикистан) с использованием приёмов удалённого исследования и ГИС. Кандидатская диссертация, Университет ВОКУ, Вена.

К. Нарама, М. Дуишонакунов, А. Кааб, М. Диёров и К. Абдрахматов, 2010. Прорыв ледникового озера на западном Зиндане 24 июля 2008 г. и последние региональные изменения ледниковых озёр хребта Тескей Ала-Тоо, Тянь-Шань, Кыргызстан. Наука о природных рисках и системах Земли, 10, 647–659.

И.А. Некрасов и И.В. Климовский, 1978. Вечная мерзлота в зоне БАМа. Издательство «Наука», Новосибирск.

К. Николусси, 1990. Bilddokumente zur Geschichte des Vernagtferners im 17. Jahrhundert = Документация истории ледника Вернагтфернер в 17 веке в картинах и рисунках. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 26(2), 97–119.

НЦДСЛ, 1999–2009. Всемирный кадастр ледников. Всемирная служба мониторинга ледников и Национальный центр данных по снегу и льду / Всемирный центр данных по гляциологии. Болдер, Колорадо. На цифровом носителе.

Österreichischer Alpenverein, 1972–2010. Gletscherberichte. Sammelberichte über die Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins in den Jahren 1971 bis 2009. Скомпилировали Х. Кинцл, Г. Патцельт и А. Фишер. Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins/Bergauf, volumes 27–65.

Г. Патцельт, 1980. Австрийский кадастр ледников: статус и первые результаты. Публикация МАГН, 126, 181-183.

Ф. Пол, К. Хаггель и А. Кааб, 2004. Комбинирование данных мультиспектрального спутникового изображения и цифровых моделей высоты для картирования ледников, покрытых мореной. Удалённое исследование экологии, 89, 510–518. doi:10.1016/j.rse.2003.11.007

С.Д. Ричардсон и Дж.М. Рейнольдс, 2000. Обзор ледниковых опасностей в Гималаях. Quaternary International, 65/66, 31–47. doi:10.1016/S1040-6182(99)00035-X

К. Ролланд, 2003. Пространственные и временные вариации вертикального градиента температуры воздуха в горных регионах. Журнал климата, 16, 1032–1046. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<1032:SASVOA>2.0.CO;2

В. Шонер, И. Ауэр и Р. Бозм, 2000. Изменения климата и реакция ледников в Восточных Альпах, Австрия. Анналы гляциологии, 31, 31-38. doi:10.3189/172756400781819806

С. Тинти, А. Марамай и А.В. Черутти, 1999. Ледник Миадж в долине Аоста (Западные Альпы, Италия) и чрезвычайный раскол 9 августа 1996 г. Физика и химия Земли (А), 24(2), 157–161. doi:10.1016/S1464-1895(99)00012-5

Ф.С. Твид и А.Дж. Рассел, 1999. Контроль формирования и внезапного сброса ледниковых озёр: последствия для характеристик jökulhlaup. Прогресс физической географии, 23(1), 79–110. doi:10.1177/030913339902300104

Д. Вонг, Дж. Лью, Л. Ху и М. Жанг, 2009. Мониторинг и анализ прорывов ледниковых озёр и изменений ледников в верховьях реки Яркант, Каракорум. Журнал гляциологии и геокриологии, 2009-05. doi:CNKI:SUN:BCDT.0.2009-05-005.

М.А. Вердер, А. Бодер, М. Фанк и Х.-Р. Кейсен, 2010. Исследование и оценка опасности, связанной с формированием озера на языке Unterer Grindelwaldgletscher, Бернские Альпы, Швейцария. Наука о природных рисках и системах Земли, 10, 227-237.

Приложение 5

Пространственно-временное развитие высокогорных озёр в верховьях реки Амударья (Центральная Азия)

Исследовательская статья в печати

М. Мергили, Дж.П. Мюллер, Дж.Ф. Шнайдер (2013): Пространственно-временное развитие высокогорных озёр в верховьях реки Амударья (Центральная Азия). Глобальные и планетарные изменения, DOI: [10.1016/j.gloplacha.2013.04.001](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.04.001).

Оригинал статьи:

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S092181811300091X>

Выдержка

Истоки Амударьи, одной из крупнейших Центрально-Азиатских рек, впадающей в Аральское море, находятся в покрытых льдом высокогорных областях Таджикистана, Кыргызстана и Афганистана. Изменения климата и вызванное ими отступление ледников привели к формированию множества новых ледниковых озёр. Другие озёра в этой области находятся в складках старого ледникового ландшафта (эрозионные озёра) или запружены блочными или обломочными дамбами (например, озеро Сарез). Была подготовлена и проведена динамическая инвентаризация озёр на основе данных дистанционного зондирования. Использовались изображения системы Corona от 1968 г., а также более современные снимки систем ASTER и Landsat 7. Всего известны 1642 озера, из них 652 ледниковых. 73% всех озёр находятся на высоте более 4000 м над уровнем моря. Число ледниковых озёр, образующихся при отступлении языков ледника по плоской или умеренно наклонной поверхности, значительно увеличилось, даже если учитывать краткосрочные колебания. Результаты анализа также показывают, что за время наблюдений рост ледниковых озёр переместился с Юго-Западного Памира в его центральную и северную часть. Эта тенденция скорее всего связана с таянием более высоких областей Центрального и Северного Памира. Озёра других типов в целом не менялись в размерах. Развитие озёр, с одной стороны, отражает изменения состояния водных ресурсов в области исследования, а с другой определяет уровень опасности прорыва озёр.

Ключевые слова

Центральная Азия, ледниковые озёра, изменения высокогорной экологии,
Памир, дистанционное зондирование.

1 Вступление

Амударья – одна из самых важных рек в долинных районах Центральной Азии. Её истоки находятся в покрытых льдом высокогорных областях Таджикистана, Кыргызстана и Афганистана (Памир, Алайские и Гиндукушские горы). Сюда входит верхний бассейн рек Сурхоб, Хингоб и Пяндж (Рис. 1). Сурхоб и Хингоб, после слияния, формируют реку Вахш, приток Пянджа, по которому проходит Таджико-Афганская граница. После слияния Пянджа и Вахша река называется Амударьей и течёт до самого Аральского моря. Контроль стока воды Вахша для генерации электроэнергии привёл к политическим трениям с Узбекистаном и Туркменистаном, где вода масштабно используется для орошения, а неправильное управление водными ресурсами привело к уменьшению площади Аральского моря (Миклин, 1988; Миклин и Аладин, 2008). Режим стока Амударьи и других рек Центральной Азии, а также вклад талой воды ледников, являются объектом пристального внимания (например, Агальцева и др., 1997; Айзен и Айзен, 1997; Айзен и др., 2007а). В долинах засушливых горных районов, талая вода крайне важна для жизни людей (орошение, производство электроэнергии), хотя важность её падает в более влажных областях и с увеличением расстояния от ледников (Хагг и Браун, 2005; Касер и Гроссхаузер 2010).

Высокогорья являются динамичными и хрупкими системами. Поэтому они являются ранними индикаторами колебаний климата, включая снег, ледники, вечную мерзлоту, экосистемы и водный цикл (например, Бенистон, 2003; Хьюбер и др., 2005; Харрис и др., 2009). Существуют наглядные свидетельства отступления ледников по всему миру в последние несколько десятилетий (ВСМЛ 2008), в том числе в тропиках (например, Касер, 1999), сухих и влажных средних широтах (например, Айзен и др., 2007b; Ламбрехт и Кун, 2007) и полярных регионах (например, Кук и др., 2005). В значительной степени это связано с очевидным повышением температуры атмосферы (МСБИК 2007). Однако, скорость и характеристики отступления ледников варьируются по всему миру.

На местном уровне динамика ледниковой и перигляциальной экологии нарушает равновесие системы и поэтому ведёт к увеличению уровня опасности (Эванс и Клейг, 1994; Хаггель и др., 2004a,b; Кааб и др., 2005; МСБИК, 2007; Квинси и др., 2007; Харрис и др., 2009; Дюселлан и др., 2010; Хеберли и др., 2010a). Один из опасных факторов – формирование ледниковых озёр, запруженных мореной или самими ледниками. Такие озёра часто появляются в зонах вечной мерзлоты. Твид и Рассел (1999) различали девять типов ледниково-подпрудных озёр. С одной стороны, ледниковые озёра отражают состояние ледников как источника пресной воды. С другой стороны, такие озёра могут быть склонны к внезапным прорывам и представляют серьёзную опасность для населения ниже по течению. Большинство опубликованных

исследований ледниковых озёр связаны с событиями или опасностью прорыва. Исследования охватывают большинство покрытых ледниками областей мира, например, Гималайские горы в Непале и Бутане (Ватанабе и Ротахер, 1996; Ричардсон и Рейнольдс, 2000; Баджрачарья и др. 2007; ICIMOD, 2011), Каракорум (Хьюитт, 1982; Хьюитт и Лью, 2010), Памир (Мергили и Шнайдер, 2011), Тянь-Шань (Нарама и др., 2010; Болч и др., 2011), Анды (Вилимек и др., 2005; Харрисон и др., 2006; Хеберли и др., 2010b), горы Северной Америки (Кларк, 1982), Норвегии (Брейен и др., 2008) и Западные Альпы (Хеберли, 1983; Тинти и др., 1999; Хаггель и др., 2002, 2003). Прогнозирование возможного развития ледниковых озёр считается важным первым шагом оценки опасности (Фрей и др., 2010). Прорывы могут развиваться по разному, например, в результате схода каменной/ледниковой лавины или обрушения ледяного фронта в озеро, повышения уровня озера с последующим переливанием, прогрессирующим размыванием, механическим прорывом или ретрогрессивной эрозией дамбы, гидростатического прорыва или деградации ледниковых дамб или ледяного ядра моренных дамб (Вальдер и Коста, 1996; Ричардсон и Рейнольдс, 2000). Пиковый сброс воды зачастую на несколько порядков выше, чем в случае «обычных» наводнений (Чендерелли и Воль, 2001). Поток может увлечь горную породу, что увеличивает масштаб явления и превращает наводнение в разрушительный обломочный поток.

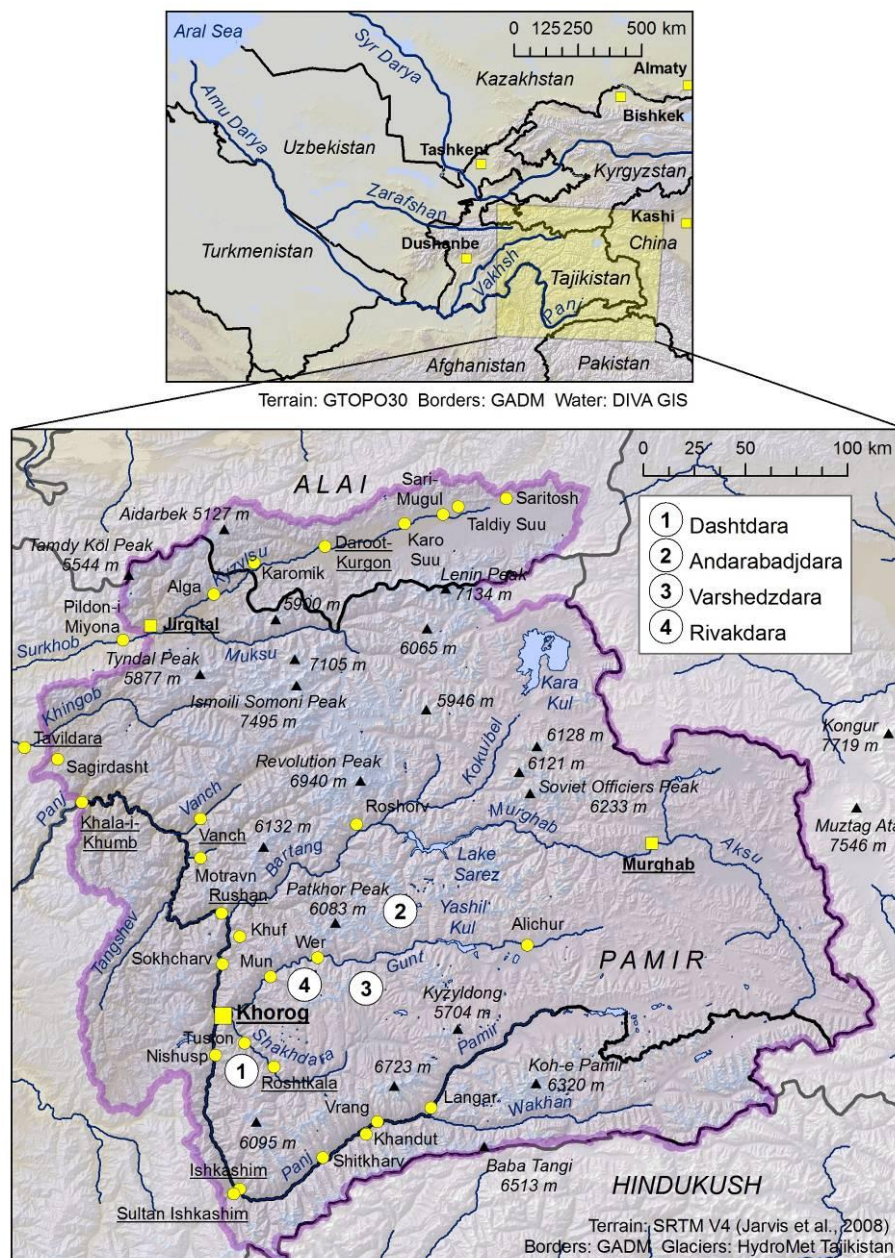


Рис. 1. Зона исследования, включая верховья Амударьи на Памире, Алай и Гиндукуш (Таджикистан, Кыргызстан и Афганистан).

Другие типы озёр также могут нести потенциальную опасность (Эванс, 1986; Коста и Шустер, 1988; Вальдер и О'Коннор, 1997). Особый интерес представляют оползневые дамбы, так как многие из них разрушаются в течение первого года после формирования (Коста и Шустер, 1988). В сейсмически опасных горах Центральной Азии часто встречаются озёра, запруженные оползнями. Безопасность Усойской дамбы, самой высокой оползневой дамбы в мире, создавшей озеро Сарез после сильного землетрясения 1911 г., до сих пор остаётся предметом обсуждений (например, Шустер и Альфорд, 2004; Ризли и др., 2006). С другой стороны, ведутся обсуждения по использованию оз. Сарез – и других озёр – для производства электроэнергии. В целом

использование высокогорных озёр для производства электричества вызывает повышенный интерес ([Терье и др., 2011](#)).

Перечисленные выше аспекты подчёркивают важность актуальных знаний о высокогорных озёрах. Хотя уровень информированности в некоторых горных областях значителен, знания о пространственном распространении, и – в большей степени – о временном развитии высокогорных озёр на Памире, до сих пор ограничены.

В данной статье мы попытались заполнить этот пробел, проанализировав распространение и временное развитие озёр в верховьях бассейна Амударьи. С этой целью была проведена динамическая инвентаризация озёр и проанализировано распределение их характеристик в пространстве, а также модели развития озёр. Мы попытались связать результаты с наблюдаемой динамикой ледников. Результаты должны послужить основой для оценки опасности прорыва озёр и для исследования потенциала генерации электроэнергии на таких озёрах.

Далее (Глава 2) представлена область исследования. Затем были применены методы изучения пространственного распределения и повременного развития горных озёр в этой области (Глава 3). После презентации результатов (Глава 4) следует обсуждение (Глава 5) и заключение (Глава 6).

2 Область исследования

Рассматриваемая территория площадью 98 300 км² лежит на высоте от 1670 м над уровнем моря возле Калаи-Хумба до 7495 м на Пике Исмаила Сомони ([Рис. 1](#)). Северная и южная граница этой области проходят по Алайскому и Гиндукушскому хребтам в Кыргызстане и Афганистане, соответственно. Эти хребты в основном простираются с востока на запад. Между ними, большую часть области исследования занимает Памир в Горно-Бадахшанской автономной области Таджикистана. Западный Памир характеризуется оледенелыми горными хребтами, превышающими 6000 м над уровнем моря и глубоко изрезанными, достаточно плотно населёнными долинами. Восточный Памир представлен засушливым высокогорьем на высоте более 3500 м с ледниками только на самых высоких пиках. Северный Памир, с хребтом Академии Наук и Транс-Алайским хребтом имеет три пика высотой более 7000 м с обширным оледенением. Ледник Федченко имеет длину более 75 км и площадь поверхности более 700 км². Многие языки ледников в области исследования покрыты обломками, так что трудно выяснить их реальные размеры, исходя из спутниковых фотографий или поверхностных полевых исследований. Хотя общее уменьшение площади открытого льда наблюдается в целом ряде горных хребтов в области исследования (например, [Хромова и др., 2006](#); [Хариташья и др., 2009](#); [Мергили и др., 2012](#)), таяние льда в языках ледника, покрытых мореной, может вносить значительный вклад в общую

потерю объёма льда, с одной стороны, и в формирование ледниковых озёр в проседающих областях ландшафта, с другой стороны.

Климат в области исследования от полузасушливого до засушливого, континентальный, с жарким летом и холодной зимой. Большинство метеостанций в области исследования зафиксировали положительные изменения среднегодовой температуры воздуха (МААТ) в период с 1940 по 2000 г. (Махмадалиев и др., 2008). Повышение МААТ не превышало +1°C по всем станциям. На одной станции даже зафиксирована отрицательная тенденция. Однако, наиболее свежие данные доступны по долинам, которые значительно отличаются от условий в высокогорных областях. Информация неполная из-за отсутствия текущих метеорологических данных по большим высотам. Станция на леднике Федченко не предоставляет надёжных данных с 1995 г. Согласно 4 отчёта МСБИК (МСБИК, 2007), среднее прогнозируемое повышение МААТ с 1980–1999 по 2080–2099 в Таджикистане составляет 3,7 °С.

Изменения температурного режима влияют на жизнь местных сообществ как положительно, так и отрицательно (Кассам, 2009). Большая часть этого воздействия связана с водными ресурсами, относящимися к многочисленными ледниками и озёрами в верховьях долин.

3 Материалы и методы

3.1 Идентификация и классификация озёр

Представленное исследование в основном полагается на анализ спутниковых снимков среднего разрешения. Чтобы получить самые свежие данные о состоянии озёр в области исследования, в качестве основного источника информации использовались изображения ASTER от 2009 г. (размер ячейки растра 15 м). Однако, поскольку невозможно охватить всю область снимками от одного года без облаков и снега, пришлось также использовать изображения ASTER и панхроматические изображения Landsat 7 от 2007, 2008 и 2010 г. Проверка и сбор дополнительной информации по каждому озеру были поддержаны изображениями высокого разрешения из программы Google Earth.

Таблица 1. Типы озёр, различаемые при картировании и анализе.

Тип озера	Критерий
1 Эрозионное озеро	Запруженные выдающимися каменными барьерами или находящиеся во впадинах ландшафта, сформировавшихся скорее всего в плейстоценовый период, на некотором расстоянии от недавних ледников, но часто на высоте более 4000 м над уровнем моря. Термин «эрозионное озеро» соответствует ICIMOD (2011).

2 Озеро с блочной или обломочной плотиной	Запруженное дамбой, в которой преобладают крупные блоки, обломки или их комбинация, в основном представляющая плейстоценовую окраинную морену, осадочные породы от оползней, осыпей или конусов выноса.
3 Ледниковое озеро	Либо расположено поверх открытого льда, либо запружено языком ледника, покрытого мореной, каменным глетчером или свежей мореной.

Определение границ каждого озера в области исследования вручную предпочтительно автоматической процедуре. Хотя процедуры автоматической идентификации озёр исходя из оптических или радарных спутниковых съёмок хорошо отработаны (например, [Хаггел и др., 2002](#); [Кааб и др., 2005](#); [Строцци и др., 2012](#)), выяснилось, что требуемая последующая ручная обработка результатов перевешивает преимущества автоматического определения.

Различаются три типа озёр. Выбрана максимально простая схема классификации, ограниченная критериями, которые можно идентифицировать из использованных данных ([Таблица 1](#) и [Рис. 2](#)). Подход можно считать воспроизводимым, так как интерпретация снимков основана на чётких и объективных критериях. Более подробная классификация лишь вызвала бы неопределённость и плохую воспроизводимость. Например, дальнейшее деление ледниковых озёр (Тип 3) на надледниковые, предледниковые и т.д. ([Твид и Расселл, 1999](#); [ICIMOD, 2011](#)) не производилось. Переход между различными типами озёр размыт, и их идентификация требует как минимум снимков более высокого разрешения ([Кааб и др., 2005](#)), или даже геофизических методов, не применимых в масштабе региона.

Высота над уровнем моря для каждого озера бралась из ЦМР SRTM V4 ([Джарвис и др., 2008](#); размер ячейки растра примерно 90 м), используя центральную точку озера. Площадь поверхности A (м²) вычислялась из нанесённых на карту многоугольников. Озёра с площадью $A < 2500$ м² не рассматривались.

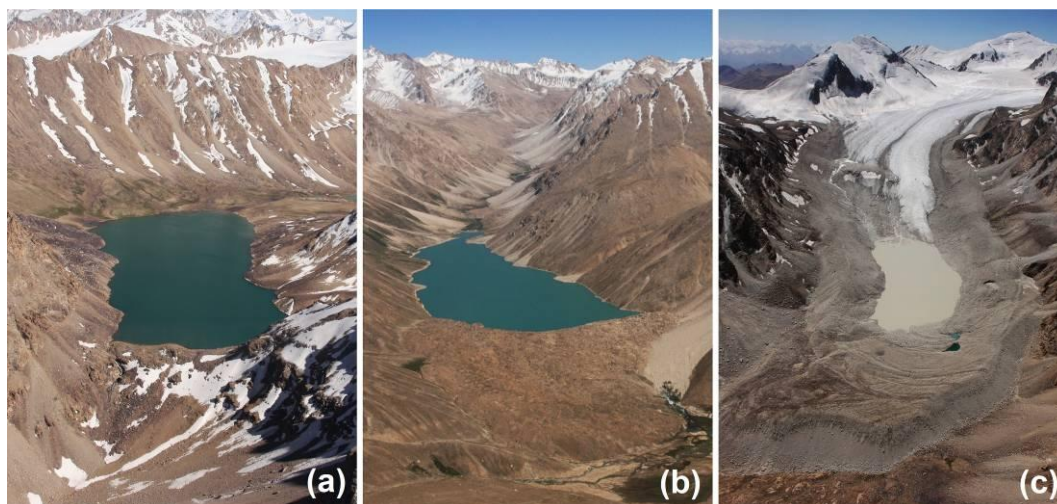


Рис. 2. Примеры озёр разных типов – а Эрозионное (Тип 1) б Запруженное блочной или моренной дамбой (Тип 2) в Ледниковое (Тип 3).

3.2 Изменение размера озера

Эволюция озера, или развитие его поверхности, выражающееся в изменении площади поверхности озера в период наблюдения, в абсолютных и относительных цифрах,

$$D_A = A_2 - A_1, \quad r_A = \frac{A_2}{A_1}, \quad (1)$$

где D_A – абсолютное развитие поверхности озера (м^2), r_A – относительное развитие поверхности озера (коэффициент), а A_1 и A_2 – площади поверхности озера (м^2) в начале и конце периода наблюдений. Помимо целого периода с 1968 по 2009 г., также рассматривались два частичных периода: Период 1, 1968 – 2002 и Период 2, 2002 – 2009. Использовались отсканированные и откорректированные рассекреченные снимки Corona (размер ячейки растра <5 м) для 1968 г., ASTER и Landsat 7 для 2001 г. и – как уже объяснялось выше для 2009 г. Поскольку подходящие изображения ASTER и Landsat недоступны для всей области за один год, местами использовались изображения, снятые на 1-2 года раньше или позднее. В данном анализе рассматриваются только озёра с $A \geq 2500 \text{ м}^2$ в 2009 г.

Точность картирования многоугольников озёр со спутниковых изображений среднего разрешения страдает от неопределённости, связанной с субъективностью построения объектов и географическими искажениями изображений, которые не всегда возможно исправить разумными усилиями. Поскольку поверхность озёр всегда плоская, проблема искажения не такая серьёзная, как при картировании склонов. Однако, неопределённость u_c , связанная с искажениями, существует и была протестирована с использованием снимков Landsat. u_c определяет абсолютное значение относительной разницы между снимками Landsat и площадью озера,

рассчитанной из изображений ASTER или Corona. Для снимков Corona, $u_c \leq 14\%$ с уверенностью 75%, $u_c \leq 20\%$ с 90% уверенностью и $u_c \leq 27\%$ с 95% уверенностью. Для снимков неопределённость картированной площади $u_c \leq 4\%$ с уверенностью 75%, $u_c \leq 6\%$ с 90% уверенностью и $u_c \leq 13\%$ с 95% уверенностью. Неопределённость картирования также считается значительной при используемом разрешении снимков и поэтому была проанализирована. Эмпирические тесты показали, что ручное определение границ по снимкам ASTER, исходя из субъективной интерпретации, приводит к неточности картирования размером в одну ячейку раstra (т.е., 15 м). Изображения Corona имеют более высокое разрешение, но доступны только в чёрно-белом режиме, что делает картирование более сложным и неопределённым. Неопределённость картирования для снимков Corona принята в размере $u_m = 5$ м. Степень влияния искажений и неточных границ объектов на вычисление площади озера зависит от самой площади озера. Если озеро строго круглое,

$$A_{\max} = (1 + u_c) \cdot \left(\sqrt{\frac{A_m}{\pi}} + u_m \right)^2 \pi, \quad A_{\min} = (1 - u_c) \cdot \left(\sqrt{\frac{A_m}{\pi}} - u_m \right)^2 \pi, \quad (2)$$

где A_{\max} и A_{\min} – максимально и минимально возможные площади озера (м^2), A_m – рассчитанная площадь озера (м^2) и u_m – неопределённость картирования (м). Таким образом, растущие и уменьшающиеся озёра определяются как:

$$D_{A,g} = A_{2,\min} - A_{1,\max}, \quad D_{A,g} > 0, \quad r_{A,g} = \frac{A_{2,\min}}{A_{1,\max}}, \quad r_{A,g} > 1, \quad (3)$$

$$D_{A,s} = A_{2,\max} - A_{1,\min}, \quad D_{A,s} < 0, \quad r_{A,s} = \frac{A_{2,\max}}{A_{1,\min}}, \quad r_{A,s} < 1, \quad (4)$$

где индексы s и g означают соответственно уменьшение и увеличение. Данная процедура даёт минимальное количество растущих и уменьшающихся озёр, учитывая только те, для которых тенденцию можно определить с достаточной степенью уверенности. Реальное число растущих или уменьшающихся озёр и абсолютные значения D_A и r_A могут быть выше.

4 Результаты

4.1 Пространственное распределение озёр

В зоне исследования были идентифицированы 1642 озера: 885 эрозионных озёр (Тип 1 в [Таблице 1](#); см. [Рис. 2](#)), 105 озёр, запруженных блочной или моренной дамбой (Тип 2) и 652 ледниковых озера (Тип 3). В [Таблице 2](#) приведены ключевые статистические характеристики озёр разных типов.

Распределение озёр разных типов и их типовые размеры приведены на [Рис. 3](#). На южном Памире много эрозионных озёр, в то время как ледниковые

сгруппированы вместе, вблизи областей оледенения (Рис. 4). Однако, хотя плотность ледниковых озёр сравнительно высока на хребтах Юго-Западного, а также Центрального Памира, в некоторых частях Западного Памира ледниковых озёр практически не существует. Такое распределение является следствием топографических характеристик различных горных хребтов, как показано на Рис. 5: кривые ROC (операционные характеристики приёмника) указывают на степень, в которой распределение двоичной целевой переменной (в данном случае, ячейки раstra с плотностью ледниковых озёр ≥ 20 отмечены как 1, остальные ячейки – 0) объясняется предикторной переменной (плотность ледников и плотность областей с умеренной топографией, соответственно). Истинный положительный коэффициент (доля истинных положительных прогнозов из всех положительных наблюдений) выводится в графике напротив доли ложных положительных прогнозов (доля ложных положительных прогнозов из всех отрицательных наблюдений) при определённых пороговых значениях, т.е., прямая диагональная линия будет означать случайное распределение. В нашем случае, все ячейки с углом уклона $< 10^\circ$ считаются областями с умеренной топографией, плотность таких областей, а также ледников, рассчитывается при радиусе поиска 10 км, аналогично плотности озёр. Неудивительно, что наблюдается сильная положительная связь между плотностью ледниковых озёр и ледников (область ниже кривой $AUC = 0,833$; 0,5 означало бы случайное распределение). Используя произведение плотности ледников и плотности областей с умеренной топографией, AUC поднимается незначительно, до 0,852, это говорит о том, что плотность ледников лучше подходит в качестве предиктора (см. Рис. 5а). Если удалить из анализа все области с расстоянием до ближайшего ледника > 10 км, более очевидным становится предпочтение существования ледниковых озёр в областях с умеренной топографией ($AUC = 0,659$; см. Рис. 5b).

Таблица 2. Статистика по озёрам, по типу озера. n = количество озёр, A_{med} и A_{max} = срединная и максимальная площадь, Z_{med} , Z_{max} и Z_{min} = срединная, максимальная и минимальная высота над уровнем моря.

Тип озера	n	A_{med} (км ²)	A_{max} (км ²)	Z_{med} (м)	Z_{max} (м)	Z_{min} (м)
1 Эрозионное озеро	885	0,015	404,55	4294	5131	1716
2 Блочная или моренная дамба	105	0,018	88,51	4265	4956	2314
3 Ледниковое озеро	652	0,007	1,89	4505	5109	3057
Всего	1642	0,010	404,55	4395	5131	1716

На Рис. 6 показано распределение типов плотины и размеров озёр по высоте. Только 26,7% от всех озёр, но 80,6% поверхности, находятся на высотах менее 4000 м над уровнем моря. Из общей поверхности в 727 км², Каракуль – расположенный примерно на 3900 м – отвечает за 405 км², или 55,7%. Также большинство других крупных озёр в данной области занимают высоты от 3000 до 4000 м, многие из них запружены блочными дамбами на дне крупных долин (Тип 2; например, озеро Сарез и Яшилькуль). Выше крутых склонов долины находятся волнистые равнины, подверженные воздействию плейстоценовых ледников. В этом окружении в основном возникают озёра Типа 1 (Рис. 7). Выше 4500 м, в зоне недавних ледников и свежей морены, наблюдается преобладание озёр Типа 3. Самые высокогорные озёра идентифицированы выше 5100 м над уровнем моря. Большинство озёр ниже 4000 м над уровнем моря находятся в северной части области исследования, в то время как менее 10% всех озёр на юго-западе Памира расположены ниже этой границы.

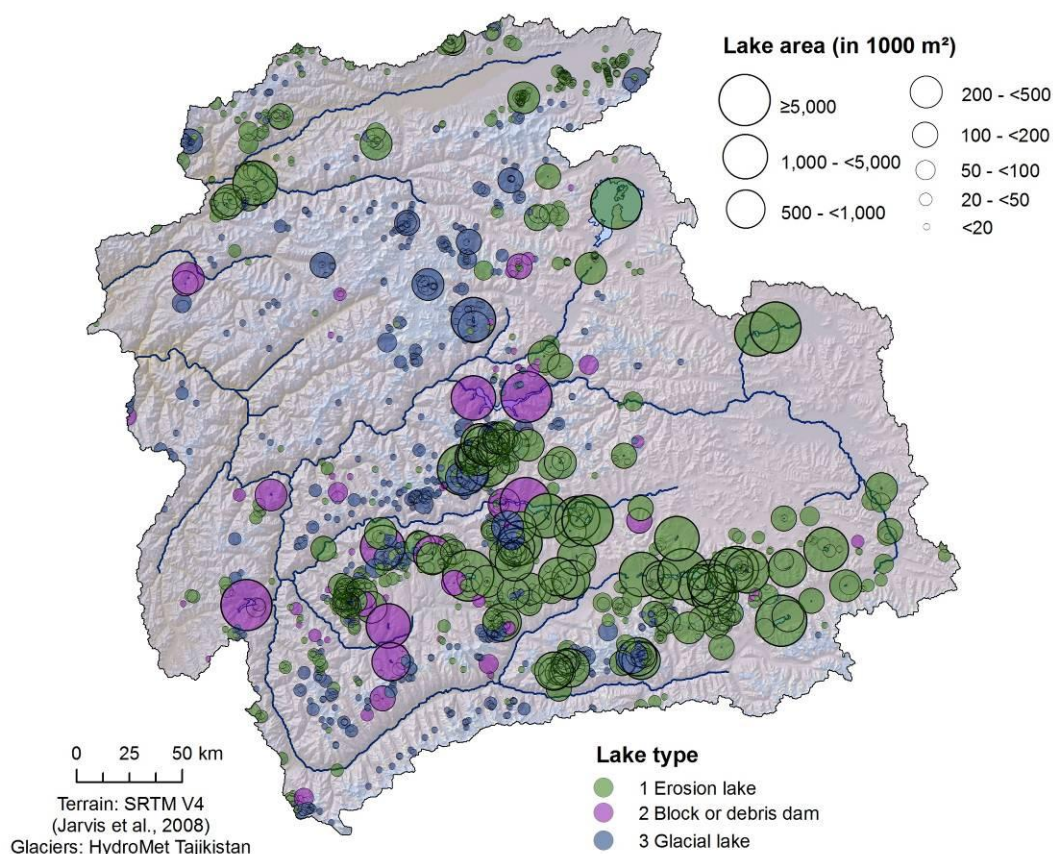


Рис. 3. Распределение озёр в области исследования по типам и классам размера.

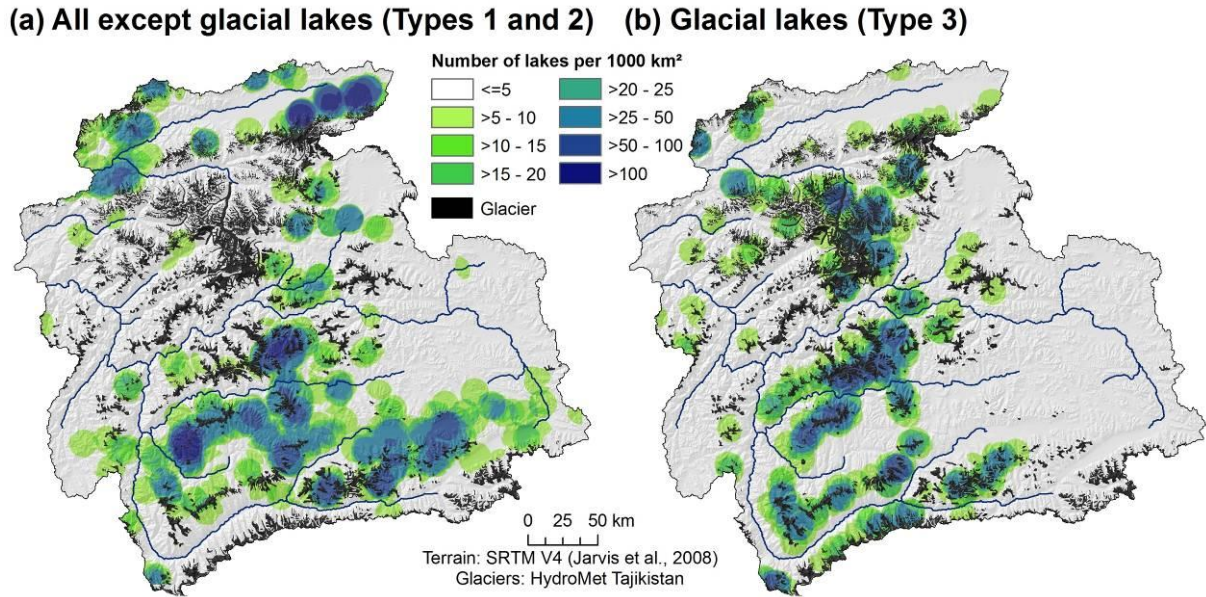


Рис. 4. Плотность **a** всех озёр, кроме ледниковых, и **b** ледниковых озёр, радиус круга = 10 км.

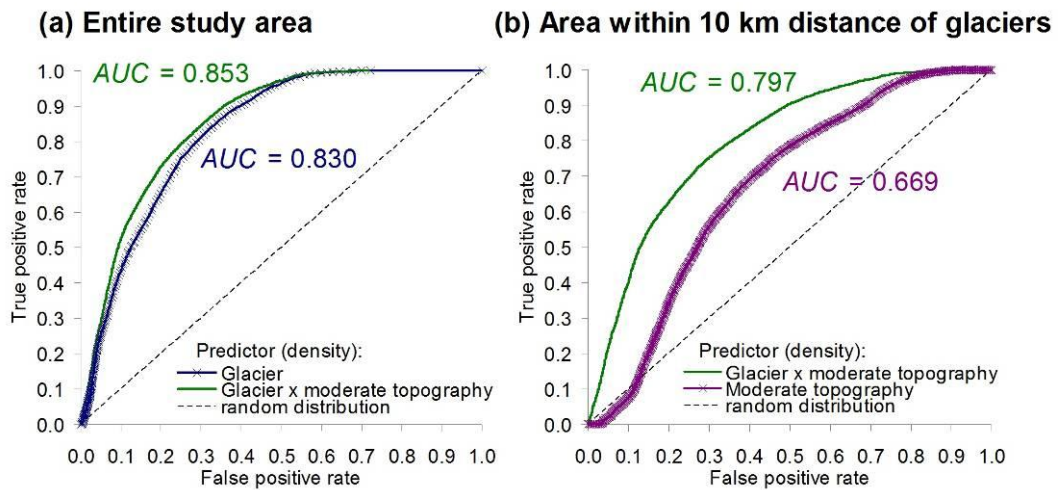


Рис. 5. Графики ROC уровня предсказания ледниковых озёр в зависимости от расположения ледников и областей с умеренной топографией – плотность в пределах радиуса 10 км используется для всех переменных (см. Рис. 4) **a** вся область исследования, **b** ограничено областями не далее 10 км от ближайшего ледника – AUC = область ниже кривой.

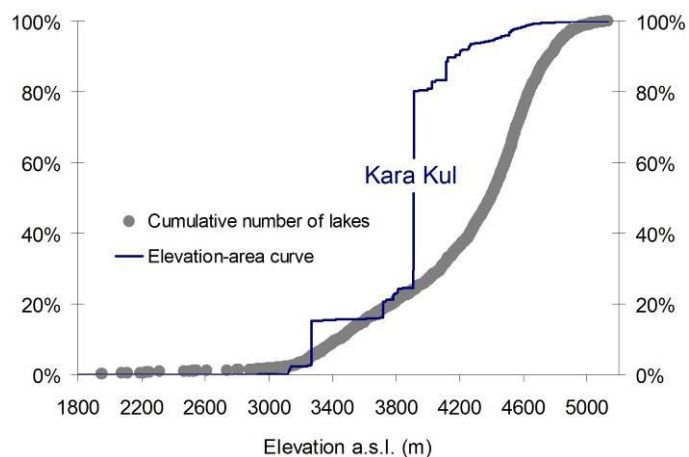


Рис. 6 . Кумулятивные гипсографические кривые количества озёр и их площади.

Слишком большая высота расположения многих озёр ведёт к предположению об определённом влиянии вечной мерзлоты, возможно, влияющей на стабильность самих дамб, а также близлежащих склонов и каменных стен (Хеберли и др., 2010а). Подробные и свежие данные об исследованиях вечной мерзлоты в области исследования отсутствуют, однако становятся доступными национальные и даже глобальные базы данных о потенциальном распространении вечной мерзлоты (например, Грубер, 2012). Мы использовали карту потенциального текущего и будущего распространения прерывистой и периодической вечной мерзлоты в Таджикистане (Мергили и др., 2012). Она была разработана адаптацией схемы, разработанной Хеберли (1975) для Швейцарии, к условиям Таджикистана. Были предположены 4 сценария увеличения температуры воздуха, с использованием сценариев МСБИК до 2100 г. (МСБИК, 2007).

Таблица 3 показывает, что 95,6% всех ледниковых озёр расположены в областях хотя бы периодической вечной мерзлоты, а более 92,2% – в областях прерывистой вечной мерзлоты. Поскольку озёра других типов, в среднем, находятся на более низкой высоте, 90,6% всех озёр расположены в зоне хотя бы периодической вечной мерзлоты, а 81,5% – в зоне прерывистой вечной мерзлоты.

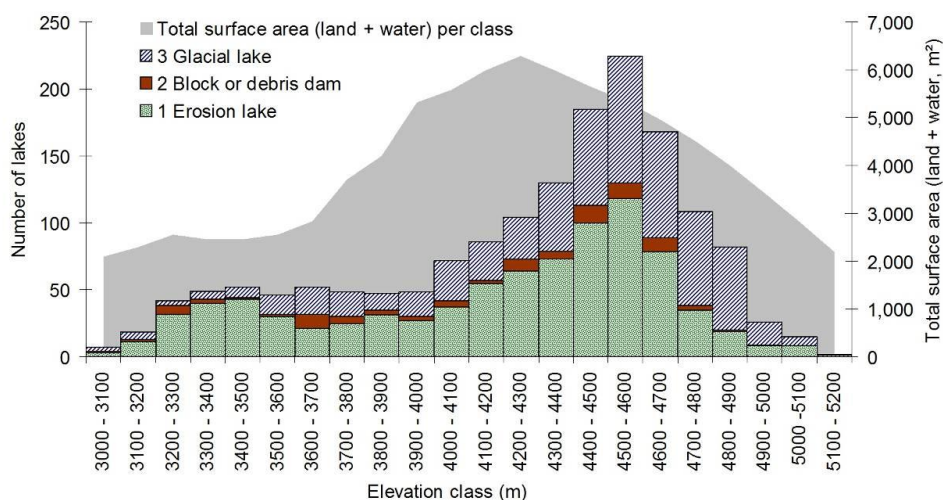


Рис. 7. Распределение озёр разных типов по высоте – показаны озёра только выше 3000 м над уровнем моря, общая площадь поверхности по каждому классу высот (земля + вода) приведена для сведения.

Таблица 3. Количество и процент озёр, расположенных в зоне потенциальной прерывистой и периодической вечной мерзлоты для разных предположений об увеличении температуры воздуха.

Тип озера	<i>n</i>	+0°C	+1°C	+2°C	+3°C	+4°C
Прерывистая вечная мерзлота						
1 Эрозионное озеро	885	660 (74,6%)	604 (68,2%)	541 (61,1%)	476 (53,8%)	382 (43,2%)
2 Блочная или моренная дамба	105	77 (73,3%)	67 (63,8%)	60 (57,1%)	52 (49,5%)	43 (41,0%)
3 Ледниковое озеро	652	601 (92,2%)	575 (88,2%)	538 (82,5%)	494 (75,8%)	433 (66,4%)
Всего	1642	1338 (81,5%)	1246 (75,9%)	1139 (69,4%)	1022 (62,2%)	858 (52,3%)
Периодическая вечная мерзлота						
1 Эрозионное озеро	885	779 (88,0%)	730 (82,5%)	641 (72,4%)	571 (64,5%)	514 (58,1%)
2 Блочная или моренная дамба	105	86 (81,9%)	81 (77,1%)	72 (68,6%)	66 (62,9%)	58 (55,2%)
3 Ледниковое озеро	652	623 (95,6%)	612 (93,9%)	595 (91,3%)	557 (85,4%)	520 (79,8%)
Всего	1642	1488	1423	1308	1194	1092

(90,6%) (86,7%) (79,7%) (72,7%) (66,5%)

Повышение температуры атмосферы, ведущее к отступлению вечной мерзлоты, может существенно изменить ситуацию и следовательно повлиять на стабильность дамб (см. [Таблицу 3](#)). При повышении на +4°C, 79,8% всех ледниковых озёр окажутся в зоне хотя бы периодической вечной мерзлоты, и только 66,4% – в районах прерывистой вечной мерзлоты. Для всех озёр этот процент составит 66,5% и 52,3% соответственно.

4.2 Эволюция озёр в 1968–2009гг.

Минимальное количество и процент растущих и уменьшающихся озёр приведены в [Таблице 4](#), где результаты, выведенные с 90% уверенностью, приведены как базовые, а результаты с уверенностью 75% и 95% указаны в скобках. [Рис. 8](#) показывает абсолютные и относительные цифры эволюции озёр.

Значительный рост ледниковых озёр в период наблюдения подтверждается, в то время как другие типы не демонстрируют таких чётких сигналов, и в целом остаются стабильными по размеру. Тенденция ледниковых озёр к росту более заметна в относительных цифрах, чем в абсолютных, поскольку они в среднем меньше по размеру, чем озёра других типов (см. [Таблицу 2](#)). 40,8% всех ледниковых озёр в зоне исследования оцениваются как растущие в период наблюдения с уверенностью 90%. И наоборот, уменьшение размера наблюдается лишь у немногих ледниковых озёр (см. [Таблицу 4](#)).

Из 266 растущих ледниковых озёр, 214 (80,5%) в 1968 г. имели размер менее 2500 м² или вообще не существовали. Следует учитывать, что озёра площадью <2500 м² в 2009 г. не рассматривались, что может означать отсутствие учёта исчезающих озёр. Но даже так, отчётливая тенденция роста подтверждается, так как остаётся 52 растущих озера, что явно больше 12 уменьшающихся.

Эрозионные озёра показывают умеренную тенденцию в обоих направлениях. Только 6,6% озёр Типа 1 признаны растущими, 4,6% – уменьшающимися. С уверенностью в 90% как минимум часть этих изменений можно считать случайными. Далее, также возможны краткосрочные колебания уровня озёр. К тому же, уровень роста таких озёр намного меньше, чем ледниковых, как в абсолютном, так и относительном плане (см. [Рис. 8](#)). Тенденции, наблюдаемые у озёр, запруженных блочными или моренными дамбами (Тип 2; 5,7% растут, 2,9% уменьшаются с 90% уверенностью) не считаются значительными, в связи с малым количеством озёр такого типа.

Значительный рост в течение 1 и 2 периода наблюдений наблюдается лишь у нескольких озёр (см. [Таблицу 4](#) и [Рис. 8b](#) и [f](#)). Большинство из них – ледниковые озёра (12 из 13). Эта, поначалу кажущаяся удивительной, находка может быть связана с менее значительными тенденциями, прикрываемыми

неопределённостью картирования (интервал уверенности достаточно широк) и краткосрочными флуктуациями, размывающими долгосрочные тенденции. Однако она также отражает динамику высокогорных геосистем, где изменения в разные периоды времени могут накладываться друг на друга. Некоторые ледниковые озёра появляются и растут в течение короткого времени (иногда менее года), в то время как другие растут более-менее постоянно в течение нескольких лет или даже десятилетий.

Один из наиболее ярких примеров быстро растущего озера расположен в верховьях долины Даштдара (см. Рис. 1; озеро Дашт). Озеро Дашт появилось предположительно весной или ранним летом 2001 г. на языке ледника, покрытого мореной. Более старые снимки не указывают на существование озера в этом месте. Озеро лишь немного увеличилось в размерах, прежде чем было внезапно прорвано 7 августа 2002 г. (Рис. 9). Вызванное прорывом наводнение нанесло серьёзный ущерб и унесло десятки человеческих жизней в кишлаке Дашт в 11 км ниже по течению (Мергили и Шнайдер, 2011; Мергили и др., 2012). На месте озера остался небольшой пруд, который больше не рос. Поскольку прорыв произошёл ниже поверхности ледника, скорее всего, канал стока внутри ледника был внезапно заблокирован в конце 2000 или начале 2001 г., что позволило сформироваться озеру. С увеличением размера озера, и соответственно давления, преграда была прорвана и озеро внезапно было сброшено.

Таблица 4. Подтвержденное (уверенность 90%) число растущих и уменьшающихся озёр в абсолютных цифрах и процентах от общего числа по каждому типу – числа в скобках представляют результаты с уверенностью 95% и 75% соответственно (подробнее см. в тексте).

Тип озера	Растущие озёра	Процент растущих озёр	Уменьшающиеся озёра	Процент уменьшающихся озёр
За весь период				
1 Эрозионное озеро	58 (55-64)	6,6 (6,2-7,2%)	41 (22-54)	4,6 (2,5-6,1%)
2 Блочная / моренная дамба	6 (5-6)	5,7 (4,8-5,7%)	3 (3-5)	2,9 (2,9-4,8%)
3 Ледниковое озеро	266 (251-278)	40,8 (38,5-42,6%)	12 (6-16)	1,8 (0,9-2,5%)
Всего	330 (311-348)	20,1 (18,9-21,2%)	56 (31-75)	3,4 (1,9-4,6%)

Весь период (постоянный)				
1 Эрозионное озеро	1 (1-2)	0,1 (0,1-0,2%)	0 (0-0)	0,0 (0,0-0,0%)
2 Блочная / моренная дамба	0 (0-0)	0,0 (0,0-0,0%)	0 (0-0)	0,0 (0,0-0,0%)
3 Ледниковое озеро	12 (7-16)	1,8 (1,1-2,5%)	1 (0-1)	0,2 (0,0-0,2%)
Всего	13 (8-18)	0,8 (0,5-1,1%)	1 (0-1)	0,1 (0,0-0,1%)
Период 1				
1 Эрозионное озеро	46 (42-50)	5,2 (4,7-5,6%)	58 (39-79)	6,6 (4,4-8,9%)
2 Блочная / моренная дамба	6 (5-7)	5,7 (4,8-6,7%)	6 (0-6)	5,7 (0,0-5,7%)
3 Ледниковое озеро	185 (178-188)	28,4 (27,3-28,8%)	34 (26-41)	5,2 (4-6,3 0%)
Всего	237 (225-245)	14,4 (13,7-14,9%)	98 (65-126)	6,0 (4-7,7 0%)
Период 2				
1 Эрозионное озеро	23 (19-27)	2,6 (2,1-3,1%)	4 (3-5)	0,5 (0,3-0,6%)
2 Блочная / моренная дамба	2 (0-3)	1,9 (0,0-2,9%)	0 (0-0)	0,0 (0,0-0,0%)
3 Ледниковое озеро	86 (78-91)	13,2 (12,0-14,0%)	12 (9-13)	1,8 (1,4-2,0%)
Всего	111 (97-121)	6,8 (5,9-7,4%)	16 (12-18)	1,0 (0,7-1,1%)

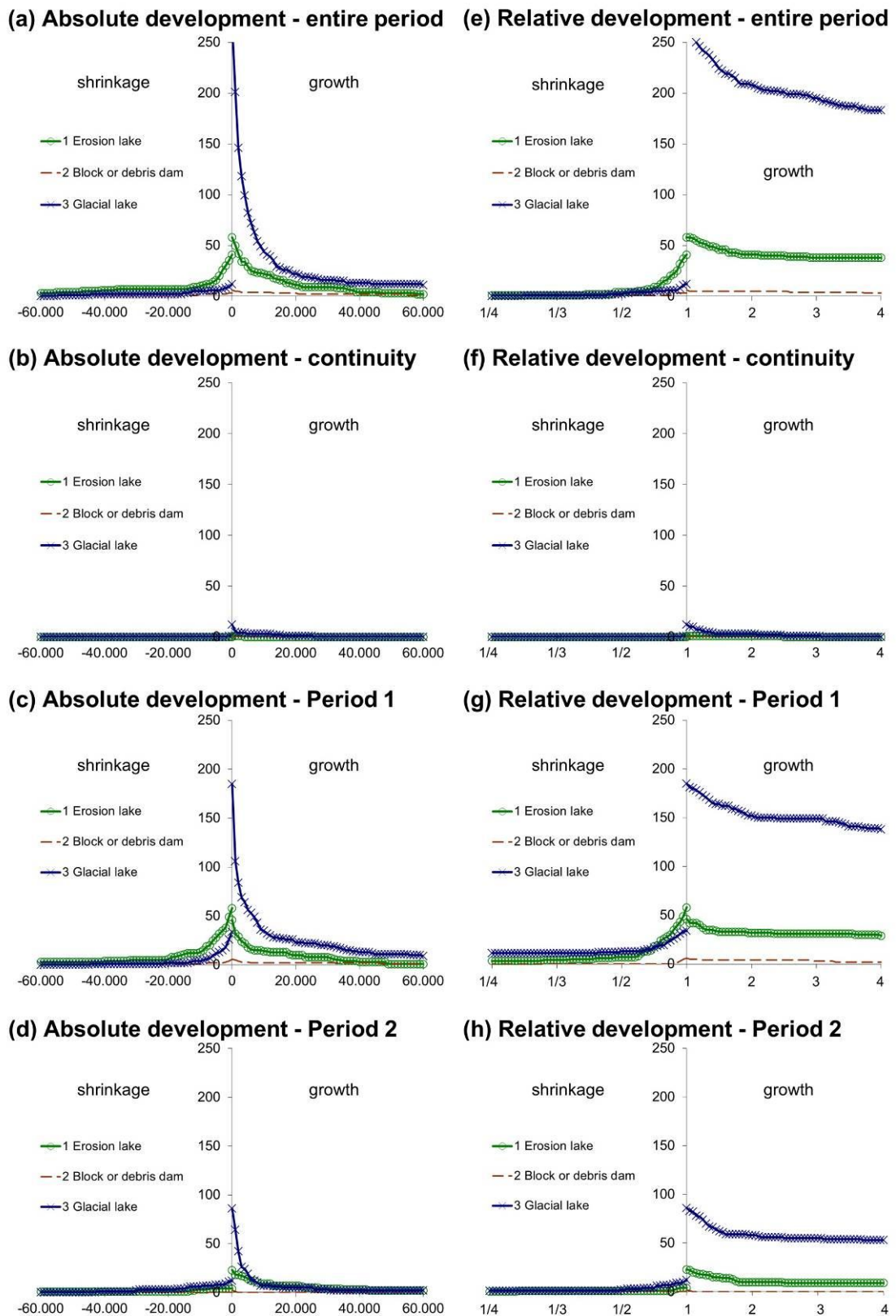


Рис. 8. Эволюция озёр в течение всего периода исследования, а также за периоды 1 и 2 **a–d** в абсолютных числах (ось x: рост или уменьшение в м² ось y: количество озёр больше значения x) и **e–f** в относительных числах (ось x: фактор роста или уменьшения), **b** и **f** (продолжительный) включает все озёра,

показывающие ту же тенденцию (рост или уменьшение) в течение обоих периодов.

Озеро Дашт не включено в представленный здесь анализ, так как оно не существовало в 2009 г. Однако, в целом вероятно, что очень мало озёр исчезло за период наблюдения. Событие в Даште было единственным зарегистрированным крупным прорывом, а исчезновение озёр в результате отложения осадков обычно занимает гораздо больше времени.



Рис. 9. Временное развитие и внезапный прорыв озера Дашт.

Один из преобладающих процессов эволюции озёр в области исследования – более-менее постоянный рост озёр перед отступающими ледниками. Два безымянных озера в верховьях долины Андарабадждара (см. Рис. 1; оз. Анадарабадж) и Варшедздара (см. Рис. 1; оз. Варшедз) входят в число крупнейших ледниковых озёр этого типа в области исследования. Оба водоёма изливаются в долину Гунта (см. Рис. 1) и были намного меньше летом 1968 г., чем в 2008 и 2007 гг. соответственно (Рис. 10). Таблица 5 показывает абсолютную и относительную эволюцию этих двух озёр. Хотя признаков стабилизации озера Анадарабадж не наблюдается, похоже, что рост озера Варшедз достиг пика ранее и значительно замедлился, по крайней мере, с начала 21 века. Это подтверждается обследованием с вертолёта в 2009 и 2011 гг., которое показало стабильный размер озера в сравнении с 2007 г. Ледниковые озёра в долине Ривакдара (см. Рис. 1), другом притоке Гунта, также ведут себя аналогично Варшедзу.

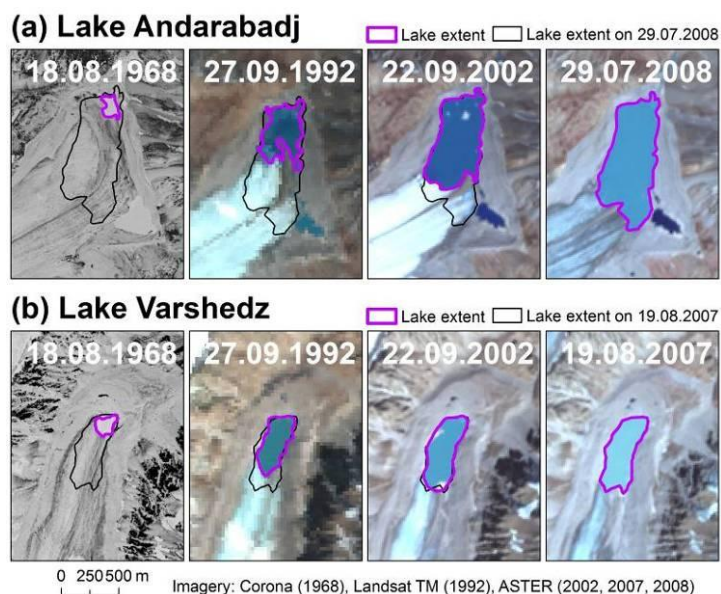


Рис. 10. а Озеро Андарабадж и б Варшедз – оба озера постоянно увеличиваются в размере с 1968 г.

Таблица 5. Развитие поверхности озёр Андарабадж и Варшедз в абсолютных и относительных цифрах, в сравнении с площадью в 2008 (Андарабадж) и 2007 (Варшедз), соответственно.

	1968	1992	2002	2007/2008
Озеро Андарабадж	20 636 м ²	136 492 м ²	296 477 м ²	407 872 м ²
	5,1%	33,5%	72,7%	100,0%
Озеро Варшедз	23 327 м ²	98 869 м ²	147 048 м ²	152 413 м ²
	15,3%	64,9%	96,5%	100,0%

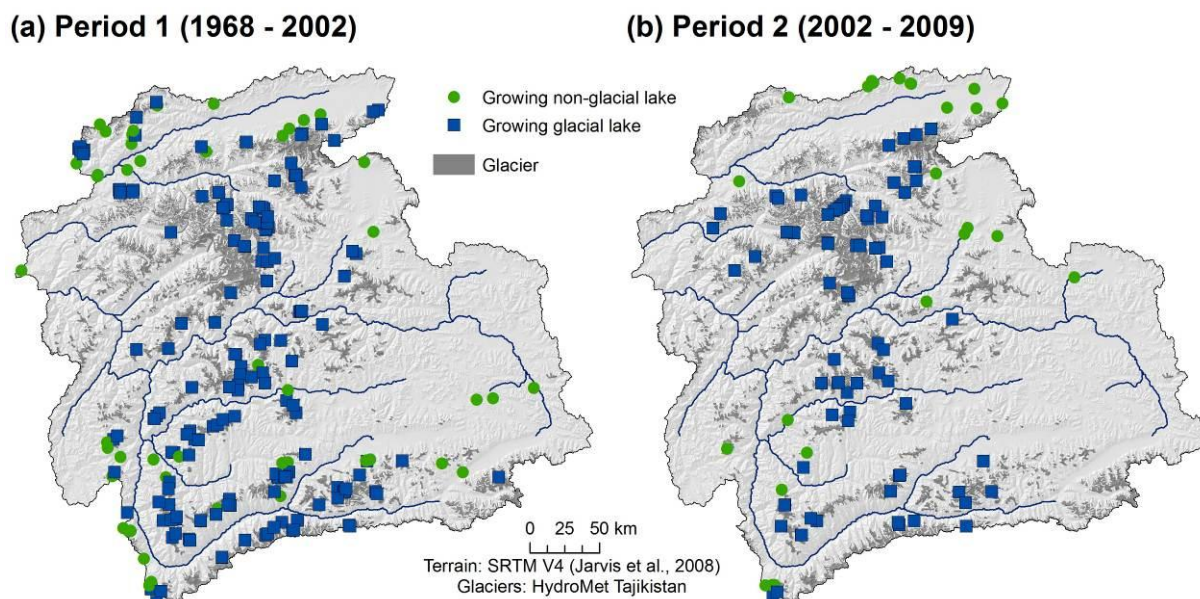


Рис. 11. Расположение неледниковых озёр (Тип 1 и 2) и ледниковых озёр (Тип 3), растущих **a** в Период 1 и **b** в Период 2.

Несмотря на небольшое число озёр с подтверждённым ростом в оба периода, тенденции по оз. Варшедз и Андарабадж отражают ситуацию в области исследования: в среднем ледниковые озёра увеличивались в размере в оба периода наблюдения, эта тенденция подтверждена у 28,4% озёр в Период 1 и у 13,2% в Период 2 (см. [Таблицу 4](#)). Более ярко выраженная тенденция в Период 1 может отчасти быть объяснена его большей длительностью. С другой стороны, она подтверждает общее замедление роста озёр на юго-западном Памире – где расположены многие ледниковые озёра, включая Варшедз и вышеупомянутые озёра в верховьях Ривакдары – в течение первого десятилетия 21 века. [Рис. 11](#) показывает сравнение роста неледниковых и ледниковых озёр в течение двух периодов исследования. В 1 периоде увеличение размеров подтверждено у 60 (22,0%) из 273 ледниковых озёр на юго-западе Памира, в то время как во 2 периоде это число снизилось до 25 (9,2%). В центральной и северной частях Памира рост наблюдался у 52 (34,0%) из 153 ледниковых озёр в 1 периоде, а во 2 периоде – у 45 (29,4%). Хотя снижение скорости роста ледниковых озёр на юго-западе Памира соответствует тенденции по всей области исследования, небольшая отрицательная тенденция в центральной и северной части Памира, скорее всего, является последствием более короткого периода наблюдения. Более высокое соотношение растущих ледниковых озёр в центральной и северной части Памира в целом отражает более динамическую высокогорную экологию в этом регионе. 47,1% всех озёр, наблюдавшихся в 2009 г., не существовали в 1968 (на юго-западе Памира – 10,3%).

Поскольку пики на центральном и северном Памире в целом выше, чем на юго-западе, рост ледниковых озёр к северу отражается – или является последствием – другого распределения высот. Среди ледниковых озёр с

вертикальным распространением бассейна более 200 м, озёра, растущие в Период 2, в среднем находились на более низкой высоте (4225 м над уровнем моря), чем растущие в Период 1 (4470 м над уровнем моря). В противоположность им, бассейны озёр, растущих в Период 2, находятся выше (средняя максимальная высота в Периоде 1: 5196 м; в Периоде 2: 5433 м). В более высокой области накопления ледников, и соответственно более крупных запасах льда, оконечности языков – и соответственно большинство ледниковых озёр – находятся на более низких высотах в сравнении с ледниками, имеющими более ограниченную зону накопления.

Количество растущих озёр остальных типов слишком мало, чтобы можно было вывести сколько-нибудь обоснованные пространственные закономерности. В отличие от ледниковых озёр, несколько эрозионных озёр слегка уменьшились в Период 1, при чём этой тенденции не наблюдалось в Периоде 2 (см. [Таблицу 4](#) и [Рис. 8](#)). Этот феномен интересен тем, что он противоречит поведению ледниковых озёр, показывающих более активный рост в Период 1, по сравнению с Периодом 2. Это скорее всего является последствием сезонных или краткосрочных вариаций уровня озёр, а также игнорирования озёр площадью меньше 2500 м² в данных 2009 года.

5 Обсуждение

Исследование показывает существование и характеристики высокогорных озёр в верховьях реки Амударья в Центральной Азии. Описывается эволюция каждого озера в период с 1968 по 2009 г. Несмотря на неопределённость, связанную с динамическим картированием с использованием спутниковых снимков среднего разрешения и краткосрочными колебаниями уровня озёр, можно подтвердить, что ледниковые озёра – самый динамичный тип, демонстрирующий устойчивую тенденцию к росту. Хотя существование связи между отступлением ледников и формированием или ростом ледниковых озёр кажется очевидным (см. [Рис. 10](#)), количественное определение этой связи затруднительно из-за сложности вопроса, а также из-за отсутствия подробной информации о последних развитиях ледников в области исследования. Различные измерения были прекращены в начале девяностых вследствие политических и экономических трансформаций в Центральной Азии ([IAHS/UNEP/UNESCO, 1998](#)). В сравнении с Тянь-Шанем (например, [Хромова и др., 2003](#); [Айзен и др., 2006, 2007b](#); [Суразаков и Айзен, 2006](#)), имеющиеся последние данные по Памиру менее подробны. [Хариташья и др. \(2009\)](#) проанализировали развитие 30 языков ледника на Вахане (Афганистан) в период с 1976 по 2003 г., из них 28 отступали (максимальная скорость: 36 м в год). Они подчеркнули взаимосвязь между этим отступлением и количеством ледниковых озёр. [Хромова и др. \(2006\)](#) отметили 11,6% уменьшение площади ледников на восточном Памире (что соответствует 1,05% в год) в период с 1990

по 2001 г., в сравнении с 7,8% уменьшением (0,65% в год) в период с 1978 по 1990 г. [Мергили и др. \(2012\)](#) исследовали 118 ледников на юго-западе Памира, которые с 2002 по 2007 г. уменьшились в размерах в среднем на 1,15% в год (с 1969 по 2002 г.: 0,48%). Количественный анализ отступления ледников, покрытых мореной, требует подробных исследований на местном уровне. Кроме того, эволюция озёр, задокументированная на [Рис. 8](#) и [Таблице 4](#) и показанная на [Рис. 10](#), относится не только к изменениям длины или площади ледников, но и к проседанию поверхности ледника и конкретным топографическим условиям. Цепочки ледниковых озёр могут развиваться только в сравнительно плоском ландшафте на высоте отступающих языков ледника. Крайне простой, но эффективный способ оценки в первом приближении – определить все поверхности с низким углом уклона. [Фрей и др. \(2010\)](#) использовали максимальный градус уклона в 5°, а в нашем исследовании принят уклон 10°. Такие условия были заданы на обширных областях юго-западного Памира в течение периода наблюдения. Замедление развития озёр, наблюдаемое в последние 10 лет, может быть связано с изменением динамики ледников, но также и с отступлением языков ледника по более крутым склонам. Потребуется более подробные исследования состояния базальной топографии под ледниками, чтобы спрогнозировать будущее развитие разных частей зоны исследования (например, [Линсбауэр и др., 2012](#); [Пол и Линсбауэр, 2012](#)).

Перенос центра роста ледниковых озёр с юго-запада в центральную и северную часть Памира отражает изменения общей динамики ледников. Есть гипотеза, что процесс отступления ледников здесь начался позднее, чем на юго-западе Памира. [Мергили и др. \(2012\)](#) обнаружили индикаторы этой тенденции, но всё равно требуется более точная и современная информация. Климат в высокогорных областях Центрального и Северного Памира сравнительно влажный, что возможно ведёт к более предпочтительным моделям накопления, чем в других частях зоны исследования, и соответственно, более поздней реакции на увеличение температуры воздуха. С учётом неопределённости и сравнительно короткой длительности Периода 2, значительность выявленных тенденций должна быть перепроверена спустя 10-20 лет.

Опасность, связанная с формированием и существованием озёр, значительно зависит от типа плотины. Плотины ледниковых озёр (Тип 3) обычно содержат лёд (ледник, морена с ледяным ядром, каменный глетчер), и таяние льда может серьёзно повлиять на статическое равновесие плотины. Хотя многие ледниковые озёра расположены на языках отступающих ледников или перед ними, и демонстрируют более-менее постоянный рост, их быстрое появление или исчезновение может иметь значение с точки зрения опасности (события 2002 г. в Даште). Существует потенциал формирования таких озёр в связи с

присутствием многочисленных пульсирующих ледников, которые могут временно блокировать сток долин (Котляков и др., 2008). Запруженные оползнями озёра Типа 2, в отличие от ледниковых озёр, чаще всего живут недолго и сбрасываются в течение нескольких дней или недель после появления (Коста и Шустер, 1988). Однако они также могут стабильно существовать десятилетиями и даже веками. Представленные результаты следуют использовать для анализа уязвимости горных сообществ и инфраструктуры к прорывам озёр в зоне исследования, на основе работ Мергили и Шнайдера (2011) и Мергили и др. (2011). Схема регионального анализа, разработанная и применённая к юго-западному Памиру Мергили и Шнайдером (2011), должна улучшаться и расширяться дальше, чтобы её можно было применить ко всему региону верховий Амударьи.

6 Заключение

Была подготовлена динамическая инвентаризация озёр в зоне исследования. Всего по данным удалённого исследования было выявлено 1642 озера площадью более 2500 м². Среди 652 озёр ледникового происхождения была отмечена чёткая склонность к росту, которая не наблюдалась среди других типов (эрозионные озёра и озёра, запруженные блочными или моренными дамбами). Долгосрочное развитие озёр, возможно, размыто сезонными и краткосрочными вариациями их размеров. Рост ледниковых озёр связан с отступлением или таянием ледников в достаточно плоских областях. Наблюдается сдвиг роста ледниковых озёр в сторону более высоких бассейнов. Однако, чтобы подтвердить эту тенденцию, потребуются дополнительные данные и более длительный период наблюдений. Инвентаризация озёр является важным вкладом в анализ рисков, связанных с их потенциальными прорывами. Требуется дополнительные данные по развитию ледников, чтобы лучше проанализировать связь между отступлением ледников и развитием озёр.

Благодарность

Работа, представленная в данной статье, выполнена в рамках проекта PAMIR, поддерживаемого Европейской комиссией (ЕС) и Австрийским Агентством по развитию (ADA), а также проекта TajNaz, проводимого при поддержке FOCUS Humanitarian Assistance (филиал Сети развития Ага Хана), Швейцарского агентства по развитию и сотрудничеству (SDC) и Департамента по международному развитию Великобритании (DFID). Таджикское агентство гидрометеорологии предоставило метеорологические и гляциологические данные. Особая благодарность за поддержку Фабиану Груберу, Штефану Коху, Фабиану Зножемски и Кристофу Вальдхору, Университет ВОКУ, Вена. Кроме того, ценные замечания предоставили Вилфрид Хеберли и ещё один анонимный исследователь.

Источники

Н.А. Агальцева, Л.Н. Боровикова, В.Г. Коновалов, 1997. Автоматизированная система прогнозирования стока в бассейне Амударьи. Разрушительная вода: Стихийные бедствия, вызванные водой, их снижение и контроль (Материалы конференции в Анахейме, Калифорния, июнь 1996), Публикация IAHS 239, 193–201.

В.Б. Айзен, В.А. Кузьмичонок, А.Б. Суразаков, Е.М. Айзен, 2006. Изменения ледников центрального и северного Тянь-Шаня в течение последних 140 лет, на основе данных о поверхности и результатов удалённого исследования. *Анналы гляциологии*, 43, 202-213.

В.Б. Айзен, Е.М. Айзен, 1997. Гидрологические циклы северных и южных оконечностей горных ледниковых бассейнов Центральной Азии. *Гидрологические процессы*, 11, 451–469.

В.Б. Айзен, Е.М. Айзен, В.А. Кузьмичонок, 2007а. Ледники и гидрологические изменения на Тянь-Шане: симуляции и прогнозы. *Записки об экологических исследованиях*, 2, 045019. doi:10.1088/1748-9326/2/4/045019

В.Б. Айзен, В.А. Кузьмичонок, А.Б. Суразаков, Е.М. Айзен, 2007b. Изменения ледников на Тянь-Шане, определённые посредством топографических данных и результатов удалённого исследования. *Глобальные и планетарные изменения*, 56, 328–340.

С.Р. Баджрахария, П.К. Мул и Б.Р. Шрестна, 2007. Влияние изменений климата на ледники и ледниковые озёра в Гималаях: Практические примеры прорывов и связанных с ними угроз в Непале и Бутане. *Международный центр по комплексному освоению горных районов, Катманду*.

М. Бенистон, 2003. Климатические изменения в горных регионах: Анализ возможных воздействий. *Климатические изменения*, 59(1–2), 5–31.

Т. Болч, Дж. Петерс, А. Егоров, Б. Прафхан, М. Бухройтнер, В. Благовещенский, 2011. Идентификация потенциально опасных ледниковых озёр на севере Тянь-Шаня. *Естественные опасности*, 59, 1691–1714.

Х. Брейен, Ф.В. Де Бласио, А. Элверхой и К. Хоег, 2008. Эрозия и морфология обломочного потока, вызванного прорывом ледникового озера, Западная Норвегия. *Оползни*, 5(3), 271–280.

Д.А. Чендерелли, Э.Э. Воль, 2001. Оценка пикового сброса при прорыве ледниковых озёр и «обычных» климатических наводнениях в районе Эвереста, Непал. *Геоморфология*, 40, 57–90.

А.Дж. Кук, А.Дж. Фокс, Д.Дж. Вохен, Дж.Дж. Ферриньо, 2005. Фронты отступающих ледников на Антарктическом полуострове за последние полвека. *Наука*, 308(5721), 541–544.

Дж.К.С. Кларк, 1982. Прорывы ледникового озера, «Опасное озеро» на территории Юкона, и проблема прогнозирования магнитуды наводнения. Журнал гляциологии, 28(98), 3–21.

Дж.Э. Коста, Р.Л. Шустер, 1988. Формирование и прорыв естественных дамб. Бюллетень Американского геологического общества, 100, 1054–1068.

А. Дуселан, Дж. Бенито, В. Бютар, П. Карлинг, Ч. Майер, Ф. Эспиноза, 2010. Повторные прорывы ледниковых озёр в Патагонии: растущая угроза? Естественные опасности, 54(2), 469–481.

С.Г. Эванс, Дж.Дж. Клейг, 1994. Последние изменения климата и катастрофические геоморфологические процессы в горной среде. Геоморфология, 10(1-4), 107–128.

С.Г. Эванс, 1986. Максимальный сброс наводнений, вызванных прорывом искусственных и естественных дамб. Канадский геотехнический журнал, 23, 385–387.

Х. Фрей, В. Хеберли, А. Линсбауэр, К. Хаггель и Ф. Пол, 2010. Многоуровневая стратегия прогнозирования формирования будущих ледниковых озёр и связанного с ними потенциала опасности. Наука о природных рисках и системах Земли, 10, 339-352.

С. Грубер, 2012. Расчёт и анализ оценки глобального районирования вечной мерзлоты в высоком разрешении. Криосфера, 6, 221–233.

В. Хеберли, 1975. Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Диссертация, Базельский университет.

В. Хеберли, 1983. Частота и характеристики ледниковых наводнений в Швейцарских Альпах. Анналы гляциологии, 4, 85–90.

В. Хеберли, Дж.Дж. Клейг, К. Хаггель, А. Кааб, 2010а. Опасности, исходящие от высокогорных ледников и вечной мерзлоты: Влияние изменений климата и взаимодействие процессов. *Avances de la Geomorphología en España, 2008-2010, XI Reunión Nacional de Geomorphología, Solsona*, 439–446.

В. Хеберли, К. Портокарреро, С. Эванс, 2010b. Nevado Hualcán, Laguna 513 y Carhuaz 2010 – Observaciones, evaluación y recomendaciones (un corto informe técnico luego de las reuniones y visita de campo en Julio 2010). Неопубликованный отчёт от имени Comunidad Provincial de Carhuaz.

В. Хагг, Л. Браун, 2005. Влияние отступления ледников на сток воды с высокогорных областей: Сравнение Альп и Центральной Азии, в: К. Де Джонг, Р. Ранци, Д. Коллинз (п/ред.) Климат и гидрология горных районов, Вайли, Чичестер. 263-275.

У.К. Хариташья, М.П. Бишоп, Дж.Ф. Шродер, А.Б.Г. Буш, Х.Н.Н. Булли, 2009. Оценка колебаний ледников в Ваханском районе Памира, Афганистан, исходя из космических данных. Климатические изменения, 94, 5–18.

Ч. Харрис, Л.У. Аренсон, Х.Х. Кристиансен, Б. Этцельмюллер, К. Фрауэнфелдер, С. Грубер, В. Хеберли, К. Хок, М. М. Хольцле, О. Хамлам, К. Айсаксен, А. Кааб, М.А. Керн-Лютчг, М. Ленинг, Н. Матцуока, Дж.Б. Мёртон, Дж. Нотцли, М. Филлипс, Н. Росс, М. Сеппала, С.М. Спрингман и Д. фон дер Мюль, 2009. Вечная мерзлота и климат в Европе. Мониторинг и моделирование термальных, геоморфологических и геотехнических реакций. Исследования наук о земле, 92(3–4), 117–171.

С. Харрисон, Н. Глассер, В. Винчестер, Э. Хейрсайн, К. Воррен, К. Дженнсон, 2006. Прорывы ледниковых озёр, связанные с недавним отступлением горных ледников в Патагонских Альпах. Голоцен, 16, 611–620.

К. Хьюитт, 1982. Природные дамбы и прорывные наводнения в Каракоруме, Гималаи. В: П/ред. Дж.В. Глена: Гидрологические аспекты альпийских и высокогорных областей. Публикация МАГН, 138, 259–269.

К. Хьюитт, Дж. Лью, 2010. Ледниковые озёра и прорывные наводнения: Каракорум, Гималаи: исторические перспективы возникающих угроз. Физическая география, 31(6), 528–551.

У. Губер, Х. Багман, М. Ризонер, 2005. Глобальные изменения и горные регионы. Обзор текущих знаний. Новости исследований глобальных изменений. Спрингер, Дордрехт.

К. Хаггель, А. Кааб, В. Хеберли, П. Тейссейр, Ф. Пол, 2002. Оценка опасности прорыва ледниковых озёр на основе удалённого исследования: практическая ситуация в Швейцарских Альпах. Канадский геотехнический журнал, 39, 316–330.

К. Хаггель, А. Кааб, В. Хеберли, Б. Крумменахер, 2003. Модели ГИС регионального масштаба для оценки опасности прорыва ледниковых озёр: оценка и применение в Швейцарских Альпах. Наука о природных рисках и системах Земли, 3, 647–662.

К. Хаггель, В. Хеберли, А. Кааб, Д. Биери, С. Ричардсон, 2004а. Процедуры оценки ледниковых опасностей в Швейцарских Альпах. Канадский геотехнический журнал, 41(6), 1068–1083.

К. Хаггель, А. Кааб, Н. Зальцманн, 2004b. Моделирование ледниковых опасностей и их взаимодействия на основе данных ГИС, используя изображения Landsat-TM и IKONOS. Норвежский журнал географии, 58, 761–773.

IAHS/UNEP/UNESCO, 1998. Колебания ледников 1990–1995, том 7. В. Хеберли, М. Хельцле, С. Сутер и Р. Фрауэнфельдер (составители) для Всемирной службы мониторинга ледников, Цюрих. Международная ассоциация гидрологических наук, Валлингфорд, Великобритания.

ICIMOD, 2011. Ледниковые озёра и прорывы ледниковых озёр в Непале. Международный центр по комплексному освоению горных районов, Катманду.

МСБИК, 2007. Изменения климата 2007: Физическая научная основа. Вклад рабочей группы №1 в Четвёртый оценочный отчёт Межгосударственного совета по борьбе с изменением климата [П/ред. С. Соломона, Д. Кина, М. Мэннинга, З. Чена, М. Марки, К. Авери, М. Тиньора и Х.Л. Миллера]. Издательство Кембриджского университета, Кембридж, Великобритания и Нью-Йорк, США.

А. Джарвис, Х.И. Рейтер, А. Нельсон, Э. Гевара, 2008. Безразрывные данные SRTM V4 с заполнением пробелов. Международный центр тропического сельского хозяйства (CIAT), доступно по адресу <http://srtm.csi.cgiar.org>.

А. Кааб, К. Хаггель, Л. Фишер, С. Гекс, Ф. Пол, И. Роер, Н. Зальцманн, С. Шлефли, К. Шмутц, Д. Шнайдер, Т. Строззи и Й. Вейдманн, 2005. Удалённое исследование высокогорных опасностей, связанных с ледниками и вечной мерзлотой: обзор. Наука о природных рисках и системах Земли, 5, 527-554.

Г. Касер, 1999. Анализ современных колебаний тропических ледников Глобальные и планетарные изменения, 22, 93–103.

Г. Касер, М. Гроссхаузер, 2010. Потенциальный вклад ледников Гималаев в сток рек. Выдержки из геофизических исследований, 12, EGU2010-10962.

К.А. Касам, 2009. Взгляд на изменения через призму экологии местных народов: Результаты исследований на Афганском и Таджикском Памире. Человеческая экология, 37, 677–690.

Т.Е. Хромова, М.Б. Дюргеров и Р.Г. Барри, 2003. Изменения простираия ледников хребта Ак-Ширак, Центральная Азия, в конце 20 века, исходя из исторических данных и изображений ASTER. Записки о геофизических исследованиях, 30(16), 1863.

Т.Е. Хромова, Г.Б. Осипова, Д.Г. Цветков, М.Б. Дюргеров, Р.Г. Барри, 2006. Изменения простираия ледников на восточном Памире, Центральная Азия, исходя из исторических данных и изображений ASTER. Удалённое исследование экологии, 102, 24–32.

В.М. Котляков, Г.Б. Осипова, Д.Г. Цветков, 2008. Мониторинг пульсирующих ледников на Памире, Центральная Азия, из космоса. Анналы гляциологии, 48, 125-134.

А. Ламбрехт, М. Кун, 2007. Изменения ледников в Австрийских Альпах за последние три десятилетия, по данным нового Австрийского кадастра ледников. *Анналы гляциологии*, 46(1), 177-184.

А. Линсбауэр, Ф. Пол, В. Хеберли, 2012. Моделирование распределения толщины ледников и топографии ложа ледника по целым горным хребтам с помощью GlabTop: Применение быстрого и надёжного подхода. *Журнал геофизических исследований*, 117, F03007, doi:10.1029/2011JF002313.

Б. Махмадалиев, А. Каюмов, В. Новиков, Н. Мустаева, И. Раджабов (п/ред.), 2008. Второе национальное сообщение Республики Таджикистан для Рамочной конвенции ООН по изменениям климата. Государственное агентство гидрометеорологии, Душанбе, Таджикистан.

М. Мергили, Дж.Ф. Шнайдер, 2011. Региональный анализ опасностей прорыва озёр на юго-западном Памире, Таджикистан, по данным удалённого исследования и ГИС. *Наука о природных рисках и системах Земли*, 11, 1447-1462.

М. Мергили, К. Копф, Б. Мюллебнер, Дж.Ф. Шнайдер, 2012. Изменения криосферы в высокогорных областях Таджикистана и Австрии: сравнение. *Анналы географии, Серия А*, 94(1), 79–96.

М. Мергили, Д. Шнайдер, Р. Ворни, Дж.Ф. Шнайдер, 2011. Прорывы ледниковых озёр: трудности прогнозирования и моделирования. В: Р. Женевау, Д.Л. Гамильтон, А. Престининци (п/ред.): *Материалы 5 международной конференции по смягчению опасности обломочных потоков. Механика, прогнозирование и оценка*, Падуя, 14-17 июня 2011. *Итальянский журнал инженерной геологии и экологии – книга*, 973–982.

П.П. Миклин, 1988. Высыхание Аральского озера: Катастрофа водных ресурсов в Советском Союзе. *Наука*, 241(4870), 1170-1176.

П.П. Миклин, Н.В. Аладин, 2008. Восстановление Аральского моря. *Scientific American*, 298, 64–71.

К. Нарама, М. Дуишонакунов, А. Кааб, М. Диёров, К. Абдрахматов, 2010. Прорыв ледникового озера на западном Зиндане 24 июля 2008 г. и последние региональные изменения ледниковых озёр хребта Тескей Ала-Тоо, Тянь-Шань, Кыргызстан. *Наука о природных рисках и системах Земли*, 10, 647–659, 2010.

Ф. Пол, А. Линсбауэр, 2012. Моделирование топографии ложа ледника исходя из очертаний ледника, центральных линий и ЦМВ. *Международный журнал географических информационных наук*, doi:10.1080/13658816.2011.627859

Д.Дж. Квинси, С.Д. Ричардсон, А. Лакман, Р.М. Лукас, Дж.М. Рейнольдс, М.Дж. Хэмбри, Н.Ф. Глассер, 2007. Раннее определение опасностей ледниковых озёр

в Гималаях с использованием данных удалённого исследования. Глобальные и планетарные изменения, 56(1-2), 137–152.

С.Д. Ричардсон и Дж.М. Рейнольдс, 2000. Обзор ледниковых опасностей в Гималаях. *Quaternary International*, 65/66, 31–47.

Дж.К. Ризли, Дж.С. Вальдер, Р. Денлингер, 2006. Переливание волны через Усойскую дамбу и направление потока по рекам Бартанг и Пяндж, Таджикистан. *Естественные опасности*, 38(3), 375-390.

Р.Л. Шустер, Д. Алфорд, 2004. Усойская оползневая дамба и озеро Сарез, Памир, Таджикистан. *Экологические и инженерные геологические науки*, 10(2), 151–168.

Т. Строззи, А. Висман, А. Кааб, С. Джоши, П. Мул, 2012. Картирование ледниковых озёр с использованием спутниковых изображений высокого разрешения. *Наука о природных рисках и системах Земли*, 12, 2487-2498.

А.Б. Суразаков, В.Б. Айзен, 2006. Оценка изменений объёма горных ледников с использованием SRTM и данных топографических карт. *Материалы IEEE по геологическим наукам и удалённому исследованию*, 44, 2991–2995.

С. Терьер, Ф. Джордан, А.Дж. Шлейсс, В. Хеберли, К. Хаггель, М. Кюнцлер, 2011. Оптимизированное и адаптированное управление гидроэлектрическими ресурсами с учётом сценариев уменьшения ледников в Швейцарских Альпах. *Материалы Международного симпозиума по дамбам и водохранилищам в меняющихся условиях – 79 ежегодная встреча ICOLD, Швейцарского комитета по дамбам, Люцерн, Швейцария* (п/ред. А. Шлейсс, Р.М. Боус), Taylor & Francis, Лондон, 497–508.

С. Тинти, М. Марамай, А.В. Черутти, 1999. Ледник Миадж в долине Аоста (Западные Альпы, Италия) и чрезвычайный раскол 9 августа 1996 г. *Физика и химия Земли (А)*, 24(2), 157–161.

Ф.С. Твид, А.Дж. Расселл, 1999. Контроль формирования и внезапного сброса ледниковых озёр: последствия для характеристик jökulhlaup. *Прогресс физической географии*, 23(1), 79–110.

В. Вилимек, М.Л. Запата, Дж. Климес, З. Патзельт, Н. Сантьян, 2005. Влияние отступления ледников на природные опасности в районе озера Палькакоча, Перу. *Оползни*, 2(2), 107-115.

Дж.С. Вальдер, Дж.Э. Коста, 1996. Прорывы ледниковых озёр: влияние режима стока озера на величину наводнения. *Процессы и формы земной поверхности*, 21, 701–723.

Дж.С. Вальдер, Дж.Э. О'Коннор, 1997. Методы прогнозирования пикового сброса наводнений, вызванных прорывом природных и искусственных насыпных дамб. *Исследования водных ресурсов*, 33(10), 2337–2348.

Т. Ватабнабе, Д. Ротакер, 1996. Прорыв ледникового озера Лугге Тчо в 1994 г., Бутан, Гималаи. Горные исследования и развитие, 16, 77–81.

ВСМЛ, 2008. Глобальные изменения ледников: Факты и цифры (М. Земп, И. Розр, А. Кааб, М. Хельцле, Ф. Пол, В. Хеберли, п/ред.), UNEP, Всемирная служба мониторинга ледников, Университет Цюриха, Швейцария. Свободная загрузка с сайтов ВСМЛ и UNEP.

Приложение 6

Региональный анализ высокогорных множественных опасностей и рисков на Памире (Таджикистан) с помощью ГИС GRASS

Статья для обсуждения

Ф.Э. Грубер, М. Мергили (2013): Региональный анализ высокогорных множественных опасностей и рисков на Памире (Таджикистан) с помощью ГИС GRASS. Обсуждения наук о природных рисках и системах Земли, 1, 1689–1747.

Оригинал статьи: <http://www.nat-hazards-earth-syst-sci-discuss.net/1/1689/2013/nhessd-1-1689-2013.html>

Резюме

Мы представляем рамки модели для регионального анализа высокогорных опасностей и рисков, реализованную с помощью открытого программного пакета GRASS GIS. Данная модель была применена к области исследования в 98 300 км² с центром на Памире (Таджикистан). Она включает (i) оползни, (ii) ледниковые лавины, (iii) перигляциальные обломочные потоки и (iv) прорывы озёр. Сначала каждому соответствующему объекту (крутому каменному склону, леднику или перигляциальному склону, озеру) была присвоена оценка опасности. Эта оценка зависит от уязвимости и ожидаемого масштаба события. Далее были рассчитаны возможные пробеги потоков, области воздействия и следовательно оценки уязвимости к воздействию, используя эмпирические взаимосвязи. И наконец, эти оценки накладываются на оценку незащищённости, выводимую из типа землепользования, чтобы получить карту оценки рисков, определённую на уровне сообществ. Результаты анализа представлены и обсуждены в разном пространственном масштабе. Основным выводом исследования, набор комплексных региональных карт опасностей и рисков, представляет объективную основу для определения приоритетов целевых сообществ для дальнейшего изучения и принятия мер к снижению рисков.

Ключевые слова

Центральная Азия, ГИС GRASS GIS, перемещения породы, множественные опасности, региональный масштаб, карта указания рисков

1 Вступление

Высокогорные области часто подвержены серьёзным экологическим изменениям, таким как таяние вечной мерзлоты и отступление ледников, вызванные повышением температуры воздуха (Бенистон, 2003; Хьюбер и др., 2005; МСБИК, 2007; ВСМЛ, 2008; Харрис и др., 2009). Вместе с землетрясениями или извержениями вулканов они нарушают динамическое равновесие хрупких высокогорных геоморфологических систем, что приводит к увеличению частоты быстрых перемещений пород (Эванс и Клейг, 1994; Хаггель и др., 2004a,b; Кааб и др., 2005; МСБИК, 2007; Квинси и др., 2007; Харрис и др., 2009; Дюселан и др., 2010; Хеберли и др., 2010a).

Хотя такие перемещения обычно происходят в отдалённых местах и остаются незамеченными, они также могут привести к наводнениям, которые распространяются далеко и влияют на сообщества в долинах. Такие процессы называются удалёнными геологическими опасностями. Они часто связаны с массивным увлечением сыпучих материалов или взаимодействием двух или более типов процесса (цепочка процессов). Есть несколько очевидных случаев, когда обрушение склонов, включающих камни и/или лёд, привело к лавинам и другим процессам с далеко идущими последствиями. Значительный пример – события в Хуаскаране в 1970 г. (Кордильера-Бланка, Перу), где погибли около 1000 жителей города Юнгай (Эванс и др., 2009a). 20 сентября 2002 г. каменно-ледниковая лавина на Кавказе, Россия, увлекла ледник. В результате возникла лавина льда, камней и обломков, которая прошла около 20 км, и затем ещё 15 км в виде грязевого потока, унеся жизни примерно 140 человек (события в Кармаднском ущелье; Хаггель и др., 2005). 11 апреля 2010 г. ледяная лавина с дальних склонов обрушилась в озеро Лагуна 513 в Кордильера-Бланка, вызвав разрушительное наводнение (Хеберли и др., 2010b).

Озёра часто вовлечены в процессы удалённых геологических опасностей (Коста, 1985; Эванс, 1986; Коста и Шустер, 1988; Вальдер и Коста, 1996; Вальдер и О'Коннор, 1997). Особенно нас интересуют озёра с оползневыми дамбами, поскольку большинство из них прорываются в течение первого года после формирования (Коста и Шустер, 1988), в то время как другие типы существуют веками. Ледниковые озёра, запруженные льдом (Твид и Расселл, 1999) или мореной (часто с ледяным ядром), часто привязаны к отступающим или пульсирующим ледникам и поэтому являются высоко динамичными. Такие озёра часто появляются в зонах вечной мерзлоты. Некоторые из них склонны к внезапным прорывам. Исследования этого явления охватывают большинство покрытых ледниками областей мира, таких как Гималаи (Ватанабе и Ротахер, 1996; Ричардсон и Рейнольдс, 2000; ICIMOD, 2011), Каракорум (Хьюитт, 1982; Хьюитт и Лью, 2010), Памир (Мергили и Шнайдер, 2011), Тянь-Шань (Нарама и др., 2010; Болч и др., 2011), Анды (Вилимек и др., 2005; Харрисон и др., 2006; Хеберли и др., 2010b), горы Северной Америки (Кларк, 1982), Норвегии (Брейен

и др., 2008) и Западные Альпы (Хеберли, 1983; Тинти и др., 1999; Хаггель и др., 2002, 2003). Прорывы могут развиваться по разному, например, в результате обрушения породы в озеро, повышения уровня озера с последующим переливанием, прогрессирующим размыванием, механическим прорывом или ретрогрессивной эрозией дамбы, гидростатического прорыва или деградации ледниковых дамб или ледяного ядра моренных дамб (Вальдер и Коста, ; Ричардсон и Рейнольдс, 2000). Пиковый сброс воды зачастую на несколько порядков выше, чем в случае «обычных» наводнений (Чендерелли и Воль, 2001). Поток может увлекать горную породу, что увеличивает масштаб явления и превращает наводнение в разрушительный обломочный поток.

Как правило, дальние перемещения пород, ледниковые лавины, обломочные потоки, прорывы озёр и соответствующие цепочки процессов происходят очень редко (с низкой частотой) или разово. Расположение, сроки, масштаб и зону воздействия удалённых геологических опасностей зачастую трудно или даже невозможно предсказать, хотя процессы их возникновения хорошо изучены и конкретные события удалось успешно просчитать после их возникновения с помощью специализированных компьютерных моделей (Эванс и др., 2009а, b). Это в особенности справедливо в отношении множественных опасностей, присутствующих в большой области, и/или там, где не хватает ресурсов для постоянного широкомасштабного мониторинга потенциально опасных ситуаций, т.е. в развивающихся странах. Здесь важно определить возможные источники и особенно зоны воздействия процессов удалённых геологических опасностей в большом (региональном) масштабе, чтобы определить приоритеты мер по смягчению рисков. Хаггель и др. (2003, 2004а, b) и Мергили и Шнайдер (2011) представили компьютерные модели, подходящие для регионального анализа высокогорных угроз, таких как прорывы озёр, перигляциальные обломочные потоки или ледяные лавины. Некоторые из этих моделей включают взаимодействие процессов. Однако, они не пытаются принять во внимание риски и не применимы к очень большим областям. Такие недостатки мешают более фокусированному и комплексному определению возможных целевых областей для смягчения риска.

В настоящей работе мы демонстрируем новую модель для регионального анализа высокогорных опасностей и рисков, включая (i) оползни, часто превращающиеся в каменные лавины или, в покрытых льдом областях, в каменно-ледниковые лавины, (ii) ледниковые лавины, (iii) перигляциальные обломочные потоки и (iv) прорывы озёр, которые часто эволюционируют в обломочные или грязевые потоки. Примеры результатов таких процессов или ситуаций, ведущих к их возникновению, показаны на Рис. 2. Также рассматриваются цепочки процессов, включающих один или несколько типов вышеперечисленных процессов. Зона исследования на Памире (Таджикистан, Центральная Азия) представлена в Разделе 2. Данные, использованные при

исследовании, представлены в [Разделе 3](#), а структура модели подробно описана в [Разделе 4](#). [Раздел 5](#) даёт обзор результатов модели, обсуждаемых в [Разделе 6](#). [Раздел 7](#) подводит итоги исследования.

2 Область исследования

Рассматривается область в 98 300 км² в Центральной Азии, лежащая на высотах от 1670 м над уровнем моря возле Калаи-Хумба до 7495 м (пик Исмаила Сомони) и в основном соответствующая верховьям реки Амударья ([Рис. 1](#)). Северную и южную границу формируют Алайский и Гиндукушский хребты в Кыргызстане и Афганистане. Между ними большую часть области исследования занимает Памир в Горно-Бадахшанской автономной области Таджикистана.

Западный Памир характеризуется оледенелыми горными хребтами, превышающими 6000 м над уровнем моря и глубоко врезанными долинами. Восточный Памир представлен засушливым высокогорьем на высоте более 3500 м с ледниками только на самых высоких пиках. Более влажный Северный Памир, с хребтом Академии Наук и Транс-Алайским хребтом имеет высоту более 7000 м с обширным оледенением. Ледник Федченко имеет длину более 75 км и площадь поверхности более 700 км².

Интенсивный тектонический подъём в сочетании с ледниковой и флювиальной эрозией ([Махмуд и др., 2008](#)) привёл к особенно ярко выраженному рельефу. Следовательно геоморфологическая активность очень высока, включая большое разнообразие гравитационного перемещения горных пород. Такие перемещения часто вызваны землетрясениями, поскольку сейсмическая активность, а следовательно сейсмическая опасность, также высока ([Джардини и др., 1999](#)). Несколько крупных исторических событий, таких как Сарезский оползень 1911 г. ([Шустер и Альфорд, 2004](#); [Ризли и др., 2006](#); см. [Рис. 2а](#)) или Хаитская каменная лавина ([Эванс и др., 2009b](#)) хорошо задокументированы. Отложения Сарезского оползня площадью 2 км² сформировали Усойскую дамбу, высотой 600 м, самую высокую дамбу в мире. Она запрудила озеро Сарез длиной 60 км, безопасность которого до сих пор является предметом споров (например, [Ризли и др., 2006](#)).

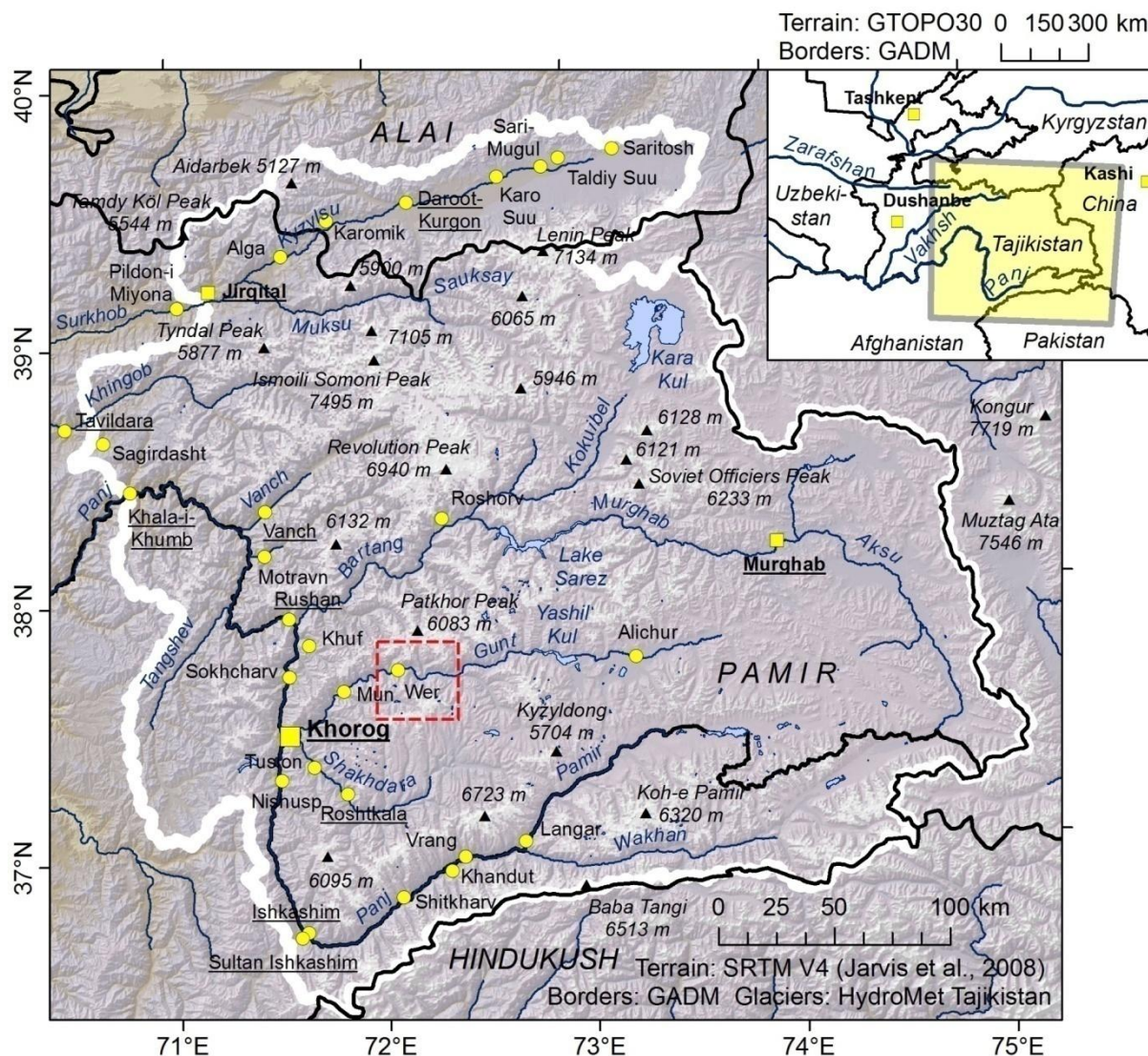


Рис. 1. Область исследования. Красный пунктирный прямоугольник означает область, показанную на Рис. 14.

Климат в области исследования от полусухого до засушливого, континентальный, с жарким летом и холодной зимой. Большинство метеостанций в области исследования зафиксировали положительные изменения среднегодовой температуры воздуха (МААТ) с 1940 по 2000 г. (Махмадалиев и др., 2008). Информация неполная из-за отсутствия текущих метеорологических данных по большим высотам. Согласно 4 отчёта МСБИК (МСБИК, 2007), среднее прогнозируемое повышение МААТ с 1980–1999 по 2080–2099 в Таджикистане составляет 3,7 °С.

Следовательно, многие ледники отступают (например, Хромова и др., 2006; Хариташья и др., 2009; Мергили и др., 2012а), что ведёт к формированию озёр в области перед ледниками или в проседающих частях ледников. Мергили и др. (2013) выявили в общей сложности 652 ледниковых озера в зоне исследования. Прорыв 2002 г. привёл к десяткам жертв, и ещё несколько озёр склонны к

внезапному сбросу (Мергили и Шнайдер, 2011; см. Рис. 2d). Далее, отступление ледников с крутых каменных утёсов (см. Рис. 2b) может привести к увеличению числа ледниковых лавин. Сдвиг границ вечной мерзлоты в более высокие области приводит к возможной дестабилизации камней и обломков. Перигляциальные обломочные потоки, отмечающиеся в зоне исследования, обычно связаны с оконечностями каменных глетчеров (см. Рис. 2c).

Долины довольно густо населены, хотя единственным городским населённым пунктом является Хорог (см. Рис. 1). Местные сообщества сильно зависят от природных ресурсов и поэтому подвержены последствиям изменений температурного режима, как в положительном, так и в отрицательном плане (Кассам, 2009).

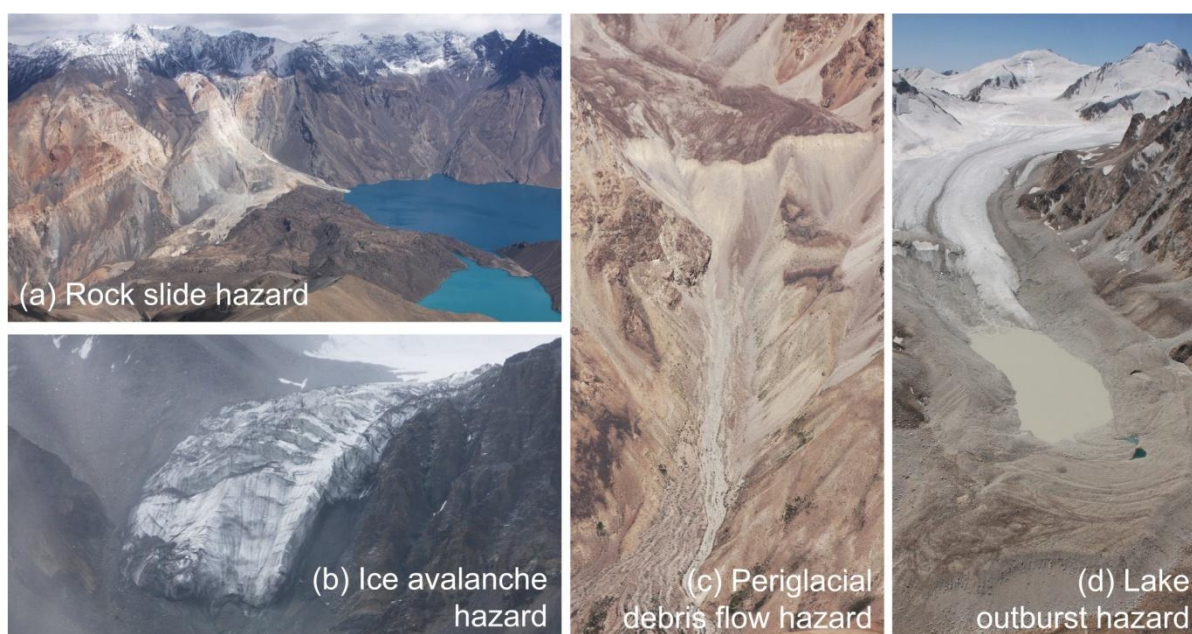


Рис. 2. Процессы, охватываемые моделью оценки высокогорных опасностей и рисков. (a) Каменный оползень площадью 2 км², вызванный землетрясением 2011 г. и запрудивший озеро Сарез, (b) висячий ледник в долине р. Сауксай, склонный к возникновению ледяных лавин, (c) перигляциальный обломочный поток, возникший в оконечностях каменного глетчера в верховьях долины р.

Гунт, (d) Озеро Варшедз в южном притоке долины р. Гунт, одно из многих ледниковых озёр, возможно, склонных к внезапному прорыву. Все фото сняты М. Мергили.

3 Данные

Данные высокогорного анализа множественных рисков сведены в [Таблице 1](#). В качестве входной цифровой модели высот (ЦМР) использовалась ASTER GDEM V2, продукт METI и NASA. Она даёт размер ячейки примерно 30 x 30 м. Мы использовали версию с пересчётом на ячейку 60 x 60 м. Вторичные наборы данных с заполненными впадинами, склонами и направлениями потоков

сгенерированы из ЦМР, которая впоследствии используется для генерации массива данных с координатами и МААТ, где данные о температуре воздуха получены от Таджикского Агентства Гидрометеорологии и используется вертикальный градиент температуры $0,0062^{\circ}\text{C м}^{-1}$ (Мюллебнер, 2010; Рис. 3а).

Идентификация областей таяния вечной мерзлоты основана на карте индикаторов вечной мерзлоты по Таджикистану, подготовленной Мергили и др. (2012а): набор ключевых правил нижней границы периодической и прерывистой вечной мерзлоты в Швейцарии (Хеберли, 1975), адаптированный под условия Таджикистана. Набор правил далее был совмещён с ЦМР, чтобы получить массив данных с координатами, указывающий на вероятность появления вечной мерзлоты в каждой ячейке раstra. Применение вертикального градиента температур по Мюллебнеру (2010) позволило изучить влияние увеличения атмосферной температуры на распределение вечной мерзлоты. Области, в которых модель предсказала присутствие периодической или прерывистой вечной мерзлоты в текущем состоянии, но её отсутствие в случае повышения температуры на $+2^{\circ}\text{C}$ или $+4^{\circ}\text{C}$, представляют два отдельных класса. Такие области особенно интересны с точки зрения оценки уязвимости вечной мерзлоты S_p (Рис. 3б; см. Раздел 4).

Таблица 1. Входные данные, gm = растровая карта, tc = столбик таблицы.

Параметр	Тип данных	Источник
Высота	gm, м над уровнем моря	ASTER GDEM V2, продукт METI и NASA
Ледники	отн.м, логическое значение	Полуавтоматическая классификация изображений Landsat 7
Идентификатор озера	отн.м, номинальный	Ручное картирование исходя из изображений ASTER и Landsat (Мергили и др., 2013)
Для каждого озера:		
Тип озера	tc, номинальное значение	Качественная интерпретация изображений ASTER, Landsat и Google Earth [®] (Мергили и др., 2013)
Сток озера		
Обрушение льда	tc, логическое значение	
	tc, логическое	

	значение	
Площадь поверхности озера A_i	tc, м ²	Рассчитано из известных озёр
Эволюция озёр	tc, логическое значение	Нанесено на карту, с 75% уверенностью тенденция роста как минимум в один из периодов 1968–2002 и 2002–2009 (Мергили и др., 2013)
Среднегодовая температура воздуха, МААТ	tm, °C	Карта температур по Мюллебнеру (2010) основанная на регрессии данных, записанных Таджикским гидрометеорологическим агентством, с высотами
Склонность к вечной мерзлоте S_p	tm, номинальная	Карта индикаторов вечной мерзлоты, Мергили и др. (2012a) для Таджикистана, основанная на адаптации ключевых правил Хеберли (1975)
Сейсмическая уязвимость S_s	tm, g	Глобальная карта сейсмической опасности GSHAP (Джиардини и др., 1999): максимальное ускорение грунта PGA с 10% шансом превышения за 50 лет
Незащищённость E	tm, номинальная	Ручное картирование землепользования исходя из снимков ASTER, Landsat и Google Earth [®]
Идентификатор сообщества	tm, номинальная	

Сейсмическая опасность области S_s определяется, исходя из максимального ускорения грунта с 10% вероятностью превышения за 50 лет (PGA), выраженного в отношении гравитации g . Используется глобальная карта сейсмической опасности ([Джиардини и др., 1999](#)), результат работы Программы оценки глобальной сейсмической опасности (GSHAP) (см. [Рис. 3с](#)).

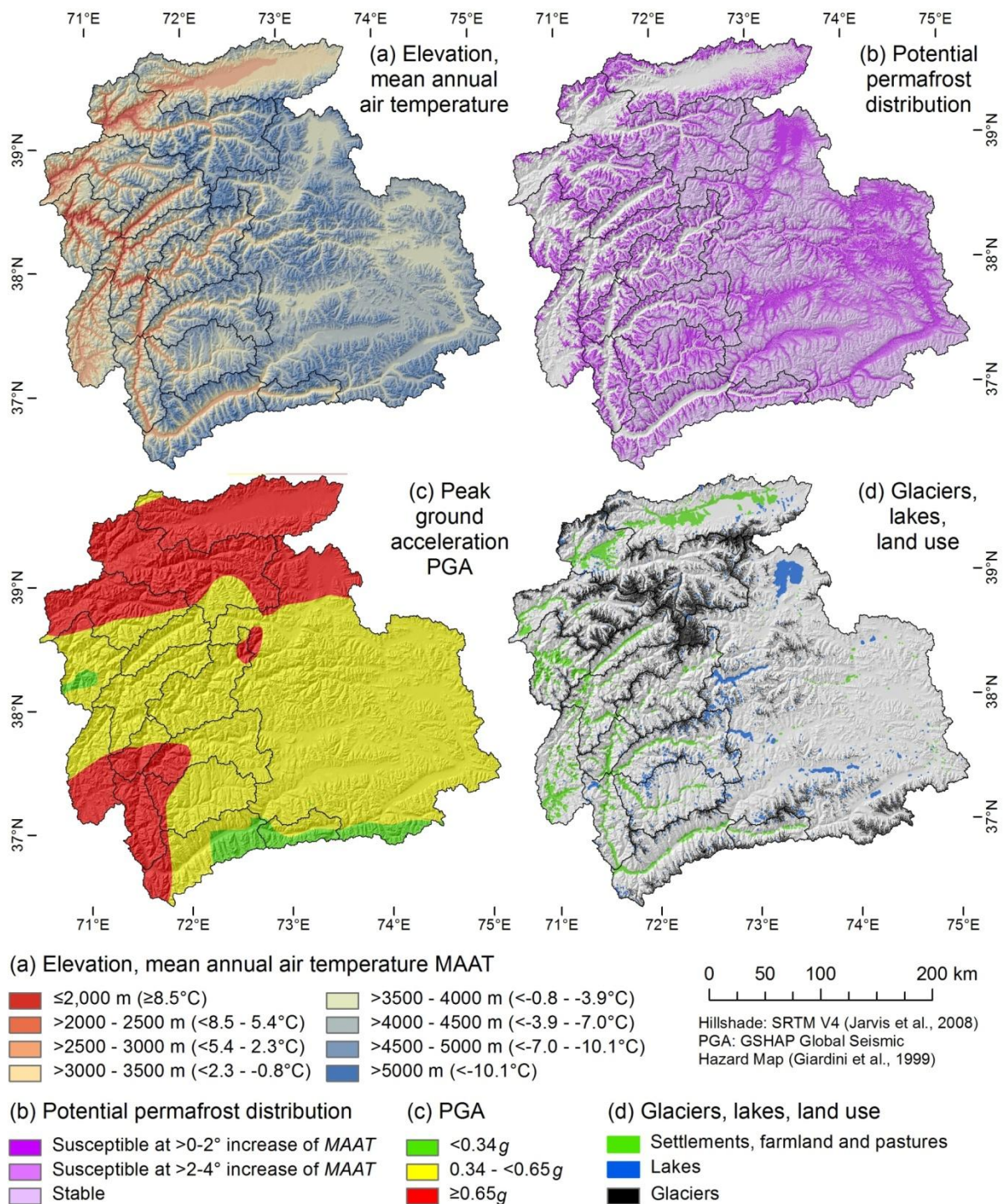


Рис. 3. Вводные данные: (а) Высота и среднегодовая температура воздуха, (б) потенциальное распространение вечной мерзлоты, (с) пиковое ускорение грунта, (д) нанесённые на карту ледники, озёра и землепользование.

Растровая карта ледников в области исследования сгенерирована путём полуавтоматической классификации спутниковых снимков Landsat 7 от 2001 г. Различают три класса ледников: ледники, покрытые мореной, ледники с открытым льдом и отсутствие ледников (см. Рис. 3с). Озёра в области исследования включены в подробный кадастр озёр, представленный Мергили и

др. (2013), в котором содержится подробная информация о 1640 озёрах (см. Таблицу 1; см. Рис. 3с). Помимо табличной информации используется растровая карта с уникальными идентификаторами каждого озера.

Незащищённость сообществ в области исследования перед высокогорными угрозами (см. Рис. 3d) генерируется из растровой карты, отображающей землепользование в каждой ячейке, выведенное из количественной интерпретации снимков ASTER, Landsat и Google Earth®. Таблица 2 показывает ключ, использованный для расчёта оценки незащищённости E , исходя из карты землепользования. Значения в диапазоне от 0 до 4. Линейные структуры, такие как дороги или линии электропередачи, не рассматриваются. Каждая ячейка растра с $E > 0$ связана с одним из 628 сообществ, определённых в области исследования. Сообщества в целом соответствуют кишлакам, отмеченным на советских топографических картах в масштабе 1:50,000 и 1:100,000. Однако, в тех случаях, когда ячейки с $E > 0$ было невозможно чётко отнести к конкретному кишлаку, два или более кишлака группировались в одно сообщество.

Таблица 2. Оценка уровня риска R : комбинация IH и E по схеме оценки незащищённости E как функции от землепользования.

$E \setminus IH \rightarrow$	Землепользование	6	5	4	3	2	1	0
4 (Высокая)	Застроенные области, часто смешанные с сельскохозяйственными угодьями или пастбищами	6	5	4	3	2	1	0
3	Сельскохозяйственные угодья или пастбища с небольшой застройкой	5	4	3	2	1	1	0
2	Сельскохозяйственные угодья, пастбища или лес, застройка отсутствует или минимальна	4	3	2	1	1	1	0
1	Обширно используемая или временно не используемая земля	3	2	1	1	1	1	0
0 (низкая)	Отсутствует определённое землепользование	0	0	0	0	0	0	0

4 Модель

4.1 Концепция анализа множественных опасностей и рисков

Компьютерная модель оценки высокогорных опасностей и рисков реализована с помощью открытого программного пакета GRASS GIS (Нетелер и Митасова, 2007; Команда разработки GRASS, 2013). Данное ПО имеет гибкую модульную структуру. Простые скрипты могут использоваться для облегчения рабочего процесса в сочетании с существующими модулями. Далее, индивидуальные

разработчики могут добавлять новые модули, расширяя стандартные функции ГИС большим набором более специализированных приложений. Такие приложения можно использовать как индивидуально, так и выкладывать для общего пользования. Примеры моделей горных опасностей, реализованных на GRASS GIS, включают `r.debrisflow` (Мергили и др., 2012b), `r.avalanche` (Мергили и др., 2012c) и `r.rotstab` (Мергили и др., submitted). Представленная здесь модель построена на сочетании новых или улучшенных модулей и скриптов. Логика работы модели проиллюстрирована на Рис. 4, модули, работающие с конкретными типами процессов, подробно описаны в Разделах 4.2 – 4.5. Модель исполнялась при размере ячейки раstra 60 x 60 м.

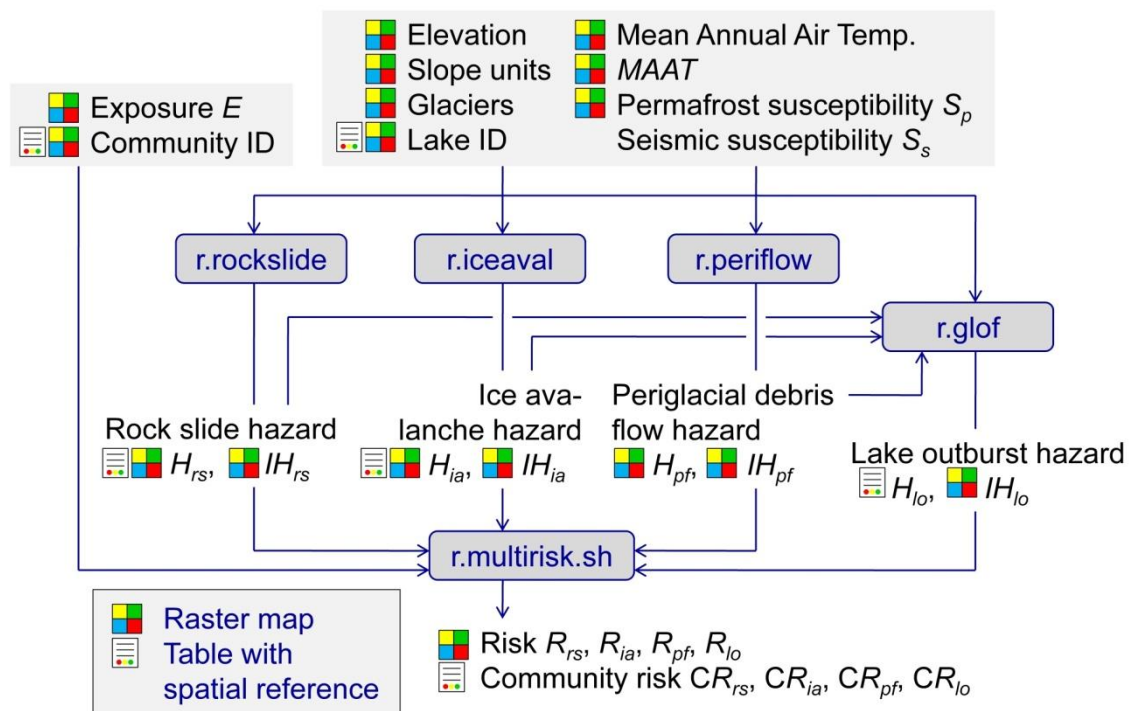


Рис. 4. Логическая структура модели оценки множественных высокогорных опасностей и рисков.

Процедура анализа высокогорных опасностей, применённая в региональном масштабе, направлена на идентификацию (i) областей источника и (ii) областей воздействия опасных процессов. Анализ риска сочетает опасность в зоне воздействия, или опасность воздействия IH , с незащищённостью E , чтобы получить оценку риска R в диапазоне от 0 до 6. Таблица 2 показывает матрицу комбинаций IH и E .

Рассматривались следующие типы процессов: (i) оползни, (ii) ледниковые лавины, (iii) перигляциальные обломочные потоки и (iv) прорывы озёр. Все они потенциально могут продвигаться на большие расстояния и потому представляют существенную угрозу населённым пунктам в долинах. Хотя каждый процесс рассматривался по отдельности, их взаимодействия включены

в модель, например, прорыв озера, вызванный перемещением пород выше по склону (см. Рис. 4).

Таблица 3. Оценка уровня опасности H : сочетание S и M , с пределами (a) объёма оползня V_{rs} (106 м^3), (b) площади висячего ледника A_a (103 м^2) и (c) площади озера A (103 м^2).

$M \downarrow S \rightarrow$	(a)	(b)	(c)	6	5	4	3	2	1	0
6 (Высокая)	$\geq 24,3$	$> 200,0$	$> 200,0$	6	6	5	5	4	3	0
5	$8,1 - < 24,3$	$100,0 - < 200,0$	$100,0 - < 200,0$	6	5	5	4	3	2	0
4	$2,7 - < 8,1$	$50,0 - < 100,0$	$50,0 - < 100,0$	5	5	4	4	3	2	0
3	$0,9 - < 2,7$	$25,0 - < 50,0$	$25,0 - < 50,0$	5	4	4	3	3	2	0
2	$0,3 - < 0,9$	$12,5 - < 25,0$	$12,5 - < 25,0$	4	3	3	3	2	2	0
1	$0,1 - < 0,3$	$5,0 - < 12,5$	$5,0 - < 12,5$	3	2	2	2	2	1	0
0 (низкая)	$< 0,1$	$< 5,0$	$< 5,0$	0	0	0	0	0	0	0

Таблица 4. Оценка опасности воздействия IH : комбинация H и I , r_{ω} , рассчитывается согласно Уравнения 1.

$I \downarrow H \rightarrow$	r_{ω}	6	5	4	3	2	1	0
6 (Высокая)	$\geq 2,000$	6	6	5	5	4	3	0
5	$1,500 - < 2,000$	6	5	5	4	3	2	0
4	$1,000 - < 1,500$	5	5	4	4	3	2	0
3	$0,667 - < 1,000$	5	4	4	3	3	2	0
2	$0,333 - < 0,667$	4	3	3	3	2	2	0
1	$0,000 - < 0,333$	3	2	2	2	2	1	0
0 (низкая)	$< 0,000$	0	0	0	0	0	0	0

Схема оценки, использованная для анализа опасностей, следует единым базовым принципам для всех типов процессов. Она основана на оценках склонности, опасности и риска, понимаемых как порядковые номера, и не допускает использования арифметических операций. Поэтому приходится использовать двухмерные матрицы, в которых все оценки принимают значение в диапазоне 0–6 (Таблица 3 и Таблица 4).

Оценка опасности для начала процесса H рассчитывается сочетанием оценки склонности S с оценкой ожидаемого масштаба M . Склонность понимается как тенденция озера, части ледника или склона вызвать определённое событие, и выступает заменителем частоты. Ожидаемый масштаб процесса основывается на возможном начальном объёме (например, оползня) или области (ледниковые лавины, прорывы озёр; см. Таблицу 3).

Склонность к воздействию представляет тенденцию ячейки раstra ГИС попасть под воздействие рассматриваемого процесса. Она вычисляется направлением движения масс с начальной области вниз посредством ЦМР. В региональном масштабе эмпирические соотношения годятся для определения связи между пройденным расстоянием L или уклоном ω потока и вовлечённым объёмом V или пиковым сбросом Q_p , или хотя бы для определения глобального значения ω . Для каждого типа процесса в взаимосвязи подставляются подходящие значения, более низкую огибающую ($\omega_{r,E}$, максимальное расстояние пробега) и среднее значение $\omega_{r,A}$, обычно наблюдаемое для рассматриваемого процесса (см. Раздел 4.2 – Раздел 4.5). Для определения направления движения потока применялась процедура случайного прохода с учётом угла уклона и сохранения направления движения потока. Такой подход, с учётом достаточно большого количества случайных проходов, обеспечивает достаточное поперечное

уширение. Далее, линейное расстояние от стартовой точки должно увеличиваться с каждым шагом процедуры маршрутизации. Для каждой пройденной ячейки обновлялся средний угол уклона от стартовой точки ω . Каждый случайный проход прекращался, как только $\omega \leq \omega_{r,E}$. Оценка склонности к воздействию I для каждой ячейки основывалась на максимальном коэффициенте

$$r_{\omega} = 1 - \frac{\tan \omega_{r,A} - \tan \omega}{\tan \omega_{r,A} - \tan \omega_{r,E}} \quad \text{Уравнения 1}$$

по всем случайным проходам. $r_{\omega} = 1$ при среднем угле наклона и $r_{\omega} = 0$ при нижнем значении огибающей (см. [Таблицу 4](#)). I определяется отдельно для каждого гипотетического события. Карта оценки опасности воздействия IH , с частотой дискретизации, равной размеру ячейки раstra ГИС, выведена сочетанием H и I .

На последнем шаге анализа, оценки IH_i для всех гипотетических событий i комбинируются, чтобы получить растровую карту глобальной оценки опасности IH . Для каждой ячейки раstra используется максимальная оценка:

$$IH = \max(IH_1, IH_2, \dots, IH_n), \quad \text{Уравнение 2}$$

где индексы 1, 2, ..., n представляют гипотетическое событие, с которым связан IH_i ; n – общее число возможных областей начала для рассматриваемого типа процесса.

Хотя общая вышеописанная концепция применима ко всем типам опасностей, конкретные процедуры по каждому типу подробно описаны в [Разделе 4.2](#) – [Разделе 4.5](#). Далее нижний индекс rs означает камнепады, ia – ледниковые лавины, pf – перигляциальные обломочные потоки и lo – прорывы озёр. Карты IH и R определяются отдельно для каждого процесса.

С учётом неопределённостей, связанных с анализом опасностей и рисков в региональном масштабе, дискретизация результатов с размером ячейки раstra 60 x 60 м может указывать на уровень подробностей, не поддерживаемый используемой методологией. Поскольку целью исследования является определение приоритетов сообществ с точки зрения мер по смягчению риска, далее выводятся оценки риска по сообществам по каждому типу процесса (CR_{rs} , CR_{ia} , CR_{pf} , CR_{lo}). Применяются максимальные значения риска по всем ячейкам раstra, представляющим рассматриваемое сообщество. Однако, если наивысшая оценка риска R , присвоенная сообществу, относится к области меньше 10 000 м², CR понижается на 1. В этом случае более низкая оценка R , если она применима к большей области, может определять уровень CR по сообществу.

4.2 Опасность камнепада

Растровый модуль GRASS, использованный для анализа камнепадов, называется `g.rockslide` и в какой-то степени основан на подходе Хергартена (2012). Его логическая структура показана на Рис. 5.

Все ячейки растра в области исследования были протестированы отдельно для четырёх различных предположений о наклоне плоскости сдвига $\beta_{s,i}$ (Таблица 5). Если местный уклон $\beta > \beta_{s,i}$ для тестируемой ячейки, ячейка считается потенциальным источником камнепада. Чтобы симулировать прогрессирующий обвал, вводится инвертированный конус с вертикальной осью и наклоном $\beta_{s,i}$. Вершина конуса совпадает с ячейкой-источником (см. Рис. 5). Весь материал выше поверхности конуса (высота поверхности > высоты конуса) считается потенциальным материалом для камнепада, имитирующим камнепад, включающий весь ландшафт, превышающий крутизну базовой ячейки. Для каждой ячейки-источника записывается объём V_{rs} , выносимый камнепадом.

Оценка склонности S_{rs} для каждой ячейки, где высота > высоты конуса определяется согласно Таблицы 5, включая наклон плоскости скольжения $\beta_{s,i}$ и склонность к вечной мерзлоте S_p как обуславливающие факторы и склонность к сейсмической активности S_s как возможный провоцирующий фактор. S_{rs} может принимать значения в диапазоне 0–6. Оценка опасности камнепада H_{rs} высчитывается согласно Таблицы 3, где возможный масштаб события представлен объёмом камнепада V_{rs} . Каждая ячейка может быть подвержена камнепаду из более чем одной ячейки-источника. Окончательная оценка опасности по каждой ячейке растра определяется как максимальное значение $H_{rs,i}$ из всех возможных камнепадов i :

$$H_{rs} = \max(H_{rs,1}, H_{rs,2}, \dots, H_{rs,n}), \quad \text{Уравнение 3}$$

где индексы 1, 2, ... n означают идентификатор рассматриваемого возможного камнепада, n – число возможных камнепадов.

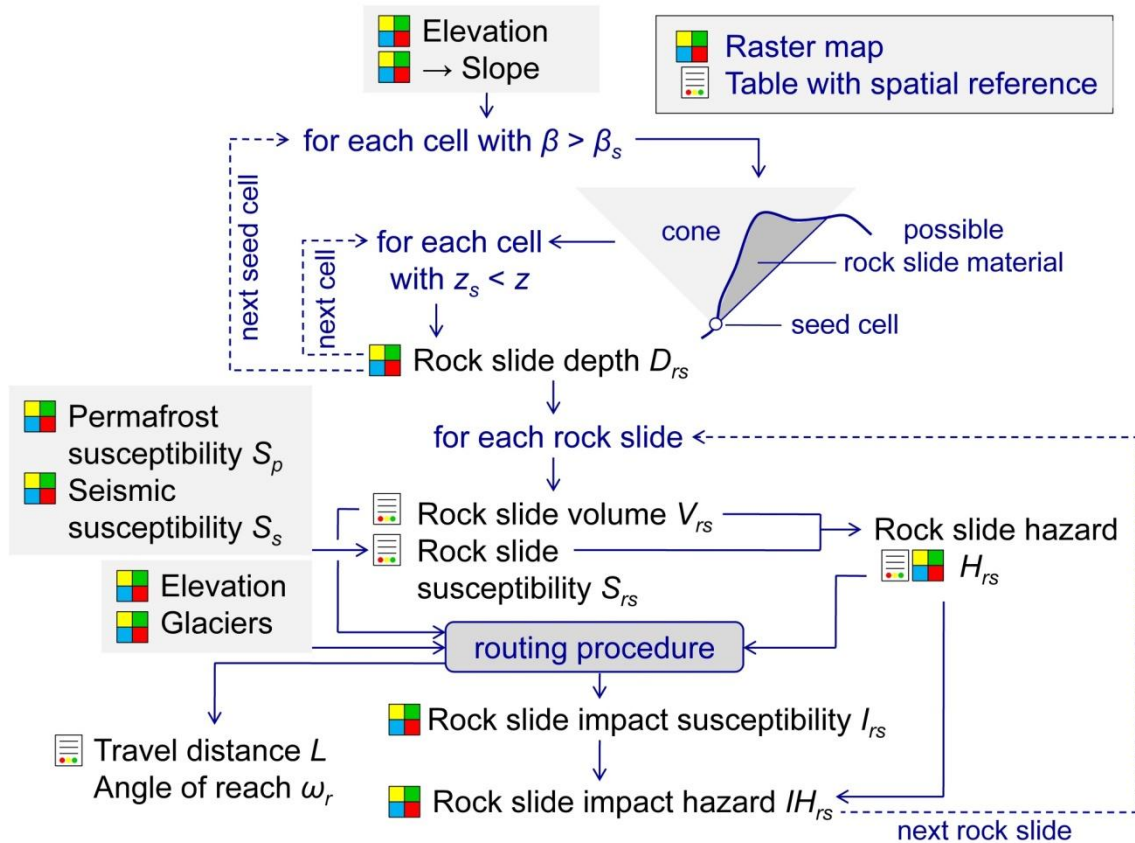


Рис. 5. Логическая структура модели камнепада (r.rockslide).

Ожидаемое расстояние пробега оценивается отдельно для каждого возможного оползня (см. Рис. 5), используя отношение вида

$$\log_{10} \tan \omega_r = a \log_{10} V_r + b, \quad \text{Уравнение 4}$$

где ω_r угол уклона и V_{rs} – объём камнепада. Кривая должна быть отрезана, если $\tan \omega = \tan \varphi$, где φ – угол состояния покоя. Уравнение 4 действительно только если оползень начинается из состояния покоя. a и b зависят от типа процесса, b также может варьироваться, чтобы учесть неопределённости в использованной взаимосвязи. Применяются два взаимоотношения:

4. Для камнепадов в областях без ледяного покрова используется кривая прогнозирования, предложенная Шайдеггером (1973). Она выведена из 33 предыдущих исторических и доисторических событий. Коэффициент соотношения – 0,82, стандартное отклонение – 0,14298. $a = -0,15666$, $b = 0,62419$ для среднего значения и 0,36418 для огибающей.
5. Доказано, что камнепады в областях оледенения часто превращаются в каменно-ледниковые лавины с более высокой дальностью пробега (Эванс и Клейг, 1988; Боттино и др., 2002). Если камнепад начинается в зоне оледенения, или как только он проходит через ледник, применяется отношение, предложенное Нэтцли и др. (2006): $a = -0,103$, $b = 0,165$ для среднего значения и -0,040 для огибающей.

Таблица 5. Оценка склонности к камнепадам S_{rs} . Первоначальные значения S_{rs} определяются исходя из угла наклона плоскости скольжения $\beta_{s,i}$, затем эти значения увеличиваются согласно вероятности вечной мерзлоты и сейсмической активности, g – ускорение свободного падения (m/c^2).

Критерий	Примечания	S_{rs}
Уклон плоскости скольжения $\beta_{s,i}$	$\tan(\beta_{s,i}) \geq 1,000 - < 1,333$	1
	$\tan(\beta_{s,i}) \geq 1,333 - < 1,667$	2
	$\tan(\beta_{s,i}) \geq 1,667 - < 2,000$	3
	$\tan(\beta_{s,i}) \geq 2,000$	4
Склонность к вечной мерзлоте	Нет вечной мерзлоты или стабильная вечная мерзлота	± 0
	Склонна к таянию при $\Delta MAAT > 0 - 4^\circ$	+1
Сейсмическая склонность	$PGA < 0,34 g$	± 0
	$PGA \geq 0,34 - < 0,65 g$	+1
	$PGA \geq 0,65 g$	+2

Более крутая линия регрессии для неоледенелых областей привела к прогнозу более длинного пробега моделью Шайдеггера (1973) для очень больших объемов ($V_r > 361 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ регрессия, $V_r > 34 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ огибающая). Это явление не имеет под собой физического обоснования, но скорее всего связано с недостатком очень больших событий в массиве данных, использованных Нэтцли и др. (2006). В модели r.rockslide отношения, дающие большее расстояние пробега, используются для камнепадов в оледенелых областях. Далее, высота подъема R на противоположном склоне ограничена огибающей регрессии, вычисленной из массива данных, представленного Хьюиттом и др. (2008):

$$\log_{10} R \leq 0.375 \cdot \log_{10} V_r - 0.62077. \text{ Уравнение 5}$$

Для каждого камнепада или каменно-ледниковой лавины были проведены 100 случайных прогонов, каждый из которых начинался с высшей точки гипотетической плоскости скольжения. Оценка склонности к воздействию I_{rs} и оценка опасности воздействия $I_{H_{rs}}$ вычисляются согласно Уравнения 1, Уравнения 2 и Таблицы 4. Уравнение 1 здесь применяется с логарифмом $\tan \omega$, $\tan \omega_{r,E}$ и $\tan \omega_{r,A}$.

4.3 Опасность ледниковой лавины

Логическая структура модели ледниковой лавины r.iceaval показана на Рис. 6. Уклон, выше которого ледники или их части склонны вызывать ледниковые

лавин, зависит от свойств льда, которые в свою очередь сильно зависят от температуры льда. Поскольку данные о температуре льда обычно не доступны, вместо них используется среднегодовая температура воздуха. Хаггель и др. (2004а) заявляют, что умеренные ледники склонны вызывать лавины при склонах свыше 25° , холодные ледники – при склонах свыше 45° . За основу был взят набор из 11 случаев (Алеан, 1985; Хаггель и др., 2004а) при разработке схемы склонности к ледниковым лавинам S_{ia} (Рис. 7). Для этой цели используется квадратичная регрессия, с

$$\tan \beta = 3.2 \cdot 10^{-3} MAAT^2 - 2.03 \cdot 10^{-2} MAAT + \eta, \quad \text{Уравнение 6}$$

где β – уклон, а $MAAT$ – среднегодовая температура воздуха ($^\circ\text{C}$). Интерцепт $\eta = 0,5555$ для регрессии и $0,357672$ для огибающей. Пределы, применяемые для классов склонности к ледниковым лавинам $S_{ia} = 0-4$ определяются исходя из Уравнения 1, где η задано таким образом, чтобы разделить набор данных на квартили (см. Рис. 7). S_{ia} увеличивается с учётом склонности к сейсмической активности (см. Таблицу 1), чтобы итоговая оценка находилась в диапазоне 0–6.

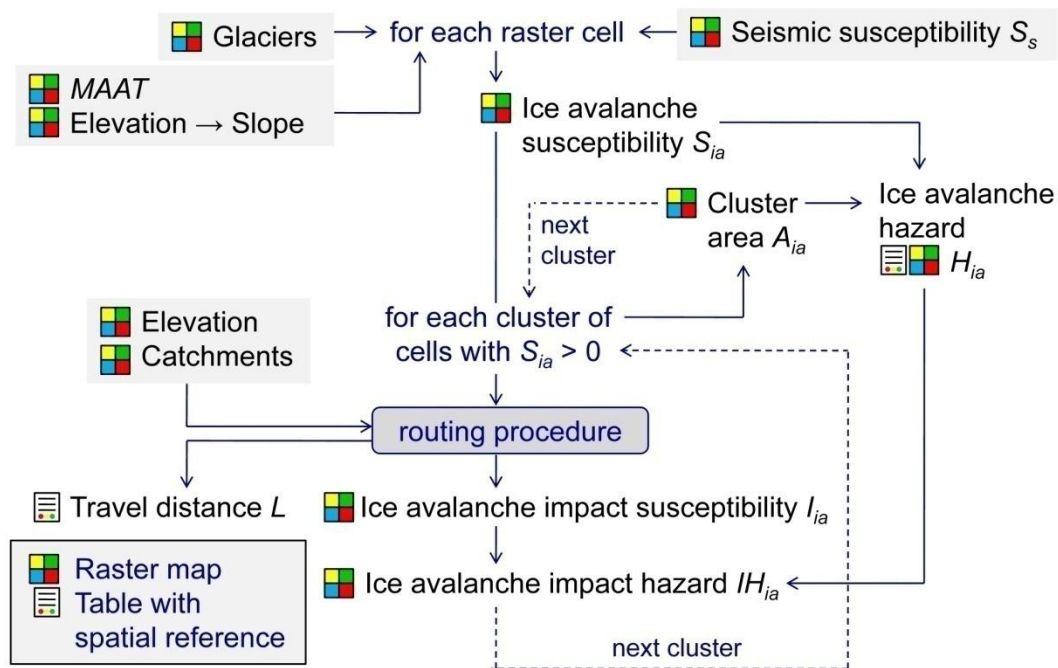


Рис. 6. Логическая структура модели ледниковой лавины (r.iceaval).

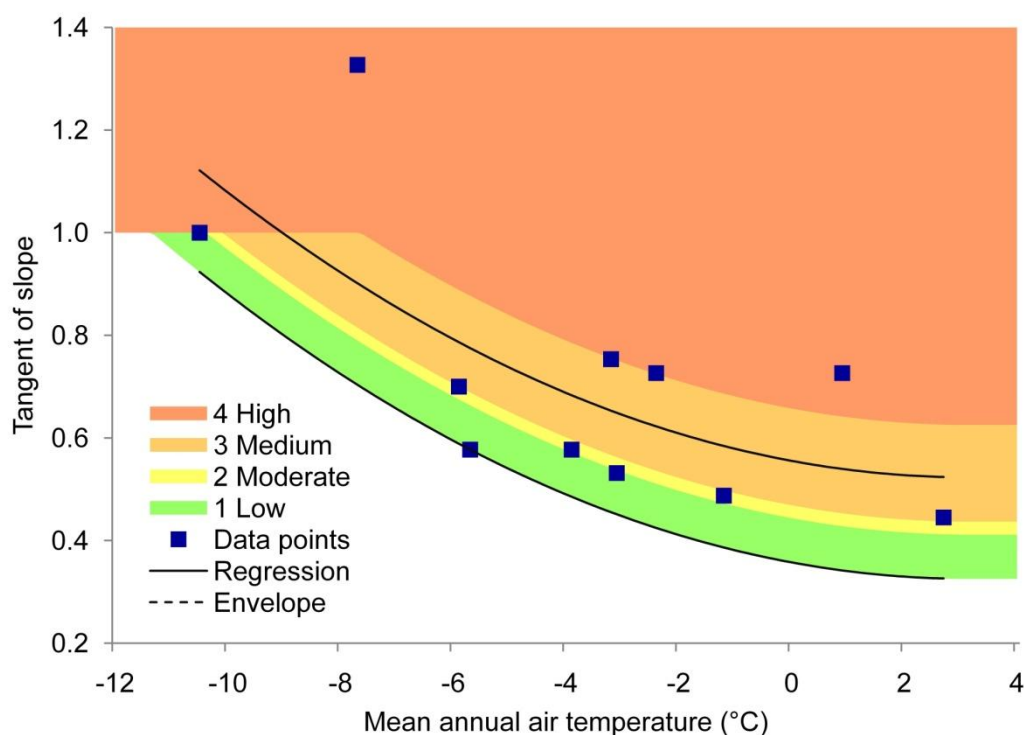


Рис. 7. Схема оценки в отношении склонности к ледниковым лавинам, согласно данным, представленным АLEANOM (1985) и Хаггелем и др. (2004а).

Далее определяются кластеры ячеек с $S_{ia} > 0$. S_{ia} увеличивается на 1 для всех кластеров возле оконечностей ледников (без примыкания). Оценка опасности ледниковой лавины H_{ia} выводится исходя из Таблицы 3, сочетанием S_{ia} и площади каждого кластера.

Для каждого кластера проводятся 100 случайных проходов для определения движения возможной лавины вниз, начиная с самой высокой точки кластера. Согласно Хаггеля и др. (2004а), маршрут движения ледниковых лавин ограничивается средним уклоном 17° , кроме самых крупных событий ($> 5 \cdot 10^6 \text{ м}^3$). Однако такие события, как правило, являются каменно-ледниковыми лавинами или комплексными цепочками процессов (например, события 1962 и 1970 г. в Хуаскаране, 2002 г. в Колке/Кармадоне), которые охватываются отдельно, или связаны с вулканическими процессами (события 1980 г. в Илиамне, Аляска). Поэтому, а также поскольку объем ледниковой лавины невозможно вывести, используя применяемые методы, мы ограничиваем зону воздействия средним уклоном в 17° ($\tan \omega_{r,E} = 0,31$). В наборе данных, используемом Хаггелем и др. (2004а), минимальное значение среднего склона равно $\tan \omega = 0,44$, $\tan \omega_{r,E}$ составляет в среднем 0,375 и I_{ia} рассчитывается согласно Уравнения 1. Уравнение 2 и Таблица 4 применяются для вычисления опасности воздействия ледниковой лавины IH_{ia} .

4.4 Опасность перигляциального обломочного потока

После таяния вечной мерзлоты на крутых склонах остаётся некоторое количество рыхлой породы, склонной к перемещению в виде обломочного потока. Такие процессы могут возникать в активном слое, но особенно там, где наблюдается отступление вечной мерзлоты. Здесь мы рассматриваем только области, где предполагается отступление вечной мерзлоты (см. [Таблицу 1](#); [Мергили и др., 2012а](#)). [Рис. 8](#) показывает логическую структуру модели перигляциального обломочного потока $r.periflow$. [Хаггель и др. \(2004b\)](#) отмечали, что в отличие от обычных обломочных потоков, такие параметры, как кривизна склона или близость к ручьям, мало влияют на начало подобных процессов. Далее, они часто происходят на склонах крутизной $27\text{--}38^\circ$. [Таблица 6](#) показывает применяемую нами схему для вычисления склонности каждой ячейки раstra к образованию перигляциальных обломочных потоков S_{pf} в диапазоне 0–6. Мы следуем результатам, полученным [Хаггелем и др. \(2004b\)](#) в отношении крутизны склонов. К сожалению, авторам неизвестны способы надёжно отличить коренную породу от обломков в соответствующем масштабе. Помимо крутизны склонов и состояния вечной мерзлоты, также рассматривается склонность к сейсмической активности при вычислении S_{pf} (см. [Таблицу 1](#) и [Таблицу 6](#)).

В отличие от других процессов, рассматриваемых в данном исследовании, нет способов примерно оценить стартовый объём и следовательно, величину процесса. Кластеры склонных ячеек часто достаточно большие, в то время как обломочные процессы, как правило, начинаются локально. Поэтому мы используем приближение $H_{pf} = S_{pf}$ (см. [Рис. 8](#)).

Следовательно, процедура маршрутизации (i) должна быть выполнена отдельно по каждой ячейке раstra с $S_{pf} > 0$, и (ii) средний уклон, определяющий область воздействия, должен быть независим от объёма. В связи с большими кластерами начальных ячеек, только 10 случайных прогонов были проведены из каждой ячейки. [Хаггель и др. \(2004b\)](#) оценивают огибающую среднего склона при прохождении потока в 11° ($\tan \omega_{r,E} = 0,194$), это же значение используется и в данном исследовании. Максимальный средний уклон взят у [Короминаса и др. \(2003\)](#), которые указали значение в 26° ($\tan \omega = 0,488$) для обломочных потоков объёмом менее 800 м^3 , распространяющихся по пути свободного течения, предполагаемого для области исследования. В качестве $\tan \omega_{r,A}$, взято среднее этих двух значений, 0,341. I_{pf} рассчитывается согласно [Уравнения 1](#). Для $I_{pf} < 4$, подъём по противоположному склону ограничен. [Уравнение 2](#) и [Таблица 4](#) применяются для вычисления оценки опасности воздействия перигляциального обломочного потока $I_{H_{pf}}$.

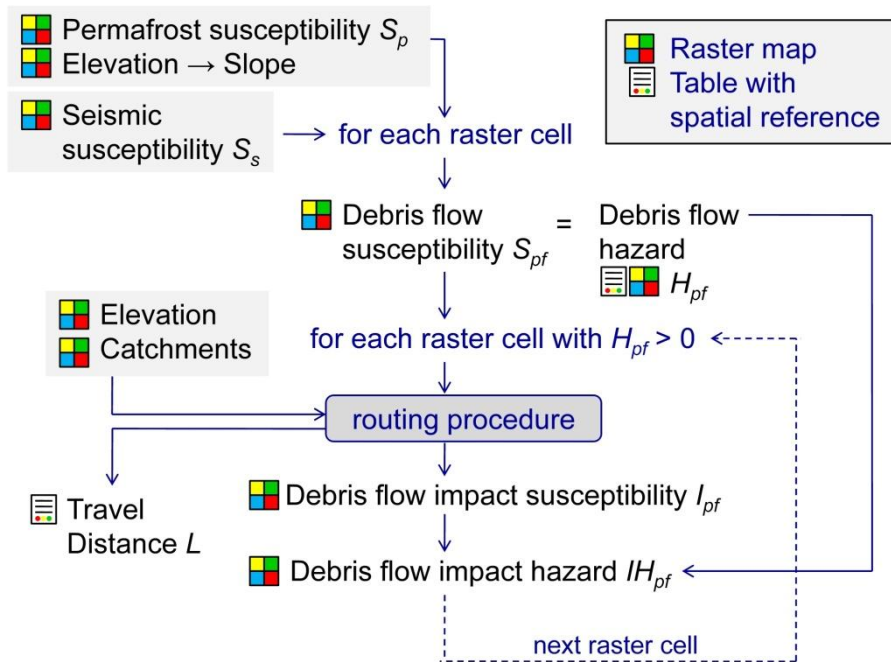


Рис. 8. Логическая структура модели перигляциального обломочного потока (r.periflow).

Таблица 6. Схема оценки на склонность к перигляциальным обломочным потокам S_{pf} .

Критерий	Примечания	$S_{lo,i}$
Уклон β	$\tan \beta < 0,5$	0
	$\tan \beta = 0,5 - <0,6$	1
	$\tan \beta = 0,6 - <0,7$	2
	$\tan \beta = 0,7 - 0,8$	3
	$\tan \beta > 0,8$	0
Склонность к вечной мерзлоте	Нет вечной мерзлоты или стабильная вечная мерзлота	0
	Склонна к таянию при $\Delta MAAT > 2 - 4^\circ$	± 0
	Склонна к таянию при $\Delta MAAT > 0 - 2^\circ$	+2
Сейсмическая склонность	$PGA < 0,65 g$	± 0
	$PGA \geq 0,65 g$	+1

4.5 Опасность прорыва озера

Для анализа опасности прорыва озёр использовалась улучшенная версия растрового модуля GRASS GIS r.glof (Мергили и Шнайдер, 2011). Логическая структура r.glof показана на Рис. 9.

Вначале по отдельности рассматриваются оценки склонности к (i) прорыву, вызванному внутренними факторами (прорыв дамбы) $S_{lo,i}$ и (ii) прорыву, вызванному внешними факторами (воздействие перемещения пород) $S_{lo,e}$ (см. Рис. 9). $S_{lo,i}$ и $S_{lo,e}$ могут принимать значения в диапазоне 0–6, отрицательные значения принимаются за 0.

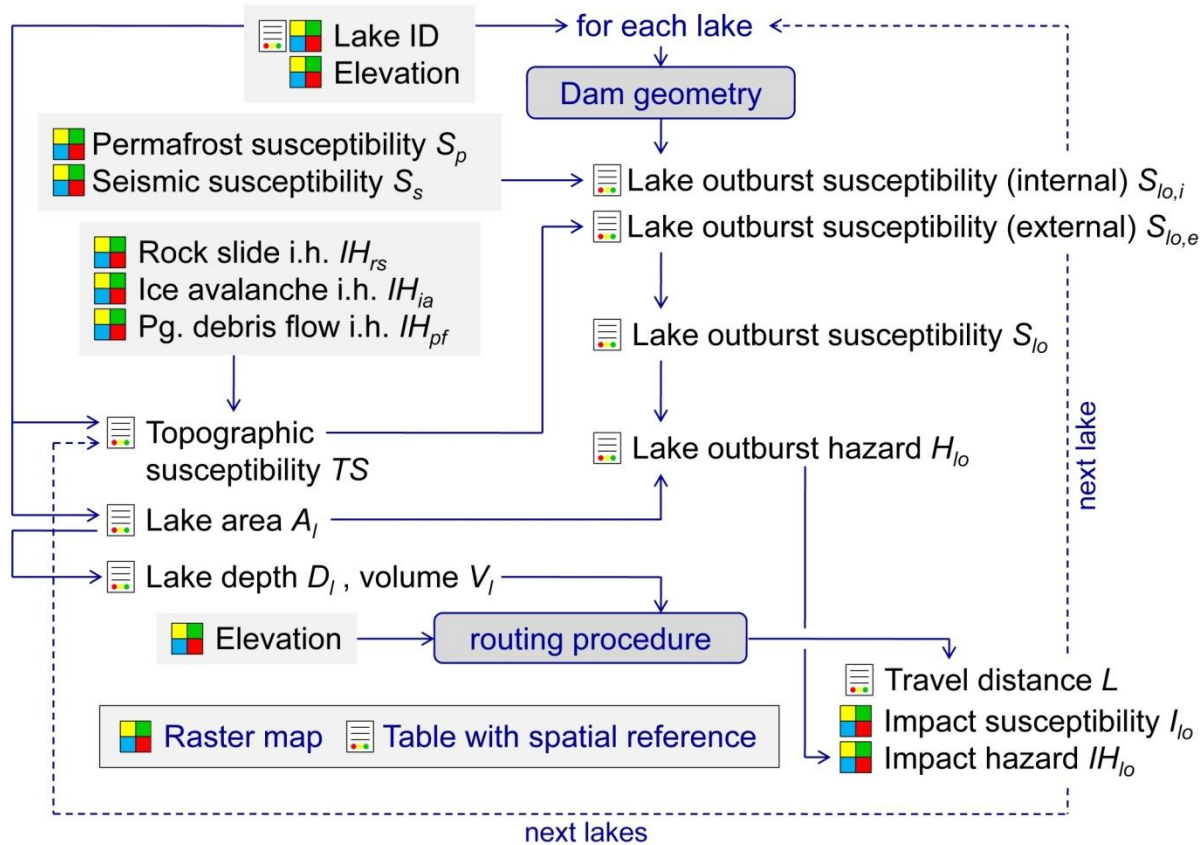


Рис. 9. Логическая структура модели прорыва озера (r.glof).

Вычисление $S_{lo,i}$ основано на следующих ключевых параметрах: (i) тип озера, с указанием материала дамбы; (ii) режим стока озера; (iii) эволюция озера; (iv) геометрия дамбы; (v) склонность к вечной мерзлоте; (vi) склонность к сейсмической активности (см. Таблицу 1). Таблица 7 показывает применённую схему оценки. Тип озера (Мергили и др., 2013) принят за основу, ледниковые озёра получают максимальную оценку. Дамбы с просачиванием оцениваются как более склонные к прорыву, чем дамбы с поверхностным стоком, и растущие озёра считаются более уязвимыми, чем стабильные или уменьшающиеся. Геометрия дамбы выражается в форме идеализированного нижнего откоса дамбы: ширина дамбы W определяется как Эвклидово расстояние между устьем озера и ближайшей ячейкой раstra вдоль направления потока с высотой меньшей, чем средняя высота дна озера, используя среднюю глубину озера D_l согласно Хаггеля и др. (2002):

$$D_l = 1.04 \cdot 10^{-1} A_l^{0.42}, \text{ Уравнение 7}$$

где A_l – площадь озера (m^2), D_l указана в м. Тангенс среднего уклона дамбы по внешнему краю, $\tan \beta_d$, вычисляется как D_l/W . Для очень пологих внешних склонов $\tan \beta_d < 0,02$, $S_{lo,i}$ уменьшается на 1 (см. [Таблицу 7](#)).

События в Лагуне 513 в Кордильера-Бланка ([Хеберли и др., 2010b](#)) показали необходимость включать весь бассейн в расчёты склонности к прорыву озера. Топографическая склонность TS учитывает эту необходимость, задействуя оценку склонности к воздействию в отношении камнепадов I_{rs} , ледниковых лавин I_{ia} , перигляциальных обломочных потоков I_{pf} и прорывов озёр в верхней части бассейна I_{lo} . Используется общая максимальная оценка ($I_{ia,max}$, $I_{rs,max}$, $I_{pf,max}$ и $I_{lo,max}$), но влияние воздействия перигляциальных обломочных потоков и прорывов озёр вверх по течению занижается:

$$TS = \max(I_{rs,max}, I_{ia,max}, I_{pf,max} - 3, I_{lo,max} - 3). \quad \text{Уравнение 8}$$

Топографическая склонность используется как основа для оценки склонности к прорыву, вызванному внешними факторами $S_{lo,e}$. Если возможно непосредственное обрушение льда в озеро, оценка $S_{lo,e}$ задаётся не менее 3.

Максимум $S_{lo,i}$ и $S_{lo,e}$ используется как оценка склонности к прорыву озера S_{lo} . S_{lo} уменьшается для озёр с большим запасом гребня F (определяемым как разница между ЦМВ с заполненными впадинами и исходной ЦМР по центру озера): для озёр с $F > 50$ м оценка снижается на 3. Для озёр с $F > 25$ м оценка снижается на 2, а для озёр с $F > 10$ м оценка снижается на 1, чтобы получить окончательное значение S_{lo} .

Площадь озера – лучшая замена для M_{lo} , поскольку объём озера неопределён. [Таблица 7](#) показывает матрицу оценок опасности прорыва H_{lo} , с дискретизацией по озёрам.

Таблица 7. Схема оценки склонности к прорыву, вызванному внутренними факторами S_{lo} . Первоначальные значения S_{lo} определяются исходя из материала дамбы, а затем увеличиваются или уменьшаются с учётом типа стока, эволюции озера, внешнего склона дамбы, склонности к вечной мерзлоте и сейсмической склонности.

Критерий	Примечания	$S_{lo,i}$
Тип озера (материал дамбы)	Эрозионное озеро	0
	Озеро с блочной или обломочной плотиной	1
	Ледниковое озеро	3
Сток озера	Временный или постоянный поверхностный сток	-1
	Нет распознанного поверхностного стока	± 0
Эволюция озёр	Стабильное или уменьшающееся	± 0

	Тенденция к росту в период 1968–2002 или 2002–2009	+1
Внешний уклон дамбы β_d	$\tan \beta_d < 0,02$	-1
	$\tan \beta_d \geq 0,02$	± 0
Склонность к вечной мерзлоте	Нет вечной мерзлоты или стабильная вечная мерзлота	± 0
	Склонна к таянию при $\Delta MAAT > 0 - 4^\circ$	+1
Сейсмическая склонность	$PGA < 0,65 g$	± 0
	$PGA \geq 0,65 g$	+1

Возможный поток направляется вниз по ЦМР отдельно для каждого озера, расстояние пробега высчитывается из взаимосвязей, перечисленных в [Таблице 8](#). После отложения обломков или грязи, увлечённых потоком, или если осадочных пород увлечено мало, поток может продвинуться намного дальше: [Хеберли \(1983\)](#) предполагает средний угол пробега потока $2-3^\circ$, но существуют также отчёты о дальности в 200 км и более (например, [Хьюитт, 1982](#)).

Чтобы получить надёжную оценку расстояния пробега, зоны возможного воздействия наводнения и следовательно склонности к воздействию I_{10} , подходы T1 – T4, показанные в [Таблице 8](#), использовались в сочетании ([Уравнение 1](#) не применяется к прорывам озёр). Маршрут прорывного потока ведётся вниз, начиная с точки истечения выбранного озера. Для каждого озера выполнялись 800 случайных проходов. Случайный проход прекращался при попадании в озеро большего размера.

[Таблица 8](#). Эмпирические взаимоотношения, используемые при оценке расстояния пробега прорывного потока. GLOF = прорыв ледникового озера, L = расстояние пробега, V_d = объём обломочного потока, ΔZ = потеря высоты, ω_r = средний уклон потока, Q_p = пиковый сброс.

Отношения	Источники	Примечания
T1 $L = 1.9V_d^{0.16} \Delta Z^{0.83}$	Рикенманн (1999)	для обломочных потоков в целом
T2 $\omega_r = 11^\circ$	Хеберли (1983) , Хаггель и др. (2003) , Хаггель и др. (2004а)	для обломочных потоков от GLOFs, применяется с $\omega_r = 8^\circ$ в настоящем исследовании (Мергили и Шнайдер, 2011)

T3	$\omega_r = 18Q_p^{-0.07}$	Хаггель (2004)	Худший вариант для обломочных потоков от прорыва ледниковых озёр
T4	$\omega_r \geq 2^\circ$	Хеберли (1983), Хаггель и др. (2004а)	Для потоков от прорыва ледниковых озёр

Таблица 9. Эмпирические уравнения регрессии в отношении пикового сброса Q_p ледниковых озёр к объёму прорыва V_l и глубине озера (высоте дамбы) D_l . ρ_w = плотность воды (кг/м³), g = ускорение свободного падения (м/с²), *огИБающая (в худшем случае).

Ссылка		Q_p (м ³ /с) ледниковых озёр
Коста (1985)	Q1	$113(10^{-6}V_l)^{0.61}$
	Q2	$3.8(10^{-6}V_l D_l)^{0.61}$
Коста и Шустер (1988)	Q3	$1.3 \cdot 10^{-4}(\rho_w \cdot g \cdot V_l \cdot D_l)^{0.60}$
	Q4	$5.5 \cdot 10^{-6}(\rho_w \cdot g \cdot V_l \cdot D_l)^{0.59}$
Вальдер и О'Коннор (1997)	Q5*	$2.2 \cdot 10^{-1}V_l^{0.66}$
	Q6*	$1.1(V_l D_l)^{0.47}$

Для T1, объём обломочного потока V_d задан в 5 раз больше, чем объём прорыва (максимальная концентрация осадочных пород в крутых потоках ~80%, согласно Иверсона, 1997), чтобы учесть увлечение осадочных пород. Объём прорыва устанавливается равным всему объёму озера, который вычисляется как площадь озера A_l , умноженная на глубину D_l). Для T2 используется угол потока $\omega_r = 8^\circ$, который, скорее всего, лучше подходит для зоны исследования (Мергили и Шнайдер, 2011), чем $\omega_r = 11^\circ$, как предложено Хеберли (1983). Несколько авторов предложили эмпирические связи между пиковым сбросом Q_p (м³/с) – требующимся как входные данные для связи T3 в Таблице 8 – и объёмом прорыва и высотой дамбы (Коста, 1985; Коста и Шустер, 1988; Вальдер и О'Коннор, 1997; Таблица 9). Q_p определяется как максимальный из результатов, вычисленных по связям Q1 по Q6, показанным в Таблице 9. T1 и T3 применяются только к ледниковым озёрам, так как нет доступной базы для расчёта глубины или объёма озёр, отнесённых к другим типам. Вместо этого угол потока задан как $\omega_r = 11^\circ$ (значение, предложенное Хеберли, 1983) для T1 и как $\omega_r = 14^\circ$ для T3.

Количество связей Т1 – Т4 (см. [Таблицу 8](#)), предсказывающих воздействие на заданную ячейку раstra, определяет склонность к воздействию: если все четыре связи прогнозируют воздействие, $I_{lo} = 6$, три связи – $I_{lo} = 5$ и т.д. Для $I_{lo} < 6$, подъём по противоположному склону ограничен. Если воздействие прогнозируется только как наводнение (Т4; $I_{lo} \leq 3$), склонность к воздействию далее дифференцируется согласно ω : для $\omega \geq 6$, $I_{lo} = 3$, для $\omega \geq 4$, $I_{lo} = 2$ и для $\omega \geq 2$, $I_{lo} = 1$. Т4 относится только к озёрам с площадью $\geq 50\,000$ м². Далее, критерий увеличения дистанции от источника на каждом шаге не используется для наводнений.

Аналогично оценкам для камнепадов, ледниковых лавин и перигляциальных обломочных потоков (см. [Раздел 4.2](#) по [Раздел 4.4](#)), оценка опасности воздействия высчитывается сочетанием I_{lo} с H_{lo} для соответствующего озера (см. [Таблицу 4](#)). Глобальная оценка опасности воздействия IH_{lo} по данной ячейке раstra определяется как максимум всех оценок по конкретному озеру (см. [Уравнение 2](#)).

5 Результаты

Общая площадь уязвимости перед перигляциальными осколочными потоками (ПП) намного больше, чем для других типов опасности: 9,9% от всей зоны исследования определены как потенциальные источники ПП, исходя из критериев, определённых в [Таблице 6](#). 42,7% из этой области получили три наивысшие оценки склонности 4–6 ([Рис. 10а](#)). Данная картина показывает, с одной стороны, распространённость опасных областей, а с другой стороны, ограниченность средств для более точной разметки. И наоборот, склонность к ледниковым лавинам (ЛЛ) и прорывам озёр (ПО), в связи с привязанностью источников к ледникам и озёрам соответственно, ограничена куда более серьёзно. 1,6% от общей зоны исследования считается склонным к ЛЛ, 64,5% из этой области присвоены оценки склонности 4–6 (см. [Рис. 10а](#)). Склонность к ПО дискретизирована по озёрам. 70,9% всех озёр получили оценки склонности >0 , ровно половина этих озёр имеет оценки склонности 4–6 (см. [Рис. 10а](#)). Уязвимость к обрушению пород (ОП) показывает средние результаты в плане общей территории, признанной уязвимой (4,7% от общей области исследования). Однако только 16,2% от этой области – намного меньше, чем у других типов процессов – имеют оценку склонности 4–6 (см. [Рис. 10а](#)). Причина этого явления в том, что только ограниченная площадь занята очень крутыми склонами (см. [Таблицу 5](#)).

Распределение ячеек раstra или озёр, для которых определена повышенная склонность, по шести классам опасности, показана на [Рис. 10b](#), в зависимости от склонности и возможного масштаба процесса (см. [Таблицу 3](#)). 38,1% ОП и 68,4% ЛЛ присвоена оценка опасности от 4 до 6. В случае ПП, опасность и уязвимость идентичны, в связи с отсутствием средств для оценки масштаба

(см. [Раздел 4.4](#)). Относительно небольшому количеству озёр (23,9%) присвоена оценка опасности ПО от 4 до 6. Это явление объясняется большим количеством маленьких, но крайне уязвимых озёр.

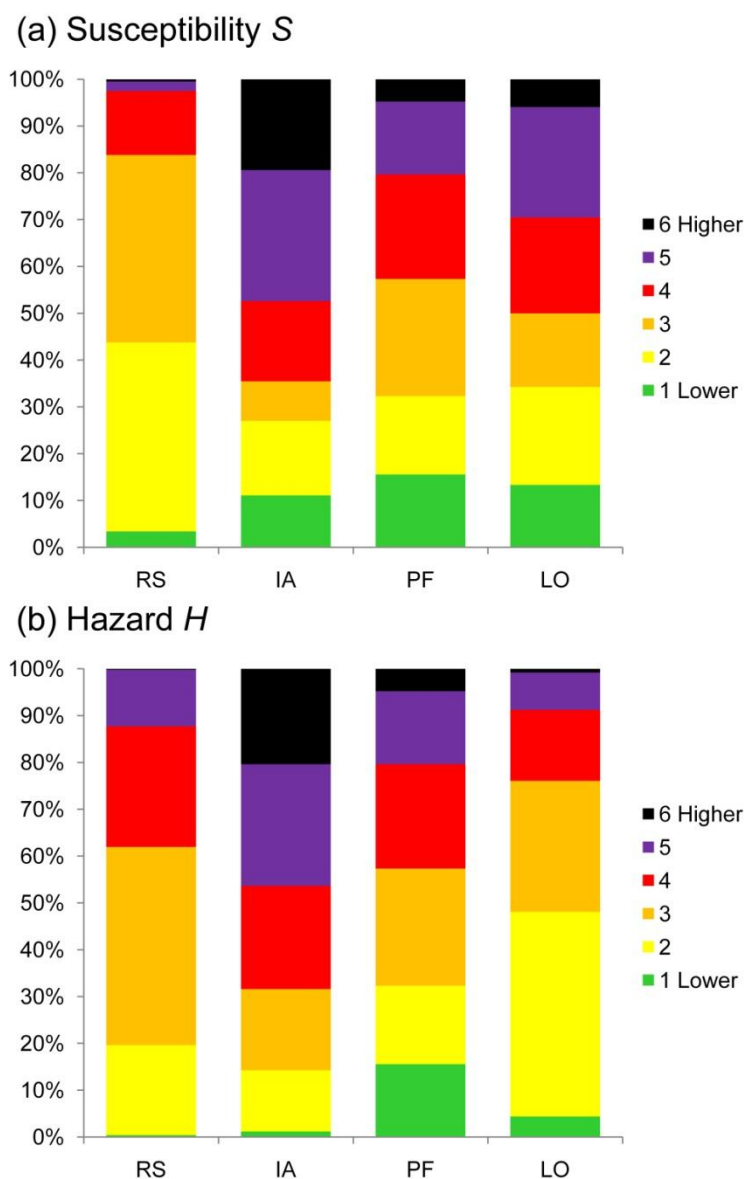


Рис. 10. Сравнительное преобладание оценок (а) склонности и (б) опасности по четырём типам рассматриваемых процессов. Значения по камнепадам (ОП), ледниковым лавинам (ЛЛ) и перигляциальным обломочным потокам (ПП) относятся к ячейкам раstra, значения по прорывам озёр (ПО) – к озёрам. Рассматриваются только ячейки раstra или озёра с оценкой 1 и более.

Рис. 11 представляет оценки опасности для каждого типа процессов, разбитые до уровня малых бассейнов, идентичных выходному параметру «бассейн» модуля GRASS GIS r.watershed ([Команда разработки GRASS, 2013](#)) с пороговым значением 5000. Для каждого бассейна показана максимальная оценка по всем растровым ячейкам, кроме опасности ПО, где проиллюстрирована оценка, присвоенная каждому озеру.

Как и ожидалось, опасность ОП (см. Рис. 11а) наиболее высока в местах с особенно крутым рельефом в северной и центральной части Памира. По всей области исследования разбросаны более локализованные зоны высокой опасности. Опасность ЛЛ (см. Рис. 11b) высока в большинстве покрытых льдом зон (см. Рис. 3d), особенно в отдельных районах на севере Памира, где много крупных ледников. В рамках этих зон трудно разграничить опасные области по разным бассейнам.

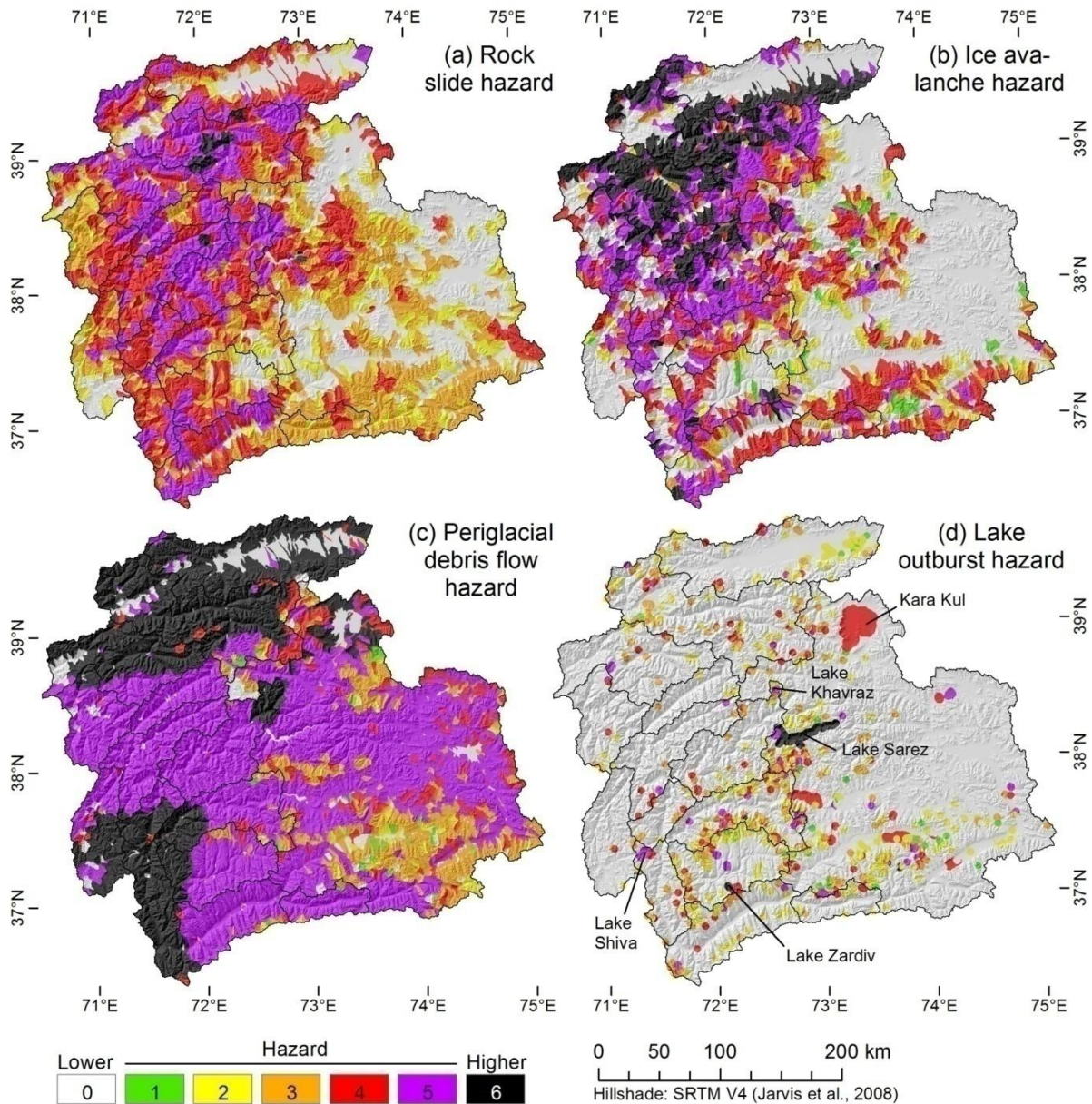


Рис. 11. Распределение индикаторов опасности (а) обрушения пород, (б) ледниковых лавин, (с) перигляциальных обломочных потоков и (д) прорыва озёр по всей зоне исследования. Показана максимальная оценка для каждого бассейна.

Опасность ПП плохо различима в масштабе бассейна: крутые склоны вблизи границы вечной мерзлоты присутствуют практически повсеместно в зоне

исследования (см. Рис. 3b), кроме высокогорной и сравнительно плоской восточной части. Поэтому наиболее заметна в регионе уязвимость перед сейсмической деятельностью. Картина, отмеченная на Рис. 11c, является последствием ограниченной входной информации, которую можно было бы обоснованно применить в региональном масштабе (см. Таблицу 6). Подробная инвентаризация каменных глетчеров (сравнимая с подготовленным кадастром ледников и озёр, см. Рис. 3d), помогла бы уточнить различие между более и менее опасными областями. Однако, поскольку каменные глетчеры достаточно часто встречаются по всей области исследования, картина между бассейнами вряд ли изменится.

Поскольку опасность ПО напрямую связана с хорошо известным распределением озёр, её можно разобрать достаточно подробно (см. Рис. 11d). Девяти озёрам присвоена высочайшая оценка опасности прорыва $H_{lo} = 6$, крупнейшее из них – озеро Сарез. Хотя – или потому что – безопасность Сареза оспаривается (например, Ризли и др., 2006), такая классификация выглядит обоснованной. Оценка склонности к прорыву $S_{lo} = 5$ является следствием высокой топографической уязвимости. То же относится и к оз. Зардив, площадью 0,7 км², которое является вторым по величине озером с $H_{lo} = 6$ (см. Рис. 11d).

Таблица 10. Процент озёр по классам склонности к прорыву (внутренние и внешние факторы) и оценка опасности по типам озёр.

Тип озера	Оценка склонности к ПО (внутренние факторы)							
	0	1	2	3	4	5	6	Сум ма
Эрозионные озёра	33,1 %	40,8 %	24,7 %	1,5%	0,0%	0,0%	0,0%	883
Озёра с блочными или обломочными плотинами	12,4 %	17,1 %	44,8 %	24,8 %	1,0%	0,0%	0,0%	105
Ледниковые озёра	38,2 %	0,0%	0,0%	4,4%	31,1 %	24,5 %	1,7%	652
	Оценка склонности к ПО (внешние факторы)							
	0	1	2	3	4	5	6	Сум ма
Эрозионные озёра	42,1 %	5,3%	18,9 %	16,5 %	7,5%	7,7%	1,9%	883
Озёра с блочными или обломочными	18,1	1,0%	10,5	14,3	18,1	32,4	5,7%	105

плотинами	%	%	%	%	%			
Ледниковые озёра	40,8		11,3	15,5	21,3			
	%	0,2%	3,5%	%	%	%	7,4%	652
Оценка опасности ПО								
	0	1	2	3	4	5	6	Сум ма
Эрозионные озёра	24,5		34,2	19,0	10,6			
	%	5,8%	%	%	%	5,3%	0,6%	883
Озёра с блочными или обломочными плотинами	12,4		31,4	23,8	13,3	16,2		
	%	0,0%	%	%	%	%	2,9%	105
Ледниковые озёра	38,2		26,5	20,2	10,4			
	%	0,0%	%	%	%	4,4%	0,2%	652

Особого внимания заслуживают, например, озёра Хавраз и Шива. Озеро Хавраз, площадью $1,9 \text{ км}^2$, запруженное каменным глетчером на высоте 4000 м над уровнем моря в зоне возможно тающей вечной мерзлоты. Здесь высоки и топографическая уязвимость ($S_{lo,e} = 5$), и склонность к прорыву ввиду внутренних факторов ($S_{lo,i} = 5$). Озеро Шива имеет среднюю склонность к прорыву ($S_{lo} = 3$) и низкую вероятность внезапного прорыва, но из-за большого размера – $15,2 \text{ км}^2$, $H_{lo} = 5$. Озеро расположено недалеко от нескольких сообществ в долине Пянджа, которые могут быть задеты в случае такого прорыва. Самое крупное озеро в зоне исследования, Каракуль, получило оценку опасности 4 (см. Рис. 11d). Склонность Каракуля к прорыву оценена в $S_{lo} = 2$, и только очень большая площадь (405 км^2) привела к сравнительно большой оценке опасности. Тот факт, что при ближайшем рассмотрении Каракуль не представляет значительной опасности прорыва, предполагает, что используемый подход ведёт к переоценке опасности крупных озёр. Одна из причин этого явления – топографические свойства: крупные озёра способны смягчать влияние перемещений породы лучше, чем маленькие. Однако нет объективных причин включать зависимость топографических свойств от размера озера. Таблица 10 показывает склонность и опасность ПО по типам озёр. Хотя – как показывает схема, приведённая в Таблице 7 – ледниковые озёра явно показывают более высокую склонность к прорыву в связи с внутренними факторами, эта тенденция менее заметна – но всё равно заметна – для склонности к прорыву из-за внешних факторов.

Средние и максимальные расстояния пробега потока для разных типов процессов, приведены в Таблице 11. Модель ОП обычно прогнозирует

расстояние пробега в 3,0 км (среднее) – 5,6 км (огibaющее), но для очень крупных событий ($>800 \cdot 10^6 \text{ м}^3$) с диапазоном высот $> 4000 \text{ м}$, модель, использованная с огibaющей, предсказывает расстояние пробега до 50 км (см. [Уравнение 4](#)). Модель ЛЛ ($\omega_{r,E} = 17^\circ$) и ПП ($\omega_{r,E} = 11^\circ$) прогнозируют более короткие расстояния пробега. Обратите внимание, что в обоих случаях разница между средним и максимальным значением вызвана лишь топографией, но не предполагаемым масштабом процесса. Модель ПО прогнозирует возможность значительного обломочного потока для менее чем половины озёр (поэтому невозможно указать среднее значение в [Таблице 11](#)). Причина этого явления в основном связана с плавным уклоном ниже по течению от большинства озёр. Однако, озёра с более высоким уклоном могут вызывать обломочные потоки с расстоянием пробега $>15 \text{ км}$ и наводнения $>80 \text{ км}$, согласно модели.

[Рис. 12](#) показывает распределение опасности воздействия. Для чёткости показаны только значения ячеек растра вдоль основного канала потока. Очевидно, что общая картина опасности воздействия в широком масштабе аналогична картине опасности, показанной на [Рис. 11](#): хотя возможное воздействие оползней и обломочных потоков показано для большинства долин, особенно в западной части зоны исследования ([Рис. 12а](#) и [Рис. 12с](#)), модель показывает более локализованное воздействие ледниковых лавин и прорывов озёр ([Рис. 12b](#) и [Рис. 12d](#)).

[Таблица 11](#). Максимальное и среднее расстояние пробега L (м) для каждого процесса. RS = обрушение пород, IA = ледниковые лавины, PF = перигляциальный обломочный поток, LO = прорыв озера, A = среднее, E = огibaющая, dfl = обломочный поток, fld = наводнение.

	RS (A)	RS (E)	IA (E)	PF (E)	LO (dfl)	LO (fld)
Максимальное	23 867	49 516	10 735	15 906	15 597	81 946
Среднее	2 964	5 628	2 013	2 618	–	12 589

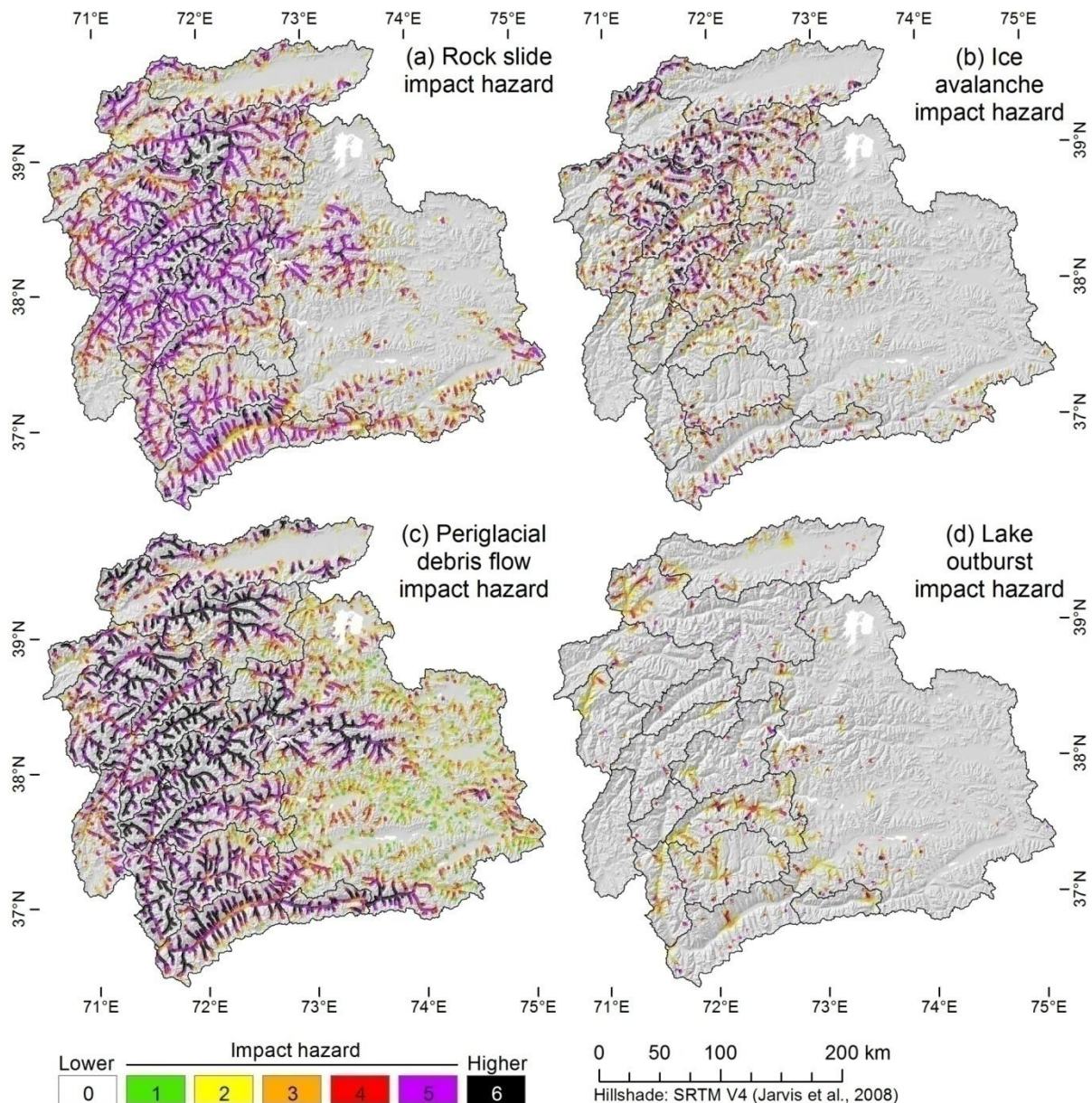


Рис. 12. Опасность воздействия каждого процесса, (а) обрушение пород, (б) ледниковые лавины, (с) перигляциальные обломочные потоки, (д) прорывы озёр. Для ясности показаны только значения ячеек раstra вдоль основного направления потока.

Распределение рисков для сообществ по всей зоне исследования отражает картину, показанную на Рис. 11 и Рис. 12, с одной стороны, и распределение незащищённых сообществ с другой стороны. Рис. 13 показывает относительную частоту классов оценки риска для сообществ по 15 районам в рамках области исследования, каждый из которых представляет бассейн или часть бассейна. Восточный Памир считается единым регионом, в связи с малым количеством сообществ. Кроме самой западной части области исследования, восточного Памира и Кыргызской части (Чон-Алайская долина) на севере, во всех районах преобладают сообщества с высоким риском

обрушения пород; максимальные оценки отмечены в кишлаках Бартангской и середины Пянджской долины, а также в Гунтской долине (см. [Рис. 13a](#)). Особо опасны в плане ледниковых лавин долины Ванч и Бартанг, обе они глубоко врезаны между покрытыми ледниками горными хребтами (см. [Рис. 13b](#)). В других районах этот тип риска играет меньшую роль. Также риск перигляциальных обломочных потоков наиболее высок в глубоких ущельях Западного Памира и снижается к северу, где меньше вечной мерзлоты (см. [Рис. 13c](#)). Однако, модель предсказывает значительный риск ПП для большинства сообществ по всей области исследования. С риском прорыва озёр дела обстоят иначе: он значителен в основном на юго-западе и местами на севере Памира (см. [Рис. 13d](#)). Ни одному из кишлаков не была присвоена максимальная оценка риска ПО $CR_{lo} = 6$. В [Таблице 12](#) приведена относительная частота кишлаков по классам риска, по всем четырём типам опасности.

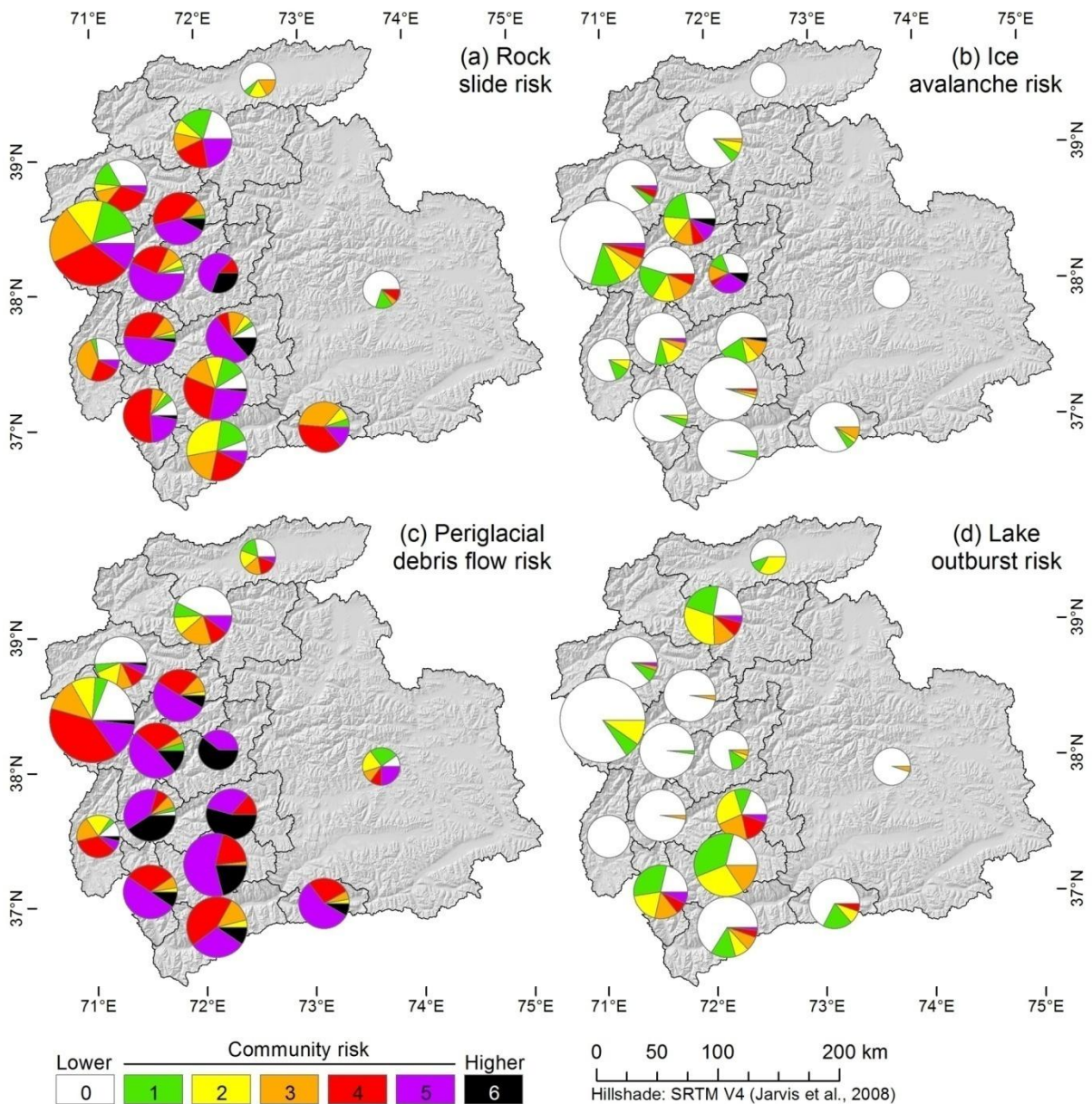


Рис. 13. Риск для сообществ, обобщённый по 15 регионам. По каждому региону круговая диаграмма иллюстрирует сравнительное преобладание различных оценок риска для сообществ. Размер каждой диаграммы пропорционален количеству представленных сообществ.

Для всей зоны исследования подготовлена композитная карта оценки опасности и риска. Она визуально показывает оценки опасности, опасности воздействия и риска для сообществ по каждому из четырёх типов процесса, рассмотренных исследователями. Рис. 14 показывает эту карту для выбранной области, охватывающей долину р. Гунт и его притоков (разграничение см. на Рис. 1). Область, подверженная доисторическому Чартымскому оползню (см. Рис. 14а) хорошо воспроизводится моделью, поэтому близлежащим сообществам присвоен высокий риск. Однако несколько других сообществ и озёр также возможно подвержены риску обрушения пород. Картина опасности и

риска ЛЛ иллюстрируется изолированным проявлением этого типа опасности в данной области (см. Рис. 14b). Хотя данный процесс, возможно, повлияет на озёра, некоторые сообщества в главной долине подвержены риску, но получили невысокие оценки. Области опасности ПП (см. Рис. 14c) строго ограничены крутыми склонами возле границы вечной мерзлоты, которая однако широко распространена вдоль склонов большинства долин, что подтверждает общую картину, показанную на Рис. 11c. Поэтому большинство сообществ в долинах отмечены как подверженные риску. Возникновение перигляциальных обломочных потоков в этой области, часто начинающихся в окрестностях каменных глетчеров, очевидно при полевых и удалённых исследованиях (см. Рис. 2c). Соответствующие конусы выноса расположены в зонах высокой опасности воздействия, определённых моделью. И наоборот, большинство озёр расположены там, где вечная мерзлота считается стабильной.

Таблица 12 Процент сообществ, получивших соответствующую оценку риска.

ОП = обрушение пород, ЛЛ = ледниковые лавины, ПП = перигляциальные осколочные потоки, ПО = прорыв озёр.

Тип процесса	Оценка риска для сообщества						
	0	1	2	3	4	5	6
ОП	12,1%	9,7%	8,6%	15,3%	27,5%	23,9%	2,9%
ЛЛ	75,2%	8,9%	5,7%	4,8%	2,2%	2,4%	0,8%
ПП	11,5%	3,7%	6,1%	9,2%	24,4%	31,4%	13,9%
ПО	65,6%	12,3%	11,6%	6,2%	2,9%	1,4%	0,0%

Некоторые озёра появились вблизи оконечностей ледников в долинах притоков (Мергили и Шнайдер, 2011; Мергили и др., 2013). Из них три получили оценку опасности $H_{lo} = 5$ (см. Рис. 14d). Расстояния движения обломочного потока, предсказанные моделью ПО, сравнительно короткие, только поток из двух озёр может достичь сообществ в главной долине: кишлак Варшедз расположен рядом с конечной точкой потенциального обломочного потока, происходящего из озера Варшедз (см. Рис. 2d; площадь озера $0,16 \text{ км}^2$, $S_{lo} = 5$, $H_{lo} = 5$). Эрозионное озеро Ниматц с $S_{lo} = 4$ и $H_{lo} = 5$, выливается в очень крутой канал, направляющийся непосредственно в главную долину. В случае (маловероятного) внезапного прорыва близлежащим кишлакам, скорее всего, будет нанесён серьёзный ущерб. Область воздействия дальних наводнений, возникающих в случае возможного прорыва озера Варшедз или Ниматц, характеризуется низкой или средней оценкой риска для возможно затронутых сообществ. Самое крупное озеро, показанное на Рис. 14d – Риваккуль ($1,2 \text{ км}^2$, $S_{lo} = 4$, $H_{lo} = 5$). Оно характеризуется очень пологой долиной ниже по течению. Как следствие, модель прогнозирует сравнительно короткий пробег в случае

прорыва озера (4,6 км), который остановится намного выше кишлаков в главной долине.

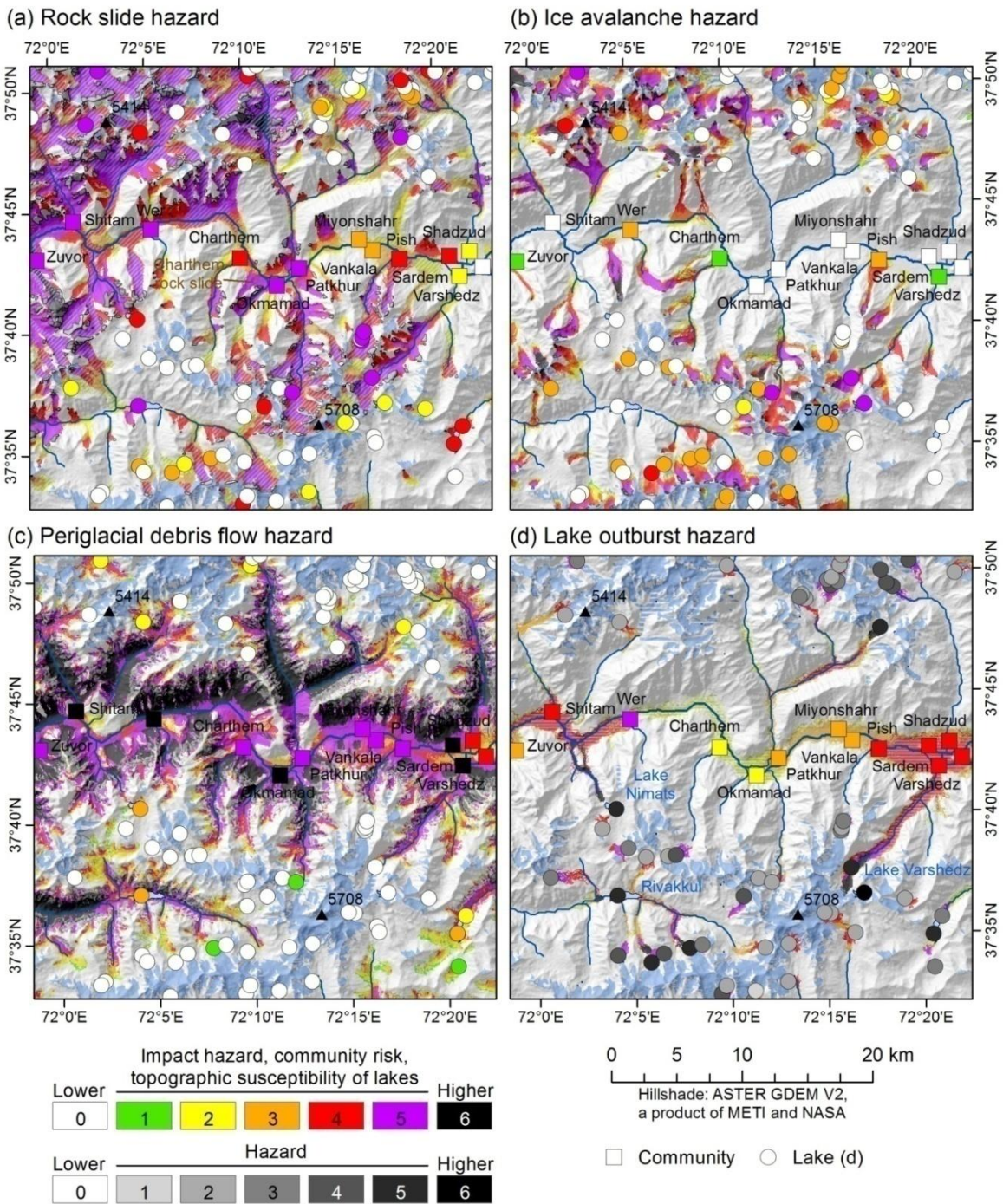


Рис. 14. Опасность, опасность воздействия, топографическая склонность озёр и риск для сообществ, связанные с каждым типом процесса. (a) камнепад, (b) ледниковая лавина, (c) перигляциальный обломочный поток, (d) прорыв озера. Размер карты показан на Рис. 1.

6 Обсуждение

Цель подхода, представленного в предыдущих разделах, и полученных карт опасности и риска – обеспечить воспроизводимую базу для целевого исследования опасностей и рисков, а также мер по их смягчению, на уровне сообществ. Выбранный подход считается полезным для зоны исследования (Памир) по двум причинам.

Во-первых, общая сложность определения частоты редких или разовых событий в комбинации со скудными историческими данными о зоне исследования, делает неприменимыми исключительно количественные подходы, например, статистические. Таким образом, необходимо применить схему оценки опасностей и рисков, хотя такая концепция вносит некоторый элемент субъективности.

Во-вторых, уязвимость местного населения перед такими типами опасностей высока, даже несмотря на то, что НПО в последнее десятилетие запустили программы по улучшению осведомлённости и подготовки к геологическим опасностям. Эта ситуация сравнима с другими высокогорными областями в развивающихся странах (например, Керри, 2005). Результаты данного исследования позволяют определить зоны высокого риска и служат основой более подробного изучения и принятия мер по смягчению риска.

Следовательно, результаты исследования не должны считаться однозначными, а скорее концептуальными картами опасности и риска. Именно поэтому в данных картах не используются определённые названия, такие как Умеренная опасность, Крайне высокий риск и т.д. Далее, интерпретация результатов модели на основе ячеек растра подходит для научного обсуждения, но не для разработки мер по смягчению рисков. Здесь больше подходит масштаб сообществ (см. Рис. 14), бассейнов (см. Рис. 12) или даже регионов (см. Рис. 13).

Насколько это возможно, сравнение с наблюдавшимися событиями подтверждает результаты моделирования (например, Чартымский оползень, см. Рис. 14а). В случае крупных обрушений пород, таких как событие в Сарезе в 1911 г. (см. Рис. 2а), сравнение с результатами моделирования имеет ограниченную ценность в связи со значительными изменениями топографии, вызванными такими событиями. Данные о ледниковых лавинах в области исследования не известны авторам, в то время как перигляциальные обломочные потоки случаются очень часто. Их области происхождения и воздействия хорошо распознаются моделью, но высок уровень ложных положительных срабатываний. Два озера, у которых зафиксирован внезапный сброс, не характеризуются исключительно высокими оценками уязвимости – поэтому прогнозирование прорывных наводнений достаточно сложное занятие.

Качество результатов моделирования сильно зависит от вводных данных. Подробности и точность ЦМР ASTER считаются достаточными для целей настоящего исследования, хотя качество оценки геометрии дамбы может страдать от неточностей, связанных с таким типом ЦМР. Качество тщательно нанесённых на карту озёр, ледников и данных о землепользовании в основном считается достаточным. Зоны потенциальной вечной мерзлоты были вычислены приблизительно, адаптацией данных, полученных в Альпах (Хеберли, 1975; Мергили и др., 2012а). Хотя прогнозируемые условия и сценарии достаточно реалистичны, оценить неопределённость трудно. Используемая карта сейсмической опасности (Джардини и др., 1999) представляет собой достаточно общий набор глобальных данных. Другую важную информацию, такую как различие основной породы и осадочных пород и наклон плоскости геологических слоёв, трудно вычислить в необходимом масштабе для подобного исследования.

Схемы оценки (см. Таблицу 2 по Таблицу 7) основаны на знаниях экспертов. Интерпретация результатов модели должна принимать во внимание характеристики схем, использованных для каждого процесса. Схемы должны обязательно содержать примерные пороги, подобные использованным для масштаба события (см. Таблицу 3) или минимальный угол в 45° для камнепадов, использованный ранее Хергартеном (2012).

Моделирование расстояния пробега и зоны воздействия рассматриваемых процессов выводится из статистики наблюдаемых событий. Такая статистика достаточно надёжна в отношении оползней и каменно-ледниковых лавин (Шайдеггер, 1973; Эванс и Клейг, 1988; Боттино и др., 2002; Нэтцли и др., 2006), а также для ледниковых лавин (Хаггел и др., 2004а). Тем не менее, они основаны на наблюдениях в других горных областях, таких как Альпы. Их применение основывается на той гипотезе, что (i) наблюдаемые результаты сравнимы с картиной на Памире и (ii) что массивы данных – часто достаточно маленькие – использованные для выведения закономерностей и порогов, охватывают представительный кусок реальности. Это одинаково справедливо для кривой температуры склонов, показанной на Рис. 7. Ситуация ещё более сложная в отношении перигляциальных обломочных потоков (Хаггел и др., 2004а) и особенно прорыва озёр. Граница $\omega_{r,E} = 11^\circ$, использованная Хаггелем и др. (2004а, b) для событий прорыва озёр, не подходит для Памира, как показали события в Даште в 2002 г., где $\omega_{r,E} \sim 9,3^\circ$ (Мергили и Шнайдер, 2011). Также параметры наводнений, возникающих при прорыве озёр, являются не более чем грубым прогнозом, так что результаты (например, небольшое расстояние пробега, прогнозируемое в случае прорыва оз. Риваккуль – см. Рис. 14d), должны интерпретироваться предельно осторожно.

Далее, применение средних склонов не учитывает потерю энергии в связи с изменением направления потока. Строго говоря, такая концепция должна

использоваться только для прямых потоков. Критерий переноса движения дальше и дальше от источника с каждым шагом случайного прохода отчасти позволяет преодолеть это ограничение.

Возможное воздействие в виде обрушения пород в озеро напрямую учтено моделью. Другие типы взаимодействий включены косвенно: превращение камнепадов в каменно-ледниковые лавины при столкновении с ледниками, учитывается в модели камнепада, хотя нет средств для оценки объёма вовлечённого снега или льда. В случае камнепадов и каменно-ледниковых лавин, используются эмпирические связи, включая эффекты каскадирования, такие как превращение в обломочный поток. Некоторые взаимодействия между процессами не входят в задачу текущего исследования, например, подпруживание рек в результате обрушения пород и возможный последующий прорыв. То же относится и к вымыванию пород, моделирование которого остаётся сложным, особенно в рамках данного исследования.

Используемый подход не позволяет провести анализ уязвимости, опасности, опасности воздействия и риска, связанного с каждым типом процессов. Хотя были сделаны некоторые попытки, насколько это было возможно, гомогенизация схем оценки для разных процессов оказалась крайне проблематичной, в связи с отсутствием физической основы. Данные, на которых основан анализ, отличаются между разными процессами: например, возможный масштаб оползня приведён в максимальном объёме, в то время как для возможных ледниковых лавин и прорыва озёр используется только максимальная площадь задействованной поверхности (см. [Таблицу 3](#)). Схему склонности также сложно гомогенизировать (см. [Таблицу 5](#) по [Таблицу 7](#); [Рис. 7](#)), отчасти это связано с различным уровнем детализации имеющихся входных данных.

7 Заключение

Была представлена модель оценки множественных опасностей и рисков в региональном масштабе, включая четыре типа высокогорных процессов: (i) оползни и каменные лавины, (ii) ледниковые лавины, (iii) перигляциальные обломочные потоки и (iv) прорывы озёр. Были представлены и обсуждены результаты модели по очень большой области с центром на Памире (Таджикистан). Данная модель поможет различить области более и менее высокого риска, даже при ограниченных возможностях для сравнения с наблюдаемыми событиями. Интерпретация результатов моделирования – предпочтительно на уровне сообществ, бассейнов или регионов – должна принимать во внимание характеристики схем оценки, а также ограничения входных данных, используемых в данной методологии.

Благодарность

Работа, представленная в данной статье, выполнена в рамках проекта PAMIR, поддерживаемого Европейской комиссией (ЕС) и Австрийским Агентством по развитию (ADA), а также проекта TajNaz, проводимого при поддержке FOCUS Humanitarian Assistance (филиал Сети развития Ага Хана), Швейцарского агентства по развитию и сотрудничеству (SDC) и Департамента по международному развитию Великобритании (DFID). Таджикское агентство гидрометеорологии предоставило метеорологические данные. Особая благодарность за поддержку Матиасу Бенедикту, Йоханнесу П. Мюллеру и Жану Ф. Шнайдеру, Университет ВОКУ, Вена.

Источники

Дж. Алеан: Ледниковые лавины: некоторая эмпирическая информация об их формировании и распространении. Журнал гляциологии, №31(109), стр.324–333, 1985.

М. Бенистон: Климатические изменения в горных регионах: Анализ возможных воздействий. Климатические изменения, 59(1–2), 5–31, 2003.

Т. Болч, Дж. Петерс, А. Егоров, Б. Прафхан, М. Бухройтнер и В. Благовещенский: Идентификация потенциально опасных ледниковых озёр на севере Тянь-Шаня. Природные опасности, 59, 1691–1714, 2011.

Г. Боттино, М. Чиарле, А. Джоли и Г. Мортара: Моделирование каменных лавин и их отношения к деградации вечной мерзлоты в ледниковом окружении. Вечная мерзлота и процессы перигляциологии, 13, 283–288, 2002.

Х. Брейен, Ф.В. ДеБласио, А. Элверхой и К. Хоег: Эрозия и морфология обломочного потока, вызванного прорывом ледникового озера, Западная Норвегия. Оползни, №5(3), стр.271–280, 2008.

М. Керри: Жизнь и смерть среди ледников: историческая уязвимость людей перед лавинами и наводнениями в Перу. Глобальные и планетарные изменения, №47, стр.122–134, 2005.

Д.А. Чендерелли и Э.Э. Воль: Оценка пикового сброса при прорыве ледниковых озёр и «обычных» климатических наводнениях в районе Эвереста, Непал. Геоморфология, №40, стр.57–90, 2001.

Дж.К.С. Кларк. Прорывы ледникового озера, «Опасное озеро» на территории Юкона, и проблема прогнозирования магнитуды наводнения. Журнал гляциологии, №28(98), стр.3–21, 1982.

Corominas, J., Corons, R., Vilaplana, J. M., Altamir, J. и Amigó, J.: Интегрированный анализ склонности к оползням и оценка опасности в Княжестве Андорра. Природные опасности, №30, стр.421–435, 2003.

Дж.Е. Коста. Наводнения в результате прорыва дамб. Геологоразведочная служба США. Открытый отчёт. 85-560, Denver, Colorado, 54 стр., 1985.

Дж.Э. Коста и Р.Л. Шустер. Формирование и прорыв естественных дамб. Бюллетень Американского геологического общества, №100, стр.1054–1068, 1988.

А. Дуселан, Дж. Бенито, В. Бютар, П. Карлинг, Ч. Майер и Ф. Эспиноза. Повторные прорывы ледниковых озёр в Патагонии: растущая угроза? Природные опасности, 54, 469–481, DOI 10.1007/s11069-009-9479-8, 2010.

С.Г. Эванс: Максимальный сброс наводнений, вызванных прорывом искусственных и естественных дамб. Канадский геотехнический журнал, 23, 385-387, 1986.

С.Г. Эванс и Дж.Дж. Клейг: Катастрофические каменные лавины в ледниковом окружении. В: К. Боннарл (П/ред.): Оползни, А.А. Балкема, Роттердам, 2, 1153–1158, 1988.

С.Дж. Эванс и Дж.Дж. Клейг. Последние изменения климата и катастрофические геоморфологические процессы в горной среде. Геоморфология, №10(1-4), стр.107–128, 1994.

С.Г. Эванс, Н.Ф. Бишоп, Л. Фидель Смолл, Вальдеррама Мурильо, К.Б. Делани, А. Оливер-Смит: Повторная оценка механизма и влияния на жизнь людей катастрофического грязевого потока, возникшего в Невадо Хуаскаран, Кордильера-Бланка, Перу, в 1962 и 1970 гг. Инженерная геология, 108, 96–118, 2009а.

С.Г. Эванс, Н.Дж. Робертс, А. Ищук, К.Б. Делани, Г.С. Морозова, О. Тутубалина: Оползни, вызванные землетрясением 1949 г. в Хайте, Таджикистан, и связанные с ними потери человеческих жизней. Инженерная геология, 109, 195-212, 2009б.

Д. Джиардини, Г. Грюнталь, К. Шедлок и П. Жанг: Глобальная карта сейсмической опасности GSHAP. Анналы геофизики, 42(6), DOI 10.4401/ag-3784, 1999.

Команда разработки GRASS: Программная система поддержки анализа географических ресурсов (GRASS). Проект геопространственного открытого ПО, <http://grass.osgeo.org>, 2013.

В. Хеберли: Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Диссертация, Базельский университет, 1975.

В. Хеберли. Частота и характеристики ледниковых наводнений в Швейцарских Альпах. Анналы гляциологии, №4, стр.85–90, 1983.

В. Хеберли, Дж.Дж. Клейг, К. Хаггель и А. Кааб. Опасности, исходящие от высокогорных ледников и вечной мерзлоты: Влияние изменений климата и

взаимодействие процессов. Достижения испанской геоморфологии, 2008-2010, XI национальный съезд геоморфологии, Солсона, стр.439–446, 2010а.

В. Хеберли, Ч. Портокарреро и С. Эванс. Nevado Hualcán, Laguna 513 y Carhuaz 2010 – Observaciones, evaluación y recomendaciones (un corto informe técnico luego de las reuniones y visita de campo en Julio 2010). Неопубликованный отчёт от имени Comunidad Provincial de Carhuaz, 2010b.

У.К. Хариташья, М.П. Бишоп, Дж.Ф. Шродер, А.Б.Г. Буш, Х.Н.Н. Булли: Оценка колебаний ледников в Ваханском районе Памира, Афганистан, исходя из космических данных. Климатические изменения, 94, 5-18, 2009.

К. Харрис, Л.У. Аренсон, Х.Х. Кристиансен, Б. Этцельмюллер, Р. Фрауенфелдер, С. Грубер, В. Хеберли, К. Хок, М. Хольцле, О. Хамлам, К. Исаксен, А. Кааб, М.А. Керн-Лютчг, М. Ленинг, Н. Матцуока, Дж.Б. Мёртн, Дж. Нэтцли, М. Филлипс, Н. Росс, М. Сеппала, С.М. Спрингман, Д. Вондермюль: Вечная мерзлота и климат в Европе. Мониторинг и моделирование термальных, геоморфологических и геотехнических реакций. Анализ наук о Земле, 92(3–4), 117–171, 2009.

С. Харрисон, Н. Глассер, В. Винчестер, Э. Хейрсайн, К. Воррен, К. Дженнсон: Прорывы ледниковых озёр, связанные с недавним отступлением горных ледников в Патагонских Альпах. Голоцен, 16, 611–620, 2006.

С. Хергартен: Топографическое моделирование крупных камнепадов и применение в оценке опасностей. Записки исследователя-геофизика, 39, L13402, DOI 10.1029/2012GL052090, 2012.

К. Хьюитт. Природные дамбы и прорывные наводнения в Каракоруме, Гималаи. В: П/ред. Дж.В. Глена. Гидрологические аспекты альпийских и высокогорных областей. Публикация IAHS №138, стр.259–269, 1982.

К. Хьюитт, Дж.Дж.Клейк и Дж.Ф. Орвин. Последствия катастрофических обрушений каменистых склонов в горном ландшафте. Анализ наук о Земле, 87, 1-38, 2008.

К. Хьюитт и Дж. Лью: Ледниковые озёра и прорывные наводнения: Каракорум, Гималаи: исторические перспективы возникающих угроз. Физическая география, 31(6), 528–551, 2010.

Г. Губер, Х. Багманн и М. Ризонер: Глобальные изменения и горные регионы. Обзор текущих знаний. Новости исследований глобальных изменений. Спрингер, Дордрехт, 2005.

К. Хаггель. Оценка ледниковых опасностей на основе удалённого исследования и ГИС. Диссертация в Университете Цюриха, Schriftenreihe Physische Geographie Glaziologie und Geomorphodynamik, 2004.

К. Хаггель, А. Кааб, В. Хеберли, П. Тессейр и Ф. Пол: Оценка опасности прорыва ледниковых озёр на основе удалённого исследования: практическая ситуация в Швейцарских Альпах. Канадский геотехнический журнал, 39, 316–330, 2002.

К. Хаггель, А. Кааб, В. Хеберли и Б. Крумменахер: Модели ГИС регионального масштаба для оценки опасности прорыва ледниковых озёр: оценка и применение в Швейцарских Альпах. Наука о природных рисках и системах Земли, 3, 647–662, 2003.

К. Хаггель, В. Хеберли, А. Кааб, Д. Биери и С. Ричардсон: Процедуры оценки ледниковых опасностей в Швейцарских Альпах. Канадский геотехнический журнал, 41(6), 1068–1083, 2004а.

К. Хаггель, А. Кааб и Н. Зальцманн: Моделирование ледниковых опасностей и их взаимодействия на основе данных ГИС, используя изображения Landsat-TM и IKONOS. Норвежский журнал географии, №58, стр.761–773, 2004б.

К. Хаггель, С. Зграгген-Освальд, В. Хеберли, А. Кааб, А. Полквой, И. Галушкин и С.Г. Эванс: Каменно-ледниковая лавина 2002 г. в Колке/Кармадоне, Кавказ, Россия: оценка лавины с необычным формированием и подвижностью, и применение спутниковых снимков QuickBird. Наука о природных рисках и системах Земли, 5, 173-187, 2005.

ICIMOD: Ледниковые озёра и прорывы ледниковых озёр в Непале. ICIMOD, Катманду, 2011.

МСБИК: Изменения климата 2007: Физическая научная основа. Вклад рабочей группы №1 в Четвёртый оценочный отчёт Межгосударственного совета по борьбе с изменением климата [П/ред. С. Соломона, Д. Кина, М. Мэннинга, З. Чена, М. Марки, К.Б. Авери, М. Тиньора и Х.Л. Миллера]. Издательство Кембриджского университета, Кембридж и Нью-Йорк, 2007.

Р.М. Иверсон: Физика обломочных потоков. Анализ геофизики, 35, 245-296, 1997.

А. Джарвис, Х.И. Рейтер, А. Нельсон и Э. Гевара: Безразрывные данные SRTM V4 с заполнением пробелов. Международный центр тропического сельского хозяйства (CIAT), доступно по адресу <http://srtm.csi.cgiar.org>, 2008.

А. Кааб, К. Хаггель, Л. Фишер, С. Гекс, Ф. Пол, И. Роер, Н. Зальцманн, С. Шлефли, К. Шмутц, Д. Шнайдер, Т. Строззи и Й. Вейдманн: Удалённое исследование высокогорных опасностей, связанных с ледниками и вечной мерзлотой: обзор. Наука о природных рисках и системах Земли, 5, 527–554, 2005.

К.А. Кассам. Взгляд на изменения через призму экологии местных народов: Результаты исследований на Афганском и Таджикском Памире. Человеческая экология, №37, стр.677–690, 2009.

Т.Е. Хромова, Г.Б. Осипова, Д.Г. Цветков, М.Б. Дюргеров и Р.Г. Барри: Изменения простираия ледников на восточном Памире, Центральная Азия, исходя из исторических данных и изображений ASTER. Удалённое исследование экологии, 102, 24–32, 2006.

С.А. Махмуд, Ф. Шахзад и Р. Глоагуен: Анализ удалённым исследованием недавней активной тектоники на Памире с использованием цифровой модели высот: Подход к речным профилям. Материалы симпозиума по Геологическим наукам и удалённому исследованию IGARSS, 7 – 11 июля 2008, II-1259–II-1262, 2008.

Б. Махмадалиев, А. Каюмов, В. Новиков, Н. Мустаева, И. Раджабов (п/ред.): Второе национальное сообщение Республики Таджикистан для Рамочной конвенции ООН по изменениям климата. Государственное агентство гидрометеорологии, Душанбе, 2008.

М. Мергили и Дж.Ф. Шнайдер: Региональный анализ опасностей прорыва озёр на юго-западном Памире, Таджикистан, по данным удалённого исследования и ГИС. Наука о природных рисках и системах Земли, 11, 1447-1462, 2011.

М. Мергили, К. Копф, Б. Мюллебнер и Дж.Ф. Шнайдер: Изменения криосферы в высокогорных областях Таджикистана и Австрии: сравнение. Анналы геологии, А, 94(1), 79–96, 2012а.

М. Мергили, В. Феллин, С.М. Морейрас и Дж. Стоттер: Симуляция обломочных потоков в Центральной Азии на основе открытой ГИС: Возможности, ограничения и чувствительность к параметрам. Природные опасности, 61(3), 1051-1081, 2012б.

М. Мергили, К. Шратц, А. Остерманн и В. Феллин: Физическое моделирование гранулярных потоков с помощью открытой ГИС. Наука о природных рисках и системах Земли, 12, 187-200, 2012с.

М. Мергили, Дж.П. Мюллер и Дж.Ф. Шнайдер: Пространственно-временное развитие высокогорных озёр в верховьях реки Амударья (Центральная Азия). Глобальные и планетарные изменения, DOI 10.1016/j.gloplacha.2013.04.001, 2013.

Б. Мюллебнер: Моделирование потенциальной вечной мерзлоты в Памиро-Алайских горах (Таджикистан) с использованием приёмов удалённого исследования и ГИС. Кандидатская диссертация, Университет ВОКУ, Вена, 2010.

К. Нарам, М. Дуишонакунов, А. Кааб, М. Диёров и К. Абдрахматов: Прорыв ледникового озера на западном Зиндане 24 июля 2008 г. и последние региональные изменения ледниковых озёр хребта Тескей Ала-Тоо, Тянь-Шань, Кыргызстан. Наука о природных рисках и системах Земли, 10, 647-659, 2010.

М. Нетелер и Х. Митасова: Открытая ГИС: Подход GRASS GIS. Спрингер, Нью-Йорк, 2007.

Дж. Нэтцли, К. Хаггель, М. Хельцле и В. Хеберли: Моделирование каменно-ледниковых лавин, исходящих из горных областей вечной мерзлоты, на основе ГИС. Вычислительные геологические науки, 10, 161–178, 2006.

Д.Дж. Квинси, Д.С. Ричардсон, А. Лакман, Р.М. Лукас, Дж.М. Рейнольдс, М.Дж. Хэмбри и Н.Ф. Глассер. Раннее определение опасностей ледниковых озёр в Гималаях с использованием данных удалённого исследования. Глобальные и планетарные изменения, №56(1-2), стр.137–152, 2007.

Дж.К. Ризли, Дж.С. Вальдер и Р. Денлингер: Переливание волны через Усойскую дамбу и направление потока по рекам Бартанг и Пяндж, Таджикистан. Природные опасности, 38(3), 375-390, 2006.

С.Д. Ричардсон и Дж.М. Рейнольдс: Обзор ледниковых опасностей в Гималаях. Quaternary International №65/66, стр.31–47, 2000.

Д. Рикенманн. Эмпирические взаимоотношения для обломочных потоков. Природные опасности, 19, 47-77, 1999.

А.Э. Шайдеггер: О прогнозировании дальности и скорости катастрофических оползней. Механика горных пород, 5, 231–236, 1973.

Р.Л. Шустер и Д. Альфорд: Усойская оползневая дамба и озеро Сарез, Памир, Таджикистан. Экология и инженерная геология, 10(2), 151–168, 2004.

С. Тинти, А. Марамаи и А.В. Черутти: Ледник Миадж в долине Аоста (Западные Альпы, Италия) и чрезвычайный раскол 9 августа 1996 г. Физическое и химическое строение земли (А), №24(2), стр.157–161, 1999.

Ф.С. Твид и А.Дж. Расселл: Контроль формирования и внезапного сброса ледниковых озёр: последствия для характеристик jökulhlaup. Программирование и физическая география, 23(1), 79-110, 1999.

В. Вилимек, М.Л. Запата, Дж. Климес, З. Патзельт и Н. Сантильян: Влияние отступления ледников на природные опасности в районе озера Палькакоча, Перу. Оползни, №2(2), стр.107–115, 2005.

Дж.С. Валдер и Дж.Э. Коста. Прорывы ледниковых озёр: влияние режима стока озера на величину наводнения. Процессы и ландшафт поверхности Земли, №21, стр.701–723, 1996.

Дж.С. Вальдер и Дж.Э. О'Коннор. Методы прогнозирования пикового сброса наводнений, вызванных прорывом природных и искусственных насыпных дамб. Исследование водных ресурсов, №33, 10, стр.2337–2348, 1997.

Т. Ватанабе и Д. Ротачер. Прорыв ледникового озера Лугге Тчо в 1994 г., Бутан, Гималаи. Горные исследования и развитие, №16, стр.77–81, 1996.

ВСМЛ: Глобальные изменения ледников: Факты и цифры (М. Земп, И. Роэр, А. Кааб, М. Хельцле, Ф. Пол, В. Хеберли, п/ред.), UNEP, Всемирная служба мониторинга ледников, Университет Цюриха, Швейцария, бесплатная загрузка с сайта ВСМЛ и UNEP, 2008.

Приложение 7

Влияние крупных оползней, меры по смягчению риска

Глава из книги.

Дж.Ф. Шнайдер, Ф.Е. Грубер, М. Мергили: Влияние крупных оползней, меры по смягчению риска. Подано в Материалы Конференции Ваджонт 2013, 8–10 октября 2013, Падуя, Италия.

Выдержка

Помимо существующих озёр, запруженных оползнями, имеются свидетельства существования таких озёр в прошлом в высокогорных областях Европы, Азии и Америки. В голоценовый период крупные оползни регулярно запруживали озёра. Есть свидетельства множества доисторических, исторических и недавних случаев, где дамбы не выдерживали давления воды. Возникающие наводнения, выразившиеся особо крупным пиковым сбросом и дальним пробегом, приводили к катастрофам при воздействии на заселённые территории ниже по течению. Хотя большинство прорывов дамб случаются в ранней стадии после формирования, озёра также могут прорываться на более поздних стадиях. Исследования практических случаев в Центральной Азии и Пакистане позволили привести примеры явлений, связанных с формированием дамб, механизмом прорыва и распространением паводковой волны. Особое внимание уделено обсуждению вариантов снижения риска катастроф и смягчению опасности.

Ключевые слова

Аттабад, компьютерное моделирование, паводковая волна, Хаттиан Бала, прорыв озера, оползневая дамба, Сиачен-Гаяри, водосброс

1 Вступление

Природные дамбы различных типов запруживают озёра в разных частях света. [Коста и Шустер \(1988\)](#) указывают, что в основном склонны к прорывам дамбы из оползневого материала, ледникового льда и морены позднего ледникового периода, что приводит к потенциально разрушительным прорывам озёр. Хотя много работы уже было проделано касательно опасности прорыва ледниковых озёр ([Ричардсон и Рейнольдс, 2000](#)), настоящая статья концентрируется на оползневых дамбах.

Оползни – частый геоморфологический процесс в высокогорных регионах, таких как Центральная Азия. Хотя непосредственное влияние такого явления на горные сообщества очевидно, многие оползни являются лишь началом цепочки процессов. Частым побочным эффектом является формирование озёр, запруженных оползнем ([Клейг и Эванс, 1994](#); [Казальи и Эрмини, 1999](#)). Такие оползневые дамбы могут внезапно разрушиться из-за удара волны, внутренней или обратной эрозии, что приводит к потенциально разрушительным наводнениям ниже по течению. Озёра могут также сбрасываться постепенно или плавно, другие сохраняются в течение длительных периодов времени. [Коста и Шустер \(1988, 1991\)](#) и [Шустер и Эванс \(2011\)](#) показали, что большинство отказов дамб происходят в первые несколько месяцев после оползня. Впоследствии дамба обычно уплотняется настолько, что прорыв становится менее вероятным ([Рис. 1](#)). Однако, волна, вызванная обрушением породы в озеро, может произойти спустя большое время после формирования дамбы.

Хотя геоморфологические свидетельства указывают на существование и внезапный прорыв озёр с оползневыми дамбами в ранние стадии голоцена, самые недавние случаи показали, какую сложность представляют такие феномены для населения и властей (потенциально) задействованных областей.

Данная статья представляется вкладом в понимание динамики озёр, запруженных оползнем, и сложностей смягчения риска с целью уменьшения потенциального ущерба в будущем. Уроки, полученные в трёх недавних случаях на севере Пакистана (Хаттиан Бала, Аттабад и Сиачен-Гаяри) сочетаются с историческими и геоморфологическими свидетельствами о событиях прошлого в Таджикистане и на востоке Афганистана. [Рис. 2](#) показывает географическое расположение обсуждаемых случаев.

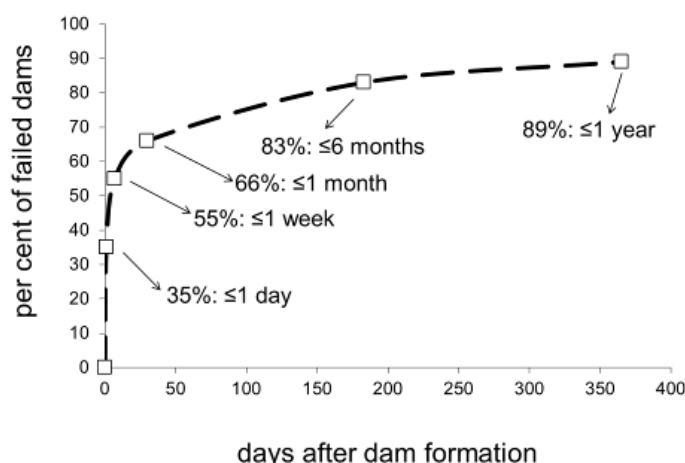


Рис. 1 – Процент разрушившихся дамб и время их существования (по Шустеру и Эвансу, 2011).

2 Свидетельства событий прошлого

2.1 Оползневые дамбы на Памире (Таджикистан и Афганистан)

2.1.1 Озеро Сарез

Высочайшая природная дамба, известная на сегодня – Усойская – находится в стабильном состоянии более 100 лет. Она сформировалась в результате оползня, вызванного землетрясением в 1911 г., и заблокировала долину Мургаб на Памире, в Таджикистане (см. Рис. 2). Высотой до 600 м, она привела к формированию озера Сарез, длиной 60 км и объёмом 17 км³ (Шустер и Альфорд, 2004). Поскольку просачивание сквозь дамбу практически уравнивает приток, уровень воды в озере повышается примерно на 0,2 м в год и ещё не достиг гребня плотины. Хотя Шустер и Альфорд (2004) перечисляют несколько возможных механизмов разрушения дамбы, споры на тему того, какую опасность представляет Сарез, не утихают. Дамба считается достаточно стабильной ввиду её консолидированной структуры, огромного размера и существования предпочтительного, не вызывающего эрозию, канала сквозь дамбу (Ищук, 2004, 2011). Однако по направлению к озеру движется масса породы, которая, в случае внезапного ускорения, может вызвать волну и привести к переливу воды через дамбу (Ризли и др., 2006). Эта масса породы, дамба и река Мургаб ниже по течению находятся под наблюдением, так как была установлена система раннего оповещения о наводнении.

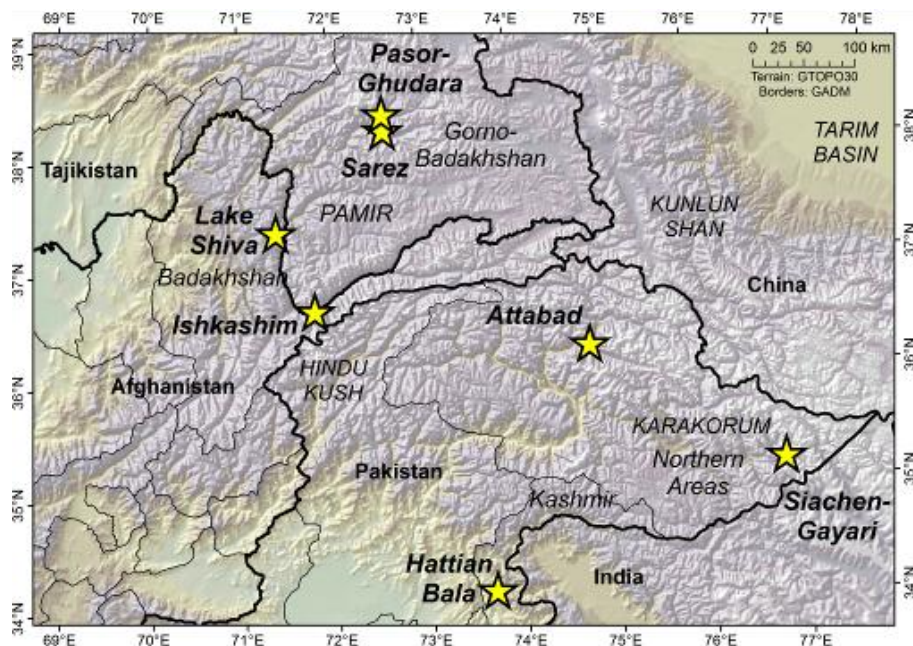


Рис. 2 – Практические примеры, обсуждаемые в статье.

2.1.2 Озеро Шива

Озеро Шива, максимальной длиной около 9 км, расположено в Шугнанском районе на северо-востоке Афганистана, примерно в 16 км к юго-западу от Хорога, столицы ГБАО, Таджикистан (см. Рис. 2). Оно запружено природной композитной дамбой в долине реки Арахт, притока Пянджа, который в этом районе представляет границу между Афганистаном и Таджикистаном.

Предварительная оценка опасности озера и дамбы была проведена посредством вертолётного облёта, изучения спутниковых снимков и полевого исследования летом 2011 г. Непосредственной угрозы внезапного прорыва обнаружено не было, однако нельзя полностью исключить частичное обрушение дамбы вследствие обратной эрозии и просачивания. Моделирование последующей паводковой волны в двух сценариях частичного обрушения показало, что в любом случае, помимо всех кишлаков, расположенных вдоль русла, может пострадать город Хорог.

Дамба озера Шива имеет 1,6 км в ширину. По данным Шродера и Вайса (2010) она состоит из материала не менее трёх оползней и каменного глетчера. Согласно оценки, проведённой авторами, основная часть состоит из морены, представляющей не менее двух стадий позднего ледникового периода. Эта моренная дамба в северной части смыкается с отложениями оползня, который двигался со склонов на север, предположительно тогда, когда ландшафт приспособлялся к потере ледяного покрытия в конце последнего ледникового периода. Возможно, тогда произошёл частичный прорыв моренной дамбы, но если и так, сейчас устье покрыто остатками оползня.



Рис. 3 – композитная дамба озера Шива, вид на запад. Эрозионный источник (круглое озеро диаметром около 200 м) и исток реки Арахт на переднем плане; слева от озера нестабильная зона протекания с рядом мелких источников, заметных благодаря очагам зелёной растительности. Моренные отложения в центре, оползневые отложения в правой части фотографии, источник оползня в дальнем правом краю.

Дамба с тех пор уплотнилась и очевидно, запруженное озеро никогда не переливалось через её край в той форме, в какой она находится сейчас (возможно после первого прорыва). Вместо этого, вся вода, поставляемая бассейном, просачивается сквозь дамбу, и в большей части выходит через пористый материал, принесённый оползнем. Ниже дамбы часть просочившейся воды выходит в виде стабильного источника, образуя малое круглое озеро (Рис. 3).

Однако, помимо крупного источника со стабильным просачиванием, на нижней стороне дамбы появились несколько дополнительных родников, к югу от основного источника. Это указывает на просачивание сквозь относительно водонепроницаемую глину, составляющую основную часть дамбы. Это уже привело к обратной эрозии в пока ещё малой части дамбы, подверженной просачиванию, где очевидно регулярное проседание почвы и активная обратная эрозия (см. Рис. 3). В случае продолжения нестабильности, в конечном итоге дамба может быть ослаблена эрозией в самой узкой части и размыва за счёт более интенсивного протекания.

Далее, Шродер и Вайс (2010) описывают расположение дамбы как место пересечения двух активных тектонических линий, что может привести к местным землетрясениям.

2.1.3 Система Пасор – Гудара

В то время как оз. Сарез и оз. Шива представляют примеры нетронутых природных дамб, на Памире также есть множество примеров дамб разрушенных. Несколько долин были временно заблокированы огромными, в основном крупнозернистыми отложениями. Мелкие осадочные породы выше по течению указывают на озёра, которые исчезли либо за счёт отложения осадков, либо за счёт внезапного или постепенного разрушения дамбы. Хотя происхождение таких отложений не бесспорно и часть из них может представлять плейстоценовую морену, большинство было опознано как отложения оползней. Один такой пример расположен в верховьях долины Бартанг (Центральный Памир, [Рис. 4а](#)). Пасорская оползневая дамба высотой около 300 м заблокировала долину и запрудила озеро Гудара, длиной до 8 км. Методом оптически стимулированной люминесценции было выяснено, что возраст озёрных осадков составляет до 4000 лет. После накопления нескольких десятков метров озёрных отложений, озеро было сброшено в несколько стадий, а осадки подверглись глубокой эрозии. Узкое устье в оползневых отложениях, вероятно, блокировалось несколько раз. Аллювиальные отложения ниже по течению, которые отчасти также подверглись эрозии, оставив только крупные блоки, указывают на как минимум один мощный прорыв (см. [Рис. 4б](#)).

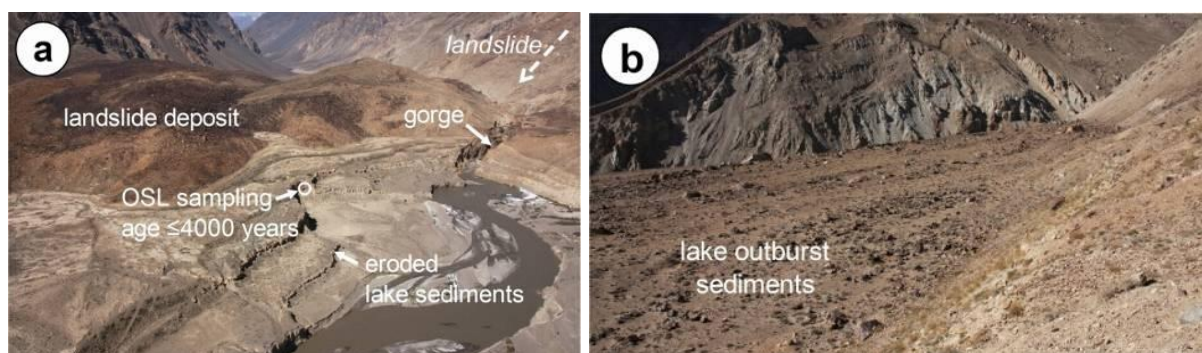


Рис. 4 – (а) Пасорский оползень (на заднем плане) и подвергнувшиеся эрозии озёрные отложения на переднем плане. Уровень озера понижался в несколько стадий. (б) Отчасти эродированные отложения от прорыва озера сразу после дамбы, показывающие структуры, типичные для прорыва озера.

2.1.4 Система Дашт-Сулайман

Долина Пянджа, по которой проходит граница между Таджикистаном и Афганистаном (Ваханский коридор), частично заблокирована отложениями обломочной лавины в Дашт-Сулаймане, выше поселка Ишкашима (см. [Рис. 2](#)). Область зарождения оползня, состоящего из чёрных сланцев, расположено на горном хребте к югу от р. Пяндж. Осадки от прорыва озера и остаточные валуны указывают на временную блокировку долины, после которой последовал резкий сброс воды, но исторических подтверждений этому нет. Остатки средневекового укрепления расположены на более старом, восточном

краю оползневой массы (Рис. 5). Подробные интервью в близлежащих кишлаках раскрыли легенды о «большом наводнении давным-давно». Такие свидетельства, конечно, исключительно умозрительные, но тем не менее могут дать представление о событиях прошлого. Необходимо более детальное геоморфологическое изучение, чтобы лучше понять это и другие доисторические явления.

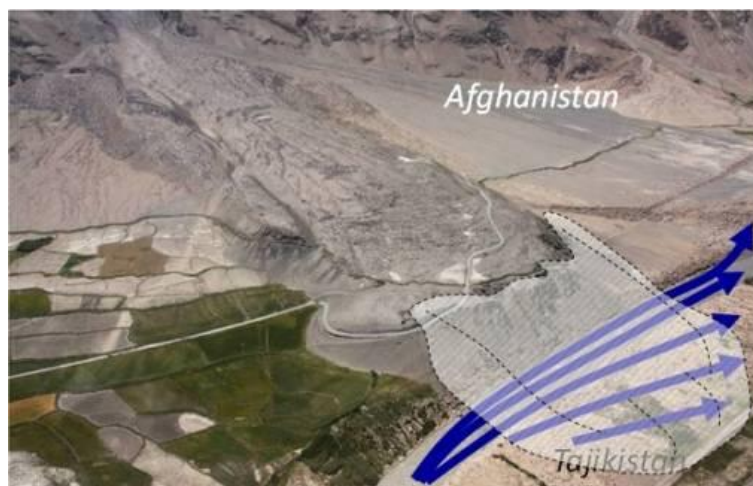


Рис. 5 – Обломочная лавина в Дашт-сулаймоне, выше Ишкашима в Ваханском коридоре Афганистана. Река Пяндж размыла край, направленный в сторону Таджикистана, опустошив временное озеро, запруженное этой дамбой. Тонкое покрытие озёрных отложений существует в культивируемой области в нижней левой части фотографии, а руины находятся в верхней левой части снимка. Вынесенные валуны покрывают орографический правый берег р. Пяндж, как остатки прорывного наводнения. Подверженный эрозии утёс на орографической левой стороне имеет высоту примерно 50 м.

2.2 Исторические прорывы озёр на севере Пакистана

Долины Хунза и Индус на севере Пакистана, глубоко изрезанной и сейсмически активной области (Шродер, 1998), имеют особую историю озёр, запруженных оползнями (Хьюитт, 1982, 1998), с конкретными случаями в 1841, 1858, 1962, 1974 и 2010 гг.

Самое крупное задокументированное событие произошло в долине Индус близ Нанга Парбата. В декабре 1840 или январе 1841 г. гигантский оползень, вызванный землетрясением, перегородил реку Индус вблизи моста Райкот. Точное расположение этой природной дамбы находится под вопросом, но известно, что она привела к формированию временного озера длиной от 30 (Шродер, 1998) до 57 (Делани и Эванс, 2011) и 64 км (Мейсон, 1929). В начале июня озеро переполнилось и дамба была разрушена, что привело к огромному наводнению вниз по реке. Немногочисленные исторические записи об этом огромном наводнении были собраны Мейсоном (1929). Примерно 3-5 миллиарда м³ воды были сброшены менее чем за 24 часа, 2 миллиона м³

твёрдых пород были размывы в течение короткого времени. В 430 км ниже по течению фронт волны описывался как «стена из воды, грязи и камней» высотой около 25 м (Шродер, 1998; NESPAK, 2010). Сикхская армия, которая стояла лагерем выше Аттока, была накрыта наводнением, погибли не менее 500 человек. Фактический объём воды, вырвавшейся на свободу во время Великого Индусского наводнения, неизвестен и существуют разные оценки, аналогичные оценкам длины озера, но Мейсон (1929) приводит размеры дамбы, которая указывает на объём более одного кубического километра. Сброс такого объёма воды в течение одного дня означает скорость сброса $14\,000\text{ м}^3/\text{с}$, но судя по высоте волны в Аттоке, можно предположить, что первоначальный сброс был в несколько раз выше. Корнвелл и Хамидулла (1992) указывают, что оценка пикового сброса варьируется от $56\,630\text{ м}^3/\text{с}$ (Хьюитт, 1964) до $509\,000\text{ м}^3/\text{с}$ (Шродер и др., 1991). Делани и Эванс (2011) рассчитали пиковый сброс в районе $114\,000\text{ м}^3/\text{с}$.

В 1858 г. ещё одно крупное обрушение склона (Гаммессарский оползень, 125 миллионов м^3) произошёл чуть ниже Аттабада, вблизи кишлака Сулманабад. Его сильно размывые остатки до сих пор содержат валуны размером 20-30 м (Шродер, 1998). Оползень перегородил реку Хунза, приведя к образованию озера объёмом $0,8\text{ км}^3$, по оценкам Делани и Эванса (2011). В августе 1858 г. дамба была разрушена и эрозия, глубиной свыше 300 м, привела к проседанию языка оползня, на котором сейчас расположен город Сулманабад – в реку. Мейсон (1929) связывает 20-метровую паводковую волну в Аттоке с разрушением склона в Гаммессаре. Согласно NESPAK (2010), наводнение вызвало волну высотой 16,5 м в Аттоке, гидрограф паводка показал объём $1,85$ миллиард м^3 . Это второе Великое Индусское наводнение разрушило несколько кишлаков и фортов ниже по течению от дамбы, но население было предупреждено, помня наводнение 1841 г. (Делани и Эванс, 2011).

Помимо обрушения склона в Гаммессаре, Шродер (1998) описывает несколько других обрушений склонов вблизи Аттабада, например, старейший и новейший сброс склона Серат напротив оползня 2010 г. в Аттабаде (см. следующую главу). Предположительно $1,5$ млн. м^3 самого молодого оползня в Серате было размывто рекой, вероятно в процессе прорыва озера. В октябре 1962 г. при обрушении породы с откоса оползня в Гаммессаре погибли 6 работников Департамента общественных работ при Правительстве Пакистана, и была запружена река до Гульмита. Когда озеро было внезапно прорвано после нескольких месяцев, оно подмыло остатки оползня 1858 года, вызвав обрушение нескольких домов в кишлаке Сулманабад в реку Гунза. Впрочем, в домах никого не было, так как население было осведомлено о нестабильности склона. NESPAK (2010) сообщает ещё об одной блокаде реки Гунза в области Гульмита в 1974 г.; эта дамба разрушилась спустя несколько месяцев, вызвав небольшие разрушения.

Оползень 2010 г. в Аттабаде и формирование озера Гунза привели к далеко идущим последствиям для региона – лишь ещё одна запись в длинном списке событий в этом регионе. Подробнее оно обсуждается в следующей главе.

3 Практические исследования недавних событий

Несколько озёр, запруженных оползнями, сформировались за последние 50 лет. Сюда входят события в Айни (Таджикистан, 1964), Маюнмарка (Перу, 1974), Вал Пола (Италия, 1987), Цатичу (Бутан, 2003), Хаттиан Бала (Пакистан, 2005), Тяньджиашан (Китай, 2008), Аттабад (Пакистан, 2010) и Сайчен-Гаяри (Пакистан, 2012). Некоторые из этих дамб были прорваны. Случаи прорыва дамб в Хаттиан Бала, а также в Аттабаде и Сиачен-Гаяри, где дамбы были целыми на март 2013 г., были рассмотрены подробно.

3.1 Практический случай 1: Оползень в Хаттиан Бала

8 октября 2005 года в Кашмире (Пакистан) произошло землетрясение магнитудой 7,6, которое привело к многочисленным жертвам и разрушениям. В результате произошли перемещения пород в нескольких местах. Оползень в Хаттиан Бала, притоке реки Джехлум к юго-востоку от Музаффарабада (местоположение см. на Рис. 2), после реактивации вызвал каменную лавину объёмом около 65 млн. м³ (Даннинг и др., 2007; Шнайдер, 2009; Рис. 6). Оползень, состоящий из песка, ила и глины Мурреевской формации, разрушил небольшой кишлак и несколько ферм.

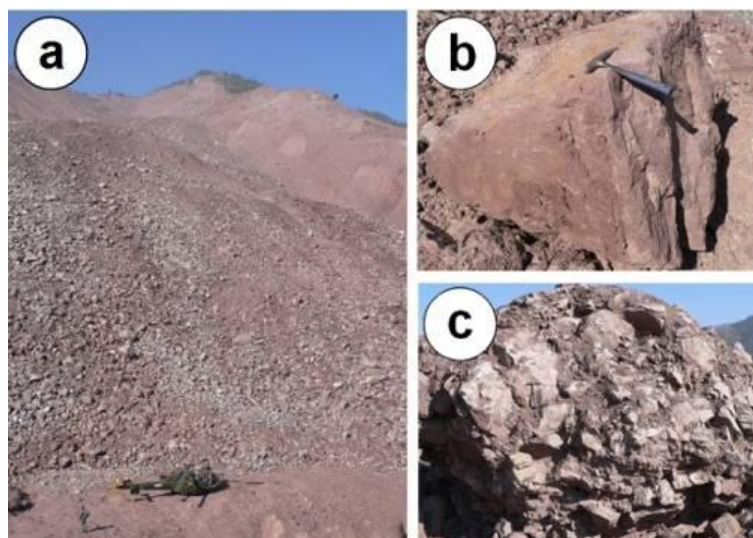


Рис. 6 – (а) Срединное основание каменной лавины Хаттиан Бала, вертолёт находится на точке будущего водослива. Озеро Карли расположено в левой части снимка. (б) Блок песчаника Мурреевской формации в матрице из ила и окаменелой глины. (с) Цементированные обломки бывшего оползня в том же месте.

Оползень задел территорию в 1,8 км², из отложений сформировалась дамба площадью 0,9 км², запрудившая реки Карли и Тунг и породившая два озера

(Рис. 7а, б). Исходя из геометрии насыпи, был рассчитан максимальный объём озёр, когда уровень воды был равен высоте самой низкой седловины в гребне плотины: Озеро Карли (или Залзал), более крупное, должно было вырасти до объёма примерно 61,7 млн. м³, Тунг (или Бани Хафиз) – до 3,6 млн. м³ (Шнайдер, 2009). Порция отложений, запрудившая озеро Карли, имела глубину от 230 м (Даннинг и др., 2007) до 350 м (Шнайдер, 2009). Крупные блоки песчаника стабилизировали поверхность орографически правой (дальней) части плотины.

После подробного изучения были приняты меры по смягчению опасности, связанной с внезапным прорывом дамбы (Шнайдер, 2009). Помимо установки системы мониторинга и разработки карт опасности и планов эвакуации, было решено ограничить уровень воды в озёрах и обеспечить контролируемый сток воды, расширив и укрепив каналы водостока в озёрах Карли и Тунг, длиной 425 и 130 м соответственно. Водосточный канал для озера Карли был прокопан не по седловине, являющейся естественным путём стока, а по центру дамбы, чтобы избежать дестабилизации прилегающего склона. Канал был частично закончен в июне 2006 г., но не укреплен. Его глубина составила 10 м, а размер фрагментов породы варьировался от песка до гальки под сравнительно тонким, грубым поверхностным слоем булыжников (Даннинг и др., 2007). Уровень озера Карли достиг канала в конце марта 2007 г. В июне 2007 г. канал выглядел стабильным, но не был укреплен. В нижней части дамбы наблюдалось просачивание.

В связи с продолжающимся укреплением дамбы, Шнайдер (2009) отметил вероятность прорыва как низкую, если бы искусственный водосточный канал выложить блоками песчаника, во избежание эрозии. Однако, он также указал на сценарий ударных волн, вызванных внезапным ускорением активного сползания пород по краям озера Карли, особенно на его орографической левой стороне (см. Рис. 7b).

В феврале 2010 г. произошла цепочка процессов, включая переливание через дамбу озера Карли и глубокую обратную эрозию водосточного канала (Рис. 7с и Рис. 8). Последовавший за этим обломочный поток нанёс серьёзный ущерб ниже по течению; один человек погиб. Конагай и Саттар (2012) пришли к заключению, что прорыв был вызван гидрологической ситуацией (умеренный дождь после сухих условий) в комбинации с разрушением тела плотины в связи со слабой сопротивляемостью материала к выветриванию. Рядом с озером наблюдались оползни, вероятно вызванные дестабилизацией склонов после резкого снижения уровня воды и соответствующих изменений давления воды в порах. Однако необходимы дальнейшие исследования, чтобы полностью понять цепочку процессов, произошедших здесь.

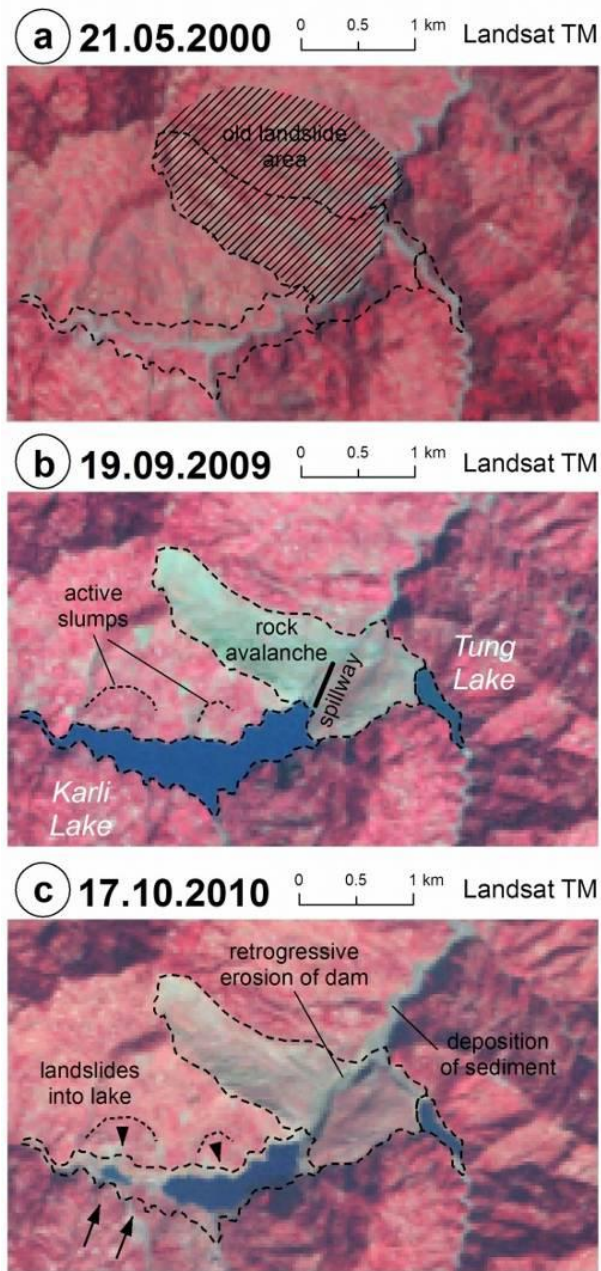


Рис. 7 – История оползня в Хаттиан Бала и соответствующих озёр: (a) Ситуация до оползня. (b) Оползень в Хаттиан Бала, озёра Карли и Тунг до разрушения плотины. (c) Ситуация после прорыва дамбы, остатки оз. Карли и Тунг.



Рис. 8 – Эродированные и разрушенные отложения оползня в Хаттиан Бала, ниже искусственного водосточного канала. Обратите внимания на шрамы от оползня на заднем плане и бывший уровень озера Карли, отмеченный линией снегов. Снимок сделан 10 февраля 2010 г. доктором Каусаром из Геологической службы Пакистана.

3.2 Практический случай 2: Дамба Аттабад

Два Великих Индусских наводнения 1841 и 1858 гг., а также ряд более мелких событий, таких как прорывы ледниковых озёр, увеличили осведомлённость местного населения, которое в целом подготовлено к стихийным бедствиям. В кишлаке Аттабад были зафиксированы трещины и сползание в течение нескольких лет. 4 января 2010 г. новый оползень объёмом 45 млн. м³ произошёл на правом берегу устья Гунзы, разрушив часть кишлака Аттабад (расположение см. на [Рис. 2](#)). Оползень произошёл в тектонически активном регионе, поверх местного разлома к северу от Главного Пограничного Разлома, и был несомненно подготовлен сейсмической дестабилизацией. Однако очевидных провоцирующих факторов зафиксировано не было, так как погода перед событием была сухой, и значительной сейсмической активности зарегистрировано не было. Область западного Аттабада была объявлена зоной повышенной опасности за несколько лет до этого и поэтому в момент события была эвакуирована.

На дне долины скопились озёрные отложения, видимо, обязанные своим происхождением озеру 1858 г., в результате недренированной нагрузки и возможно размягчения глины отложения каменной лавины они были размыты, что привело к возникновению двух вспомогательных грязевых потоков ([NESPAC, 2010](#)). Один из них прошёл вверх по течению примерно на 1,5 км; другой – на 3 км вниз. Он ударил посёлок Сарат, унеся 19 жизней. 141 дом был признан негодным для проживания ([Петли и др., 2010](#)).

Как следствие событий в Аттабаде, огромные обломочные отложения перегородили долину и запрудили реку Гунза. Длина насыпи вдоль реки составляет примерно 2 км, ширина – до 400 м.

Как и в случае большинства оползневых дамб, наивысшая точка (210 м над старым дном долины) находится в дальней части отложений. Здесь аккумуляровалась значительная часть материала оползня. Седловина расположена рядом с ближним, северным склоном долины, в 126 м над исходным руслом реки. После седловины угол нижнего склона плотины составляет 35° ([NESPAC, 2010](#)).

Размер осколков в дамбе варьируется от глины и ила до песка, гравия и крупных булыжников. Большой объём чёрной глины с высоким содержанием органических веществ наблюдался внутри и снаружи отложений, а также выше и ниже дамбы (остатки вторичных грязевых потоков). Лабораторные тесты

болотных отложений, перемещенных оползнем, показали предел пластичности 21-22% и содержание влаги – 28%. Дамба частично покрыта слоем тонкой каменной пудры, толщиной до 0,5 м. Основная часть дамбы (собственно оползень) состоит из гнейса с вкраплениями пегматита и аплита. Более тонкий материал преобладает в области вокруг седловины, в то время как более крупный материал и большие булыжники скопились на левом (дальнем) краю дамбы. Крупные булыжники находятся не только на поверхности насыпи, но и в середине дамбы, что обеспечивает её стабильность.

Просачивание через дамбу развилось через два месяца (Рис. 9) и далее увеличивалось нелинейным образом. В этот момент внутренняя эрозия посредством просачивания рассматривалась как возможный механизм разрушения.



Рис. 9 – Каменная оползневая дамба в Аттабаде, вид на юго-запад. Каменный оползень начинался в нижнем левом углу снимка. Фото сделано 26 мая 2010 г., за несколько дней до переполнения. Обратите внимание на канал эрозии от просачивающейся воды и границу между тёмными болотными отложениями и более светлой массой гнейсовых отложений от каменного оползня.

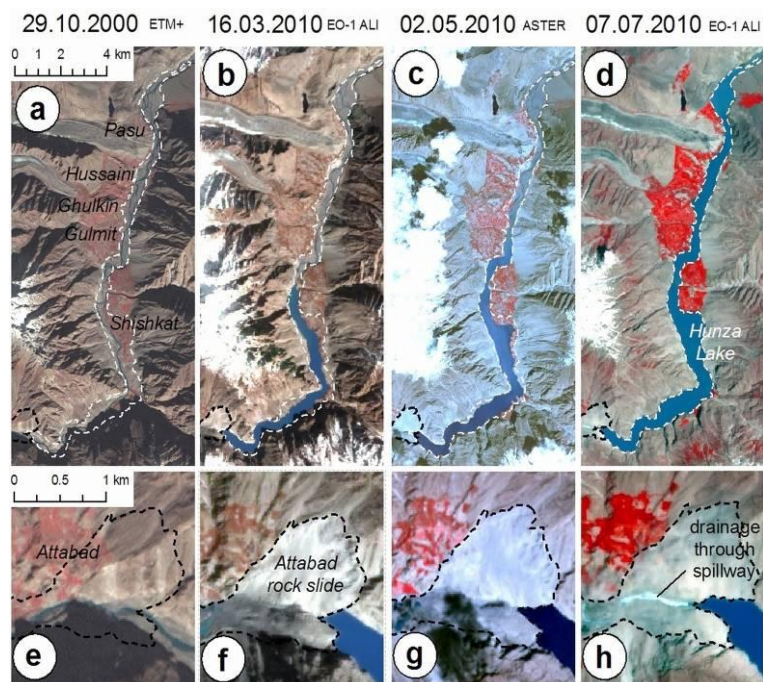


Рис. 10 – Оползень в Аттабаде и временное развитие озера Гунза. (a) и (e) Ситуация до оползня. (b), (c), (f) и (g) Рост озера до переполнения (d) размер озера после переполнения. (h) Ситуация после переполнения, с водостоком по каналу. Белая пунктирная линия показывает площадь озера на 7 июля 2010 г., чёрная – площадь оползня. Север находится сверху.

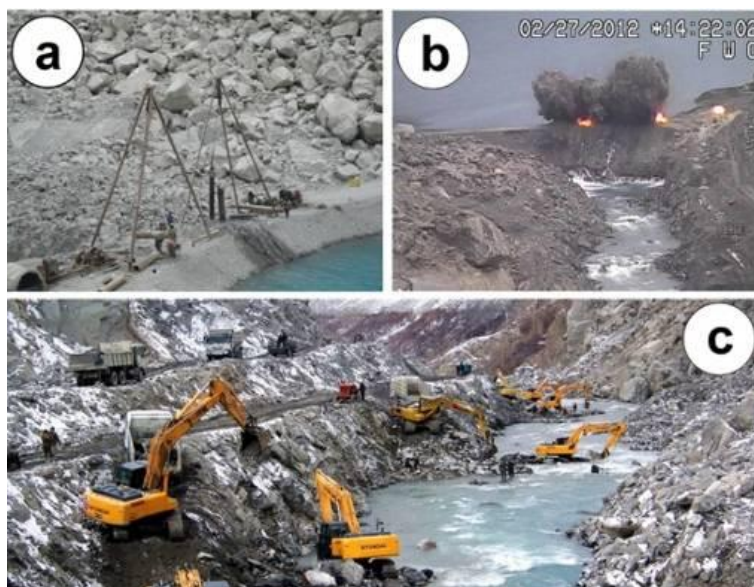


Рис. 11 – Аттабадская дамба: Работы по организации фронта (РОФ), с выкапыванием водосточного канала для понижения уровня озера и снижения опасности прорыва. (a) Перемычка для удержания воды и бурильные установки для закладки взрывчатки. (b) Подрыв перемычки для начала размыва искусственного канала. (c) Экскаваторы работают над углублением канала. Работа продвигается медленно, несмотря на использование тяжёлой техники. Её можно выполнять только шаг за шагом, в сухой сезон. Обратите внимание на крупные валуны гнейса в глинообразной матрице из мелких обломков, смешанных с озёрными отложениями, которые препятствуют эрозии дамбы. Фото предоставлены РОФ.

Чтобы понизить общий объём озера и регулировать будущий поток через дамбу, Национальное Агентство по контролю катастроф Пакистана (NDMA) контролировало строительство искусственного водостока в седловине насыпи. Результатом стал узкий канал шириной около 1 м возле дна и глубиной 14 м, в основном в илистой глине озёрных отложений.

Рис. 10 показывает временное развитие озера Гунза под контролем NDMA. В связи с морфологией долины, которая расширяется выше дамбы, скорость заполнения озера была изначально высокой, но со временем замедлилась. Небольшое ускорение наполнения имело место весной 2010 г., в связи с таянием снега и ледников. В ночь с 28 на 29 мая 2010 г. вода достигла верха дамбы и начала изливаться через построенный водосток. В этот момент уровень озера в точке водостока составил 111,41 м выше исходной долины.

Сток вначале происходил медленно, в результате чего уровень озера продолжил повышаться до 50 см в день. Канал водостока претерпел обратную эрозию, с минимальным подрезанием основной породы. 5 июня приток и сток озера сравнялись, при уровне воды 115,21 м над изначальным дном долины. В мае 2011 г. эрозия на стоке озера по прежнему контролировалась крупными валунами в дамбе. Взрывные работы не изменили ситуацию (Рис. 11).

К моменту начала стока озеро достигло длины 21 км и объёма 450 млн. м³. К середине июля 2010 г. оз. Гунза в длину составляло 22 км, покрывало площадь 12 км² при объёме почти 600 млн. м³ (Каргель и др., 2010). Основной причиной дальнейшего роста озера после начала стока было увеличение притока летом.

Выше дамбы было затоплено 240 домов в 5 кишлаках. Были разрушены 23 км Каракорумского шоссе. 25 000 людей, живущих выше плотины по течению, страдают от недостатка экономической активности и товаров повседневного использования.

3.3 Практический случай 3: Каменно-ледниковая лавина Сиачен-Гаяри

7 апреля 2011 г. снежная лавина с Хребта Салторо достигла северного родительского ледника ниже ледника Билафонд в районе Сиачен провинции Джамму-Кашмир в Пакистане (расположение см. на Рис. 2). Получившаяся в результате ледниковая лавина увлекла материал окраинной морены и обрушилась на военный лагерь Гаяри. 139 человек оказались погребёнными под снегом, льдом, камнями и обломками, покрывшими область более 1 км² слоем до 60 метров. Крупные блоки оказались зацементированы в матрице из льда и размолотых камней размером вплоть до ила (Рис. 12, Рис. 13).

После основного схода последовали несколько мелких лавин с ближайших гор. Несмотря на то, что они были небольшими и не нанесли дополнительного урона, из-за этих лавин пришлось приостановить поисково-спасательные работы. Сжатый конус обломков запрудил озеро, площадь поверхности которого со временем увеличилась до 25 гектар. Пришлось прокапывать канал для стока воды, чтобы снизить риск прорыва, который угрожал бы спасателям, а также населению и инфраструктуре ниже по течению (Рис. 14). Усилия по устройству канала увенчались успехом, и прорыва удалось избежать.

Благодаря скоординированным усилиям Пакистанской армии при поддержке спасателей из Норвегии, Германии и Швейцарии, число извлечённых тел увеличивается с каждым днём. Около 450 инженеров и рабочих с тяжёлой техникой работали день и ночь, насколько это было возможно. Одновременно предпринимались попытки бороться с эффектами поступления воды на объект, приводящей к подтапливанию спасательных раскопок, эрозии и возникновению расселин. Вода замедляла ход спасательных работ.



Рис. 12 – Каменно-ледниковая лавина в Сиачен-Гаяри, вид на северо-запад: остатки языка ледника, покрытые мореной, дамба из камней и льда и начало запруживания видны на снимке. Заваленный лагерь располагается на левой стороне снимка, там же выкапывается водосточный канал. Снимок сделан Пакистанской армией вскоре после трагедии.



Рис. 13 – постер UNOSAT, используемый как основа для принятия решений. Лавина, начавшаяся в твёрдой области хребта Салторо в левой части снимка, увлекла за собой лёд с ледника и глину с окраинной морены на орографической правой стороне долины. Конус обломков/дамба и запруженное озеро хорошо видны на снимках после события. Изображения: Ikonos, 4 мая 2012.



Рис. 14 – Тяжёлая техника выкапывает тела погибших и отводной канал. Фото предоставлено ISPR. Обратите внимание на утрамбованные обломки, состоящие из льда и раскрошенных камней. Взрывные работы оказались безуспешными.

Лагерь Гаяри считался безопасным, поскольку 700-летняя мечеть на месте лагеря не была тронута геологическими процессами много веков. Однако глобальное потепление и последующее отступление вечной мерзлоты и ледников поставили под угрозу многие населённые пункты и жизнедеятельность людей в горных долинах. Поэтому необходимо повторно исследовать места, ранее считавшиеся безопасными в отношении природных факторов. Достаточно краткого взгляда на спутниковые изображения Кашмира, чтобы увидеть несколько деревушек, лагерей и объектов инфраструктуры, расположенных под возможно опасными ледниками или камнями, что может привести к повторению трагедии в лагере Гаяри.

4 Сложности смягчения риска

Как было продемонстрировано в предыдущих главах, озёра, запруженные оползнями, могут быть прорваны через несколько часов или дней, а могут существовать тысячелетиями. Хотя большинство дамб разрушаются в первые несколько месяцев после формирования, озёра могут представлять опасность спустя несколько лет (оз. Карли) или могут по крайней мере считаться опасными спустя даже 100 лет (Сарез). Каждая стадия в истории дамбы требует определённых стратегий смягчения риска, включая комбинацию технических и не-технических мер.

Непосредственные экстренные меры должны включать строительство открытых водосточных каналов, защищённых от эрозии, или дренажных туннелей, чтобы удержать уровень воды. Такие структуры снижают затопление местности выше по течению и давление на дамбу, обеспечивая контролируемый сток воды. [Шустер \(2006\)](#) обнаружил, что некоторые сточные каналы работают хорошо, а другие плохо; это подтверждается рассмотренными выше случаями: сточный

канал в Аттабаде работал спустя полтора года после его запуска, несмотря на изначально отрицательные прогнозы. Часто трудно предсказать, как себя поведёт водосточный канал до фактического переполнения озера, вследствие ряда неопределённых параметров, особенно касающихся внутренней структуры дамбы.

Далее, правильно выполненный сточный канал имеет определённую пропускную способность и может не справиться с мощной ударной волной, вызванной обрушением пород в озеро. В случае Хаттиан Бала, такая волна вызвала обратную эрозию дамбы из-за отсутствия отсыпки или габионов.

Всегда требуются дополнительные не-технические меры. Они включают эвакуацию людей из возможно опасных зон. NDMA сообщило, что в случае Аттабада 2692 семьи, проживающие ниже в районе Гунзы и Гильгита, были эвакуированы в 25 лагерей. Поскольку эта мера очень деликатная, необходимо тщательно выверить площадь эвакуации. Быстрый метод определения склонности областей ниже по течению к затоплению в случае прорыва озера – это отобразить их высоту над уровнем русла реки. Такую карту можно легко получить с помощью ГИС и цифровой модели высот, но она не учитывает конкретные характеристики возможного наводнения (глубина затопления, скорость, время пробега). Такие параметры требуют применения физических компьютерных моделей для вычисления распространения наводнений и грязевых потоков. Рис. 15 показывает карту опасности возможного прорыва озера Сиачен-Гаяри, с предположениями о выходных гидрографах, последующем физическом моделировании с помощью FLO-2D и высоты над уровнем реки. Также в случае Аттабада комбинация высоты над уровнем реки и физического моделирования применялась для выбора маршрутов в зоны эвакуации ниже дамбы.

Рис. 16 показывает часть соответствующей карты опасности, которая даёт первое представление о потенциально уязвимых областях. Следует подчеркнуть, что такие карты надо интерпретировать предельно внимательно и с осознанием конкретных сильных сторон и недостатков входных данных, применяемых в модели, а также используемого ПО. Настоятельно рекомендуется сравнивать результаты нескольких типов моделей.

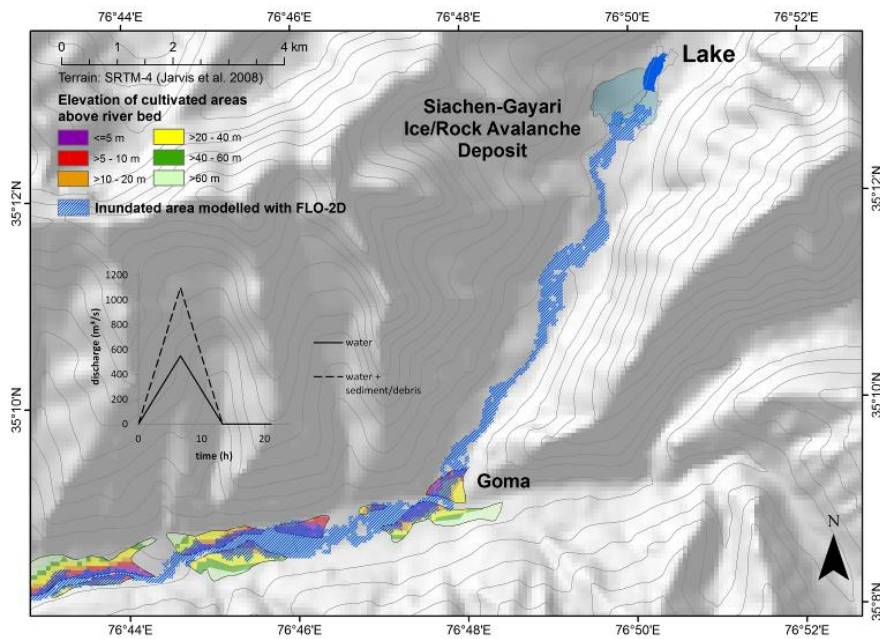


Рис. 15 – Карта оценки опасности, показывающая область ниже каменно-ледниковой лавины в Сиачен-Гаяри, исходя из высот над уровнем реки и FLO-2D. Гидрограф, применяемый как входные данные модели распространения паводковой волны, учитывает воду, совмещённую с отложениями и обломками.

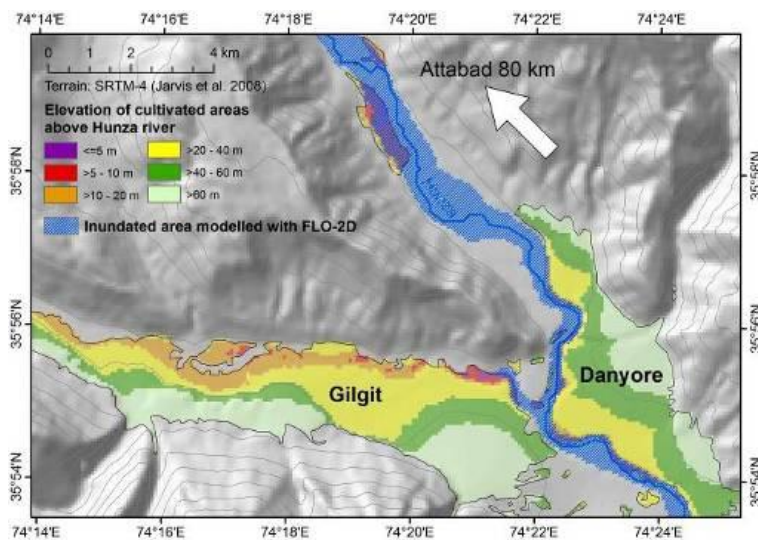


Рис. 16 – Пример карты оценки опасности для возможного прорыва озера Гунза, охватывающий часть долины до 80 км ниже по течению от дамбы, исходя из высоты над уровнем реки и моделирования в FLO-2D. Плоскости Гилгит и Даниёр формируются озёрными отложениями бывшей дамбы Бактор. Моделирование распространения потока часто симулирует наихудшие сценарии, подразумевая определённую изначальную ситуацию. Долгосрочная эвакуация областей ниже по течению обычно ни желательна, ни выгодна с социально-экономической точки зрения, помимо того факта, что жители эвакуационных лагерей постоянно стремятся вернуться домой. Поэтому важно

прогнозирование и раннее распознавание конкретных критических ситуаций, особенно в случае плотин, существующих более нескольких недель или месяцев. Однако, такие задания оказались сложными. Постоянный мониторинг возможных провоцирующих факторов разрушения плотины (например, нестабильные склоны или приток в озеро) в сочетании с установкой датчиков ударной волны и наводнения могут быть крайне полезными при условии, что (1) системы обслуживаются надлежащим образом, (2) они связаны с работающими системами аварийного оповещения и (3) сообщества ниже по течению подготовлены и знают, как реагировать в случае угрозы. Компьютерные модели могут помочь оценить время пробега и соответственно период, необходимый для эвакуации.

5 Заключение

Оползни – частый геоморфологический процесс в горных областях по всему миру. Иногда они блокируют целые долины и запруживают озёра, которые могут быть внезапно прорваны. Крутые и узкие долины в сейсмически активных зонах (таких, как Памир в Таджикистане и Каракорум в Северном Пакистане) особо уязвимы, как показывают геоморфологические и исторические признаки, а также более современные случаи.

Хотя невозможно предотвратить формирование оползневых дамб, предсказать возможные прорывы таких дамб достаточно сложно. Отрицательные воздействия на людей, собственность и инфраструктуру можно устранить, используя комбинацию подходящих стратегий снижения риска, включая мониторинг, укрепление осведомлённости и подготовленности. Использование ноу-хау из предыдущих событий позволит понять фактические процессы быстрого изменения ландшафта.

Благодарность

Первый автор данной статьи был приглашён на объекты, обсуждавшиеся в статье SDC (Швейцария), FOCUS (Таджикистан), NDMA (Пакистан) и UN OCHA. Особая благодарность Генералу Ахмеду Надиму (NDMA), Камрану Шарифу (UN OCHA), Доктору Каусару (Геологическая разведка Пакистана) и Мустафе Кариму (FOCUS).

Источники

[Н. Касагли и Л. Эрмини \(1999\) – Геоморфологический анализ оползневых дамб в Северных Апеннинах. Записи Японского геоморфологического союза, 20: 219-249.](#)

[Дж.Дж. Клейг и С.Г. Эванс \(1994\) – Формирование и прорыв естественных дамб в Канадских Кордильерах. Бюллетень геологических исследований Канады, 464: 1-35.](#)

Дж.Э. Коста и Р.Л. Шустер (1988) – Формирование и прорыв естественных дамб. Бюллетень Американского геологического общества, 100: 1054-1068.

Дж.Э. Коста и Р.Л. Шустер (1991) – Документированные исторические оползневые дамбы по всему миру. Открытый отчет Геологической службы США, 91-239: 1-486.

К.Б. Делани и С.Г. Эванс (2011) – Каменные оползневые дамбы в Северо-западных Гималаях (Пакистан, Индия) и прилегающих горах Памира (Афганистан, Таджикистан), Центральная Азия. В: П/ред. С.Г. Эванс, Р.Л. Херманнс, А. Стром, Г. Скарасчия-Мугнозза – Естественные и искусственные каменные насыпные дамбы. Заметки к лекциям по геологическим дисциплинам, 133: 205-242.

К. Корнуэлл и С. Хамидулла (1992) – Геоморфологические свидетельства катастрофического наводнения вдоль средней долины Инда. Геологический бюллетень Университета Пешавара, 25: 113-121.

С.А. Даннинг, В.А. Митчелл, Н.Дж. Россер и Д.Н. Петли (2007) – Каменная лавина в Хаттиан Бала и связанные с ней оползни, вызванные землетрясением в Кашмире 8 октября 2005. Инженерная геология, 93(3-4): 130-144.

К. Хьюитт (1964) – Ледяная дамба в Каракоруме. Инд, 5: 18-30.

К. Хьюитт (1982) – Естественные дамбы и прорывные наводнения в Каракоруме, Гималаи. В: П/ред. Дж.В. Глена – Гидрологические аспекты альпийских и высокогорных областей. Публикация IAHS, 138: 259-269.

К. Хьюитт (1998) – Катастрофические оползни и их влияние на верхнее течение Инда, Каракорум, Гималаи, северный Пакистан. Геоморфология, 26: 47-80.

А.Р. Ищук (2004) – Естественная дамба в Усое – Проблема безопасности (озеро Сарез, Памир, Таджикистан). NATO – ARW Безопасность естественных и искусственных насыпных дамб, 8-13 июня 2004, Бишкек, Кыргызстан, Выдержки.

А.Р. Ищук (2011) – Оползневая дамба в Усое и озеро Сарез, Памирские горы, Таджикистан. Естественные и искусственные насыпные дамбы. В: П/ред. С.Г. Эванс, Р.Л. Херманнс, А. Стром, Г. Скарасчия-Мугнозза – Естественные и искусственные каменные насыпные дамбы. Заметки к лекциям по геологическим дисциплинам, 133: 423-440.

Дж.С. Каргель, Г. Леонард, Р.Е. Криппен, К.Б. Делани, С.Г. Эванс и Дж.Ф. Шнайдер (2010) - Спутниковое наблюдение за оползневой озером Годжал. EOS, 91(43): 394-395.

К. Коногаи и А. Саттар (2012) – Частичный прорыв оползневой дамбы Хаттиан Бала, сформировавшейся при землетрясении в Кашмире 8 октября 2005 г. Оползни, 9: 1-11.

Мейсон (1929) – Наводнение в долине Инда и Шиокские ледники. Журнал Гималаев, 1: 10-29.

NESPAK (2010): Исследование прорыва дамбы на реке Хунза, возле Атабада. Отчёт для Национального агентства по контролю стихийных бедствий, Пакистан.

Д. Петли, Н.Дж. Россер, Д. Карим, С. Вали, Н. Али, Н. Насаб и К. Шабан (2010) – Опасность несейсмических оползней вдоль Гималайской арки. В: П/ред.: А.Л. Виллиамс, Г.М. Пинчес, Ч.Й. Чин, Т.Дж. Макморран и С.И. Мэсси – Геологически активная зона. CRC Press, Лондон: 143-154.

С.Д. Ричардсон и Дж.М. Рейнольдс (2000) - Обзор ледниковых опасностей в Гималаях. *Quaternary International*, 65/66: 31-47.

Дж.С. Рисли, Дж.В. Вальдер и Р.П. Денлингер (2006) – Переливание волны через Усойскую дамбу и направление потока по рекам Бартанг и Пяндж, Таджикистан. *Естественные опасности*, 38(3): 375-390.

Дж.Ф. Шнайдер (2009) – Сейсмически активированный оползень в Хаттиане, Кашмир, северный Пакистан. *Журнал сейсмологии*, 13(3): 387-398.

Р.Л. Шустер (2006) – Меры по снижению рисков для оползневых дамб. *Итальянский журнал инженерной геологии и экологии - Специальный выпуск I*: 9-13.

Р.Л. Шустер и Д. Альфорд (2004) – Оползневая дамба в Усое и озеро Сарез, Памирские горы, Таджикистан. *Экологические и инженерные геологические науки*, 10(2): 151-168.

Р.Л. Шустер и С.Г. Эванс (2011) – Инженерные меры по снижению опасности оползневых дамб. В: П/ред. С.Г. Эванс, Р.Л. Херманнс, А. Стром, Г. Скарасчия-Мугноцца – Естественные и искусственные каменные насыпные дамбы. *Заметки к лекциям по геологическим дисциплинам*, 133: 77-100.

Дж.Ф. Шродер (1998) – Обрушение склонов и обнажение пород в западных Гималаях. *Геоморфология* 26(1-3): 81-105.

Дж.Ф. Шродер и Б.Дж. Вейс. (2010) - Геоморфология оползневой дамбы оз. Шева, Бадахшан, Афганистан, с использованием данных удалённого исследования. *Анналы географии*, 92A(4): 469-483.

Дж.Ф. Шродер, К. Корнвелл и М.С. Хан (1991) – Катастрофические прорывные наводнения в западных Гималаях, Пакистан. *Выписки из материалов Американского геологического общества с программами*, 23(5).

Приложение 8

Карты опасности и риска

Карты формата А0 с указанием опасности и риска предоставляются отдельно.

Приложение 8.1 Карта опасности и риска обрушения пород

Приложение 8.2 Карта опасности и риска ледниковых лавин

**Приложение 8.3 Карта опасности и риска перигляциальных
обломочных потоков**

Приложение 8.4 Карта опасности и риска прорыва озёр