

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



Юдина Виктория Антоновна

**Оценка характеристик селевых потоков и прорывных паводков
на основе комплекса математических моделей**

1.6.16 – гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научные руководители:
кандидат географических наук
Черноморец Сергей Семенович,
кандидат географических наук
Виноградова Татьяна Александровна

Москва – 2022

Оглавление

Введение	4
Используемые сокращения	12
Глава 1. Состояние проблемы и изученность селевых процессов	13
1.1 Селевые процессы: типы и основные определения	13
1.1.1. Методы расчета характеристик селевых потоков	17
Глава 2. Материалы и методы исследований	22
2.1. Данные дистанционного зондирования	22
2.2. Обследование прорывоопасных озер и селевых очагов	23
2.3. Оценка расхода прорывного паводка	24
2.4. Математическое моделирование прорывного паводка и селевого потока на основе комплекса моделей	24
2.4.1. Модель прорыва озера	26
2.4.2. Транспортно–сдвиговая модель селеобразования	26
2.4.3. Гидродинамическая модель FLO–2D	30
2.4.3.1. Применение данных БПЛА	33
Глава 3. Объекты исследования	36
3.1. Физико–географическая характеристика бассейна реки Гунт	36
3.1.2. Долина реки Бодомдара	41
3.1.3. Долина реки Барсемдара	44
3.2. Физико–географическая характеристика бассейна реки Баксан	47
3.2.2. Долина реки Герхожан–Су	50
Выводы	54
Глава 4. Моделирование селевых потоков снегового генезиса	56
4.1. Расчётные сценарии для моделирования в долине реки Барсемдара	56
4.2. I сценарий	56
4.3. II сценарий	59
4.4. Построение гидродинамической модели для долины реки Барсемдара	60
4.5. Результаты гидродинамического моделирования	60
Выводы	69
Глава 5. Моделирование ледниковых селевых потоков	71
5.1. Расчётные сценарии для моделирования селевого потока 2000 года в долине реки Герхожан–Су	71
5.1.2. Оценка селевого расхода 2000 года	71

5.1.3. Построение гидродинамической модели для долины реки Герхожан–Су	73
5.1.4. Результаты моделирования	74
5.2. Расчётные сценарии для моделирования селевого потока после подвижки оползня Бузулган	79
5.2.1. I сценарий	80
5.2.2. II сценарий	81
5.2.3. III сценарий	82
5.2.4. Построение гидродинамической модели для долины реки Герхожан–Су	82
5.2.5. Результаты гидродинамического моделирования	83
Выводы	89
Глава 6. Моделирование прорывных паводков	91
6.1.Расчетные сценарии для моделирования в долине реки Бодомдара	91
6.2.I сценарий	92
6.3.II сценарий	95
6.4.III сценарий	95
6.5.IV сценарий	96
6.6.Построение гидродинамической модели для долины реки Бодомдара	97
6.7.Сравнение результатов гидродинамического моделирования	98
Выводы	105
Глава 7. Анализ применимости комплекса моделей	107
Заключение	114
Список литературы	116

Введение

Актуальность исследования прорывных паводков и селевых потоков связана с активным освоением горных территорий, которое невозможно без оценки опасностей. Среди множества горных систем, где наблюдаются селевые потоки, особенно выделяются Кавказские горы, где наблюдается высокая селевая активность в пределах Российской Федерации [Perov et al., 2017], и Памир, как наиболее значительные горные сооружения по высоте в странах СНГ [Перов, 2012].

В Российской Федерации доля территорий, подверженных селевым потокам, составляет более 10% от общей площади страны [Perov et al., 2017]. При этом, в связи со сведением лесов на склонах, строительными работами в бассейнах селеносных рек [Шварев и др., 2021; Шварев и др., 2020], горнодобывающей деятельностью, в частности складированием материала в виде отвалов и терриконов, количество селеопасных бассейнов растет. На территории Северного Кавказа ежегодно регистрируется прохождение селевых потоков в нескольких бассейнах. Одними из наиболее катастрофических селевых потоков, наблюдавшихся в последние десятилетия, были сели в долине реки Герхожан–Су (18–25 июля 2000 г.). Объем материала, вынесенного потоками, составил 2.1 млн. м³ [Perov et al., 2017]. В результате чего река Баксан была подпружена с образованием временного озера, и город Тырнауз был частично затоплен. Погибли восемь человек, был нанесен значительный ущерб экономике города и его промышленным предприятиям [Петраков и др., 2004, Seinova et al., 2003]. Селевые потоки в данном регионе также могут быть вызваны прорывом ледниковых водоемов. Например, прорывы озера Башкара наблюдались в 1958, 1959 и в 2017 г., озера у ледника Бырджалычиран – в 1909 и 2006 гг., озера Азау – в 1978 и 2011 гг. [Chernomorets et al., 2007; Petrakov et al., 2007, 2012; Черноморец и др., 2018; Докукин и Шагин, 2014; Докукин, Хаткутов, 2016].

Также крупные селевые потоки наблюдаются на территории Центральной Азии, в частности, в Таджикистане [Яблоков, 2009]. Наличие большого количества ледников и ледниковых озер (по оценкам [Мухаббатов, 2016] – 1449), высокая расчленённость рельефа способствуют образованию здесь катастрофических селевых потоков. Большинство населенных пунктов в пределах Горно–Бадахшанской автономной области (ГБАО) Таджикистана располагаются на конусах выносов рек в зоне потенциальной селевой опасности. Таким образом, освоение региона невозможно без всестороннего учета селевых процессов. Сход селевых потоков на территории ГБАО (Западный Памир) наблюдался в долине реки Барсемдара в 2015 году. Последствия были катастрофическими. Так, сформировавшийся в ходе селевой катастрофы конус выноса реки Барсемдара перегородил

реку Гунт с последующим образованием подпрудного озера в 15 км города Хорога [Черноморец и др., 2015]. В результате в зоне затопления оказалось значительное количество сельскохозяйственных территорий, жилых построек, автодорог. В 2002 году катастрофический селевой поток наблюдался в долине реки Дашт в результате прорыва термокарстового озера [Mergili, Schneider, 2011]. Основные разрушения наблюдались на конусе выноса реки. Погибли 24 человека и 510 голов скота, было разрушено 75 домов и 2 моста, 4 км автомобильной дороги [Докукин и др., 2020].

В результате активного отступления ледников повышается вероятность возникновения обвалов, оползней, селевых потоков и прорывов ледниковых озер [Soldati et al., 2004; Huggel et al., 2012; Aggarwal et al., 2017; Kumar, Murugesh Prabhu, 2012]. В связи с тем, что ледниковые озера и селевые очаги расположены в труднодоступных районах, где отсутствуют систематические наблюдения, прогнозировать их прорывы достаточно сложно [Emmeretal., 2020; Wangetal., 2020].

Одним из способов оценки опасности и рисков является математическое моделирование. В настоящее время не разработана единая модель, которая бы в полной мере отражала физические процессы, происходящие при опорожнении озера и формировании селевого очага.

Объектами исследования являются долины горных рек, в которых находятся селевые очаги – это долины рек Барсемдара (Западный Памир, ГБАО, Таджикистан) и Герхожан–Су (Северный Кавказ, Кабардино–Балкарская республика, Россия). Также рассматривались ледниковые озера Бодомдара, расположенные на территории ГБАО, Таджикистан.

Оценка характеристик прорывного паводка выполнялась на примере прорывоопасных озер Бодомдара. Длина реки Бодомдара составляет 27 км, площадь бассейна – 318 км². Одним из крупных притоков является река Дармайдован, длина реки равняется 12 км, а площадь водосбора составляет 65.6 км². В верховьях реки Дармайдован располагается два ледниковых озера: Бодомдара Верхнее и Бодомдара Нижнее. Верхнее озеро в каскаде возникло в последние десятилетия. Надледниковое положение озера предполагает дальнейший прорыв озера в результате отступления ледника, что может привести к каскадному прорывному паводку. Ранее озера не прорывались, поэтому была проведена оценка потенциальной опасности прохождения селевых потоков в долине. В долинах ниже по течению находится большое количество населенных пунктов и сельскохозяйственные территории, которых могут оказаться в зоне затопления.

Исследования селевых потоков на территории Западного Памира проводились для бассейна реки Барсемдара, где в 2015 году наблюдались катастрофические сели. Длина реки составляет 8.6 км, площадь водосбора равняется 28 км². Данный бассейн примечателен тем,

что до 2015 года селевых потоков там не наблюдалось, а селевой врез отсутствовал. Исследования данного объекта позволили оценить возможность применения транспортно–сдвиговой модели для долин, где существуют потенциальные селевые очаги, которые еще не перешли в активную фазу развития.

Бассейн реки Герхожан–Су является одним из наиболее селеопасных на территории Северного Кавказа [Perov et al., 2017]. Длина реки равняется 12 км, площадь бассейна составляет 76.3 км² [Ресурсы поверхностных вод..., 1964]. В 2020 году произошла подвижка оползня Бузулган, на участке, где и раньше наблюдались заторы и подпитка селевых потоков дополнительным материалом вследствие подрезки фронтального уступа оползня. После подвижки оползня изменились геоморфологические условия на пути будущих селевых потоков, так объем твердой составляющей возможного потока может значительно увеличиться.

Предмет исследования – особенности формирования и транспорта селевых потоков.

Цель исследования – это анализ и усовершенствование методов расчета характеристик селевых потоков. Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие задачи:

- 1) провести анализ изученности селевых процессов;
- 2) выполнить полевые обследования объектов;
- 3) создать информационную основу для моделирования с использованием спутниковых снимков и съемки с беспилотного летательного аппарата;
- 4) обосновать возможные сценарии развития селевого процесса и выполнить параметризацию моделей для выбранных селевых бассейнов;
- 5) провести гидродинамическое моделирование прорывных паводков и селевых потоков и определить зоны затопления для всех сценариев;
- 6) составить по результатам моделирования карты и рекомендации для органов власти и управления.

Материалы и методы исследования

В работе использовались материалы исследований ледниковых озер Бодомдара, выполненных командой МГУ им. М.В. Ломоносова и Агентства Ага Хана по Хабитат в ходе совместного проекта. Обработка полученных данных производилась с участием автора [Черноморец и др., 2020]. Также в рамках совместного проекта с командой Агентства Ага Хана по Хабитат в ходе экспедиции в 2019 г. с участием автора были получены материалы по селевой долине Барсемдара. Полевые работы в долине реки Герхожан–Су для оценки последствий подвижки оползня Бузулгана, в том числе съемка с беспилотного летательного

аппарата (БПЛА), долины проходили также с участием автора в 2020, 2021 и 2022 гг. При подготовке исходных данных для моделирования также использовались ЦМР из открытых источников, такие как ALOS PALSAR с разрешением 12,5 м и топографические карты.

В диссертационной работе для оценки характеристик прорывного паводка использовался комплекс математических моделей, таких как модель прорыва озера, транспортно–сдвиговая и FLO–2D. В процессе работы над диссертацией автором была создана программа FLOVI на языке программирования Python, в которой были объединены и расширены первые две модели. Далее были обоснованы сценарии формирования селевых потоков, проведена параметризация и адаптация моделей для изучаемых объектов.

Модель прорыва озера (автор Ю.Б. Виноградов). В основе данной модели лежат уравнения развития внутриледникового или подледникового канала, через который осуществляется сброс воды из озера. Входными данными являются объем озера перед прорывом, начальная температура воды в озере, длина подледникового канала, превышение точки входа над выходом, батиметрическая съемка на основании которой определяются морфометрические параметры чаши озера. На выходе из модели были получены гидрографы прорывного паводка.

Транспортно–сдвиговая модель селеобразования (автор Ю.Б. Виноградов). В основе модели лежит предположение, что приращение расхода твердого вещества в процессе формирования прямо пропорционально коэффициенту неустойчивости материала, элементарной потенциальной мощности потока и показателю подвижности селевой массы. Исходными данными являются высота, длина и ширина участков в селевом очаге, расход воды, поступившей в очаг, а также параметры потенциального селевого массива, такие как начальная влажность, угол внутреннего трения и плотность. Морфометрические данные очагов, такие как длина и ширина участков, для объектов на территории Западного Памира оценивались с помощью спутниковых снимков PALSAR. Для бассейна реки Герхожан–Су, при расчете потока 2000 года использовалась карты масштаба 1:25000, при оценке влияния оползня – ЦММ (Цифровая Модель Местности), полученная в результате съемки с БПЛА. Параметры потенциального селевого массива были определены в ходе численных экспериментов, также активно использовались литературные источники [Запорожченко, 2002, Никулин, 2009, Виноградов, Виноградова, 2010, Petrakov et al., 2012]. На выходе из модели были получены гидрографы селевых волн, значения плотности и скорости потока. Рассчитанный таким образом гидрограф использовался в качестве входных данных для модели FLO–2D.

Гидродинамическая модель FLO-2D (авторы – Дж. О'Брайен и др.). В основе модели положено решение уравнений Сен–Венана, расчет базируется на регулярных прямоугольных сетках. Важной особенностью модели является возможность расчета движения селевых потоков. В качестве исходных данных в модели используются топографические карты, результаты геодезических съемок, гидрографы прорывного паводка, расходы воды различной обеспеченности, объемная концентрация потока и реологические параметры селевого блока. Для долин Барсемдара и Бодомдара использовались цифровые модели рельефа PALSAR с разрешением 12.5 м. Для долины реки Герхожан–Су использовалась топографическая карта 1 : 25000, отражающая рельеф русла до селевой катастрофы. Для конусов выносов всех объектов использовались ЦММ, полученные в ходе обработки снимков с БПЛА, разрешением от 3 до 5 м. В качестве гидрологических данных в разных сценариях использовались гидрографы, рассчитанные по транспортно–сдвиговой модели селеобразования, модели прорыва озера или по эмпирической формуле. Для определения реологических параметров модели были проведены численные эксперименты. По результатам моделирования были получены карты пространственного распределения скорости и глубины потока, а также гидрографы на выбранных створах.

Защищаемые положения:

1. Разработанная автором программа FLOVI может применяться для оценки селевой опасности в долинах с потенциальными селевыми очагами и прорывоопасными озерами. В качестве входных данных может использоваться ЦМР, полученная до катастрофы.

2. Обосновано применение комплекса математических моделей (транспортно–сдвиговой и гидродинамической) для оценки характеристик потоков в долинах и возможных зон затопления на конусах выноса. Разработана методика с применением данных БПЛА для гидродинамического моделирования затопления конусов выноса.

3. Для разных литодинамических зон при моделировании определяющее значение имеют следующие параметры: для селевого очага – полная влагоемкость потенциального селевого массива, для зоны транзита и аккумуляции – реологические параметры селевого потока. Это позволяет внести определение данных параметров в рекомендации методики изучения селевых бассейнов.

4. Численными экспериментами подтверждено, что вклад транспортно–сдвигового процесса в формирование расхода селевого потока на вершине конуса выноса может составлять до 93% и выше для прорывного паводка данная величина будет составлять от 77% и выше.

Научная новизна работы

Научная новизна работы заключается в использовании комплекса из трёх математических моделей для оценки характеристик прорывных паводков и селевых потоков: модели прорыва озера, транспортно–сдвиговой и FLO–2D. Также автором была разработана компьютерная программа FLOVI на основе первых двух моделей на языке программирования Python. Использование данной программы позволяет учитывать процессы прорыва ледниковых озёр, формирования селевого потока в очаге, а также насыщения потока твёрдым материалом на участках подпитки в русле. Впервые были оценены количественные характеристики селевого потока 2015 года для долины реки Барсемдара. Проведенные численные эксперименты в транспортно–сдвиговой модели позволили выявить чувствительность модели к различным параметрам потенциального селевого массива (ПСМ). Также экспериментальные расчеты в модели FLO–2D проиллюстрировали, как значения параметров реологического блока влияют на величину максимальных расходов и площадей затопления. Для долины реки Бодомдара было впервые выполнено моделирование возможного прорывного паводка. Модель прорыва озера в данном случае использовалась для озера, подпруженного мореной с ледяным ядром, а не ледником. В ходе численных экспериментов в данной модели было выявлено влияние начальной температуры воды в озере и длины подледникового канала на значение максимального расхода прорывного паводка. Также для конуса выноса реки Бодомдара были впервые получены карты пространственного распределения глубин и скоростей потока, что необходимо учитывать при дальнейшем освоении долины. Впервые было определено влияние оползня Бузулган на движение селевых потоков в долине реки Герхожан–Су после его подвижки в 2020 году. Кроме того, в данной работе активно применялись данные, полученные с помощью БПЛА, для оценки площадей затопления на конусах выносов рек.

Личный вклад автора

- 1) Автором была впервые применена цепочка математических моделей, включающая в себя модель прорыва озера (опорожнение ледникового озера), транспортно–сдвиговая (формирование селевого потока в очаге) и гидродинамическая модель FLO–2D (трансформация потока в долине).
- 2) Была создана компьютерная программа FLOVI на языке программирования Python для расчета селевых потоков и прорывных паводков. В программе использовались уравнения моделей прорыва озера и транспортно–сдвигового селеобразования, разработанные Ю.Б. Виноградовым. Транспортно–сдвиговая модель была усовершенствована. В нее был добавлен расчет скорости и времени добегания, что дало возможность получать гидрограф селевой волны. Дополнительно автором были

проведены расчеты, показавшие возможность использования данной программы не только в верховьях в селевом очаге, но также и ниже по течению в местах возможной подпитки потока твердым материалом.

- 3) Впервые проведена оценка характеристик возможного прорывного паводка в долине реки Бодомдара, как в результате прорыва одного из озер, так и каскадного прорывного паводка. Все результаты моделирования, включая графики и карты были получены автором.
- 4) Впервые была выполнена оценка характеристик селевого потока для бассейна реки Барсемдара, где наблюдался массовый сход селевых потоков в 2015 году. Автором были разработаны и выполнены сценарные расчеты селевого потока с различным набором параметров. Дополнительно была проведена оценка возможной зоны затопления при прохождении аналогичного селевого потока с использованием снимков конуса выноса, полученных с БПЛА в августе 2019 года и обработанных автором.
- 5) Осуществлено моделирование селевого потока 2002 года в долине реки Герхожан–Су. Моделирование в зонах подпитки потока твердым материалом в русле выполнялось по транспортно–сдвиговой модели в программе FLOVI, а для участков между этими зонами использовалась модель FLO–2D. Также были разработаны и выполнены сценарии моделирования селевых потоков с учетом современного положения оползня Бузулган. Автор принимал участие в трех циклах полевых работ в долине реки Герхожан–Су с 2020 по 2022 год с целью отслеживания динамики оползня и состояния селевых очагов.

Степень достоверности и апробация результатов.

Основные результаты диссертации были доложены на 6 конференциях: *European Geosciences Union General Assembly* (Австрия, 2021 и 2022), *XVI Общероссийская научно–практическая конференция «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации»* (Москва, 2021), *VIII Всероссийская научно–практическая конференция с международным участием «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов»* (Пермь, 2021), *Russia–Brazil–China Seminars on the technology and theory of natural disaster reduction* (Чэнду, 2021), *Current State of Glaciers, Glaciation and Cryosphere in the Process of Global Warming* (Душанбе, 2021).

Также отдельные результаты диссертационной работы были доложены на межведомственном совещании в администрации Эльбрусского района Кабардино–Балкарской республики (г. Тырныауз) 20.05.2020 г.

Публикации. Автором опубликовано 4¹ печатных работ в журналах, определенных положением о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова.

Практическая значимость

Предложенная методика расчета селевых потоков и прорывных паводков может быть использована для оценки зон затопления как в долинах, где уже наблюдались катастрофические селевые потоки, так и для объектов, где селевые очаги являются потенциальными. Результаты исследований могут быть использованы при освоении и развитии хозяйственной инфраструктуры в долинах селеопасных рек, а также в ходе проведения работ по предотвращению ущерба.

Результаты работы были использованы при выполнении проекта РФФИ № 20–35–90006 «Моделирование селевых потоков (на примере Памира)» и в проектах по батиметрической съемке озёр Памира и оценке их опасности, а также по темам Госзадания МГУ имени М.В. Ломоносова разделы I.7 (ЦИТИС 121051300175–4), I.10 (ЦИТИС 121051400038–1).

Объем и структура диссертации. Текст диссертация включает в себя введение, 7 глав, заключение, список литературы. Общий объём работы 130 страниц, включая 39 рисунков и 18 таблиц. Список использованных источников включает в себя 177 наименований, в том числе 79 – на иностранных языках.

Автор благодарен научным руководителям Черноморцу Сергею Семеновичу за помощь в написании диссертации и организацию экспедиционных исследований; Виноградовой Татьяне Александровне за первые шаги в математическом моделировании и невероятную поддержку на всех этапах обучения. Особую благодарность автор выражает Инне Николаевне Крыленко за помощь в освоении модели FLO–2D и ценные советы и предложения по тексту диссертации. Также автор признателен Кидяевой Вере Михайловне за помощь в работе с моделью FLO–2D. Автор приносит благодарность Крыленко Ивану Владимировичу, Савернюк Елене Александровне, Висхаджиевой Карине Сайдовне и сотрудникам команды АКАН за совместные полевые исследования и предоставленные материалы. Также автор благодарен Бобову Руслану Абдураимовичу за логистическую поддержку. Автор признателен Докукину Михаилу Дмитриевичу и Запорожченко Эдуарду Валентиновичу за плодотворные дискуссии. Также автор благодарит сотрудников кафедры гидрологии суши МГУ и лаборатории снежных лавин и селей за ценные замечания и советы. Автор выражает искреннюю благодарность мужу Юдину Никите Евгеньевичу за колоссальную поддержку и терпение. Работу посвящаю своей бабушке Куровской Генриетте Теодоровне.

¹Часть работ опубликована под прежней фамилией автора (Куровская)

Используемые сокращения

АКАН–Агентство Ага Хана по Хабитат

БПЛА– беспилотный летательный аппарат

ПСМ– потенциальный селевой массив

ЦМР– цифровая модель рельефа

ЦММ – цифровая модель местности

Глава 1. Состояние проблемы и изученность селевых процессов

1.1 Селевые процессы: типы и основные определения

Селевыми потоками называют кратковременные потоки, характеризующиеся высоким содержанием твердого материала [Флейшман, 1978]. По [Перов, 2012] к селевым потокам относятся стремительные русловые потоки, внезапно возникающие в бассейнах горных рек. В составе таких потоков входит вода и обломки горных пород, а именно крупнообломочный материал, пылеватые и глинистые частицы. Доля твердого вещества в потоке может составлять от 10–15 до 60–70% [Флейшман, 1978]. Необходимыми условиями для образования селевого потока считаются следующие: наличие достаточного уклона, поступление большого объема воды и значительное количество рыхлообломочного материала. Селевые потоки образуются, если уклон русла и расход, поступивший в очаг, превышают критические величины, иначе может сформироваться только паводок [Виноградов, 1980б]. Критические значения уклона русла и начального расхода в большей степени зависят от гранулометрического и минералогического состава пород, слагающих потенциальный селевой массив [Степанов, Яфязова, 2014].

В классификации, предложенной Ю.Б. Виноградовым [Виноградов, 1980а], в зависимости от критических уклонов русла селевые потоки могут образовываться в результате трех типов процессов: транспортного, транспортно–сдвигового и сдвигового. При этом транспортный процесс представляет собой массовый перенос взвешенных и влекомых наносов водным потоком в результате срыва самоотмостки. В транспортно–сдвиговом процессе наблюдается взаимодействие воды, поступившей в очаг, и потенциального селевого массива. На выходе из селевого очага поток в значительной степени насыщен твердым материалом, и соответственно имеет высокую плотность. При сдвиговом процессе наблюдается сдвиг и разгрузка рыхлообломочного материала вследствие обводнения породы. Селевые потоки, образовавшиеся таким способом, также имеют высокую плотность [Виноградов, Виноградова, 2010]. Однако, зарегистрированы случаи транспортно–сдвигового процесса на уклонах в первые доли градусов и выше, например, в результате разжижения лессовых грунтов во время землетрясения [Степанов, Яфязова, 2014]. В связи с этим, использование приведенных выше терминов будет происходить в рамках объяснения превалирующих механизмов вовлечения потенциального селевого массива в процессе образования селея.

Также Ю.Б. Виноградовым была предложена классификация селевых потоков по плотности [Виноградов, 1980а]. Согласно этой классификации, селевые потоки

подразделяются на: наносоводные, грязевые и грязекаменные. Наносоводный селевой поток характеризуется низкой плотностью и состоит из смеси воды, взвешенных и влекомых наносов, плотность такого потока варьируется в пределах от 1100 до 1500 кг/м³. Грязевой селевой поток состоит из грязи и рыхлообломочного материала. Плотность такого потока составляет от 1600 до 2000 кг/м³. Грязекаменный состоит из обломков горных пород, промежутки между которыми заполнены грязью, плотность такого потока находится в пределах от 2100 до 2500 кг/м³ [Виноградов, 1980б].

Кроме того, в работах [Гагошидзе, 1970; Флейшман, 1978] предложена классификация селевых потоков, которая учитывает не только гранулометрический состав отложения, но и структурно–реологические модели движения. Согласно этой классификации, селевых потоки делятся на два типа: связный и несвязный. Связный селевой поток характеризуется значительным содержанием тонкодисперсных частиц (более 12%) [Перов, 2012], в связи с чем селевая смесь приобретает свойства вязкопластичного тела. Движение такого потока происходит в форме скольжения, при остановке поток застывает. В несвязных потоках преобладает жидкая составляющая, характерно турбулентное движение потока, а в случае остановки наблюдается частичная сортировка имеющегося материала.

Согласно генетической классификации [Перов, 2012] выделяются следующие типы селевых потоков в зависимости от механизмов образования: дождевые, снеговые, ледниковые, вулканогенные, сейсмогенные, лимногенные, антропогенные и природно–антропогенные. При этом все виды селевых потоков сгруппированы в 3 класса и 8 типов. Классы отражают как территорию проявления, так и главный фактор формирования. Так, 1 класс включает в себя селевые потоки, образовавшиеся в результате изменения гидрометеорологических элементов, 2 класс определяется активностью эндогенных процессов, а 3 – хозяйственной деятельностью человека, которая проявляется в нарушении устойчивости горных ландшафтов. В данной работе будут рассматриваться снеговые и ледниковые селевые потоки, которые относятся к 1 классу. Основной причиной возникновения снеговых селей является интенсивное таяние снега, приводящее впоследствии к переувлажнению и сдвигу снежных масс. Причиной возникновения снеговых селей также может являться прорыв снежных плотин. Образование ледниковых селевых потоков связано с активным таянием снега и льда, а также прорыва скоплений талых воды. Ледниковые сели также возникают в результате обрушения морены и льда [Перов, 2012]. Крупнейшими гляциальными катастрофами принято считать прорывы ледниковых озер [Перов, 2012].

Ледниковые озера являются одними из самых распространённых в мире и составляют около 50% от общего числа озер [Эдельштейн, 2014]. В условиях изменения климата

наблюдается активное отступление ледников, которое в свою очередь ведет к образованию от сотен до тысячи ледниковых озер по всему миру [Clague and O'Connor, 2021; Harrison et al., 2018; Shugar et al., 2020]. Согласно классификации Хатчинсона [Хатчинсон, 1969], ледниковые озера делятся на две подгруппы: ледниково–эрозионные и ледниково–аккумулятивные. К первой подгруппе относятся экзарационные и каровые озера. Экзарационные озера возникают в троговых долинах, по которым когда–то спускался ледник. К ним относятся также многие фьордовые озера, образовавшиеся в тектонических трещинах, выпаханных ледником. Каровые озера образуются в высокогорьях и на крутых склонах нивального пояса. При этом одна сторона озерной котловины сложена кристаллическим массивом, а другая – рыхлообломочным материалом. Следующий тип котловины – приледниковый, и относится уже к подгруппе ледниково–аккумулятивных озер. Приледниковые озера образуются в долинах на участке между языком ледника и моренным валом. К приледниковым озерам также относятся водоемы, возникающие в боковой долине, плотиной при этом являются тела ледника, находящегося в главной долине. Подледниковые озера образуются в результате скопления талой воды в коренных породах или же во льду под покровом ледника. Следующий тип озерной котловины — это подпрудно–моренные озера. Такие озера находятся в долинах, где уже отсутствует ледник, плотина при этом представлена валом конечной морены. Межморенные озера располагаются среди холмов конечной морены последнего ледникового периода. К остаточным озерам относятся те водоемы, которые сохранились как следы когда–то больших приледниковых озер, частично спущенных реками [Эдельштейн, 2014]. В данной работе рассматриваются прорывы приледниковых озер.

В период сокращения оледенения каждое подпруженное ледником озеро проходит три стадии развития: стабильное существование; серия последовательных прорывов, интенсивность которых зависит от мощности ледяной дамбы; исчезновение озера [Thorarinsson, 1939]. Отступление ледников сопровождается интенсивным образованием ледниковых озер [Westoby et al., 2014; Shugar et al., 2020; Buckel et al., 2018; Motschmann et al., 2020; Bajracharya et al., 2020]. Последние годы было отмечено большое количество прорывов ледниковых озер (glacial lake outburst flood) на территории Тибета [Yang et al., 2022; Zheng et al., 2021], Каракорума [Bazai et al., 2021; Yin et al., 2019], Патагонии [Wilson et al., 2019; Vandekerkhove et al., 2020; Wilson et al., 2018]. В случае значительного уклона реки и достаточного количества рыхлообломочного материала прорывной паводок может трансформироваться в селевой поток.

Образование селевых потоков происходит в селевом водосборе, который обычно является водосбором поверхностного стока, то есть имеет поверхности для образования

селевого потока низкой плотности [Виноградов, Виноградова, 2010]. По [Перов, 2012] селевым бассейном является бассейн, где эпизодически наблюдаются селевые потоки, которые проходят по главному руслу. Также может включать в себя частные селевые бассейны на притоках главной реки.

Селевой бассейн разделяется на три литодинамические зоны: область зарождения в верхней его части, зона транзита, где наблюдается движение потока, и зона аккумуляции или отложения селевой массы [Перов, 2012].



Рисунок 1.1. Селевые бассейны, расположенные в районе Военно–Грузинской дороги у селения Млета (Грузия). 2018 г. Фото автора.

В зоне зарождения могут присутствовать эрозионные врезы, ледниково–моренный комплекс, ледниковые озера. Именно в зоне зарождения происходит формирование селевого очага в скоплении рыхлого материала древних или ледниковых отложений, или же делювиального чехла.

Селевой очаг согласно [Виноградов, Виноградова, 2010] представляет собой морфологическое образование, которое способно вмещать в себя сток и потенциальный селевой массив, а также обладающее достаточным уклоном для образования потоков высокой плотности. Водосбор селевого очага уже представляет собой часть бассейна, которая принимает участие в поступлении воды в селевой очаг. В пределах водосбора селевого очага может образовываться как поверхностный, так и почвенный или грунтовый сток [Виноградов, Виноградова, 2010].

В зоне транзита характерно присутствие боковой и глубинной эрозии, а также наличие селевых гряд и террас. Также в зоне транзита могут быть участки временной аккумуляции, где будет происходить отложение части материала. Кроме того, в русле могут быть участки подпитки материалом, например, конусы выносы селевых притоков или же оползни. Для потоков высокой плотности в высокогорьях зона аккумуляции будет представлена конуса выноса. Отложения селевых потоков низкой плотности могут быть представлены в виде полос аккумуляции вдоль русла [Перов, 2012].

1.1. Методы расчета характеристик селевых потоков

К расчетным методам оценки характеристик селевых потоков относится применение эмпирических формул и моделей. Для расчета скорости потока селей используют эмпирические формулы, представленные в работах [Голубцов, 1969; РД 52.30.238–90, 1990]. Эмпирические формулы делятся на три группы [Флейшман, 1978]. К первой группе относятся формулы, в основе которых лежит формула Шези с определенной корректировкой и введением параметров, учитывающих сопротивление движения. Во второй группе находятся формулы, в которых включены параметры, учитывающие различия между водными и селевыми потоками. И в последней группе относятся формулы, в которых скорость потока определяется в зависимости от размера транспортируемого материала, например, формула Тъери [Флейшман, 1978]. В большинстве формул учитываются только такие параметры, как глубина и уклон русла. Эмпирические коэффициенты, используемые в формулах, были выведены на основе наблюдений в определенном селевом бассейне, или получены в лабораторных условиях. При сравнении данных видеоматериалов и результатов расчетов по формулам были выявлены значительные различия [Соколова и др., 2019]. Оценка расхода потока может происходить как прямым, так и расчетным методом. При выборе прямого метода находится относительно прямолинейный участок русла, берега которого слабо размываются или не размываются вовсе. Далее определяется уровень потока по следам высших селевых горизонтов и площадь поперечного сечения. Соответственно при умножении средней скорости селя на площадь можно получить расход селевого потока. В расчетных методах определения расхода селевого потока используются значения максимальных водных расходов. Так, в формуле Соколовского значение максимального селевого расхода находится путем умножения значения максимального водного расхода на коэффициенты заторности и объемного содержания наносов в 1 м^3 воды [Соколовский, 1968]. При этом для определения последнего коэффициента необходимо знать значение плотности потока, неправильное определение которой может сказаться на итоговом значении расхода. Коэффициент

затормозенности, используемый в формуле, также колеблется в значительных пределах, его определение достаточно затруднительно.

Эмпирические формулы также используются для определения максимального расхода прорывного паводка. При этом условно они делятся на те, в которых используются значения уклона [Riggs, 1976; Williams 1978], площади озера [Riggs, 1976], уровня воды [Walder, O'Connor, 1997; Pierce et al., 2010] и его объема [Evans, 1986; Walder and O'Connor, 1997], а также их различные комбинации [Costa 1983; Froehlich 1995; Pierce et al. 2010]. В случае, если данные об объеме озера отсутствуют, предлагаются следующие формулы, например [Huggel, 2002a,b]. Выходными данными являются значение максимального расхода прорывного паводка и время его наступления. Большинство из этих формул были получены обратным путем на основании исторических данных по прорывам озер. В данных формулах не рассматриваются физические процессы, происходящие при опорожнении ледникового озера, что может привести к недооценке реальных значений [Mergili et al., 2011].

Также для расчета расхода прорывного паводка могут использоваться аналитические модели, которые основаны на упрощенном представлении физических процессов, происходящих на этапе разрушения плотины [Morris et al., 2009; Capart, 2013]. В основе таких моделей обычно лежит предположение, что скорость разрушения дамбы зависит только от времени. В качестве исходных данных используются время, необходимое для образования прорана, а также морфометрия прорана, эта информация чаще всего основывается на предположениях, а не на измеренных данных [Pickert et al., 2011; Worni et al., 2012]. К ранним моделям такого типа относятся DAMBRK [Fread, 1977] и BREACH [Fread, 1988]. Следует отметить, что в данных моделях не учитываются ни причины возникновения прорана, ни материал, из которого сложена плотина. Кроме того, могут использоваться гидродинамические модели, такие как BASEMENT [Faeh et al., 2012] и HR-BREACH [Morris et al., 2008]. В данном случае в моделях используются уравнения Сен-Венана и уравнения для расчета транспорта наносов.

По мнению Ю. Б. Виноградова [Виноградов, 1977] большинство ледниковых озер не опорожняются в результате перелива через ледяную плотину. Также при повышении уровня воды в ледниковом озере примерно до 0.9 высоты плотины отдельные блоки ледяной плотины могут всплывать, в результате чего открываются каналы для спуска воды. При повышении уровня воды в ледниковом озере примерно до 0.9 высоты плотины отдельные блоки ледяной плотины могут всплывать, в результате чего открываются дополнительные пути проникновения воды через тело ледяной плотины. Разницы температуры воды в озере над

температурой тающего льда достаточно для выработки внутриледникового туннеля, который способен обеспечить сброс воды из озера.

По мнению Ю. Б. Виноградова [Виноградов, 1977], доказательством предположения о механизмах прорыва ледниковых озер являются наблюденные гидрографы. Характерной чертой наблюденных гидрографов является сравнительное медленное нарастание расхода прорывного паводка, а после достижения максимума – резкий спад [Huss et al., 2007; Виноградов, Виноградова, 2008]. Также довольно частым типом прорыва ледниковых озер является опорожнение через грот. Механизм образования, а также оценка расхода прорывного паводка представлена в работе [Керемкулов, Цукерман, 1985].

Несмотря на то, что было разработано большое количество математических моделей для расчета селевых потоков, ни одна из них не отражает полностью процессы, происходящие при формировании селя и дальнейшей трансформации потока. Согласно [Михайлов, Черноморец, 2011] математические модели для расчета селей условно делятся на модели неустановившегося движения, клеточные автоматы и дискретные модели. В отличие от эмпирических зависимостей, моделирование требует значительных вычислительных мощностей и зависит от исходных данных, которые не всегда доступны. Модели неустановившегося движения основываются на уравнениях движения вязкой жидкости Навье–Стокса или же уравнений движения Сен–Венана [Барышников, 2007]. К моделям такого типа относятся: FLO–2D [O'Brien et al., 1993], TITAN2D [Sheridan et al., 2005], RAMMS [Christen, 2008], FLAC [Jian, Wang, Yin, 2009]. В данных моделях в селевом блоке используются различные реологические модели [Hungr, 1995]. Так, например, в двумерной модели FLO–2D используется реологическая модель Бингама [O'Brien et al., 1993].

В модели RAMMS (Rapid Mass Movements) используется гидравлическая модель, предложенная А. Вельми [Christen, 2008]. Первоначально модель RAMMS была разработана для расчета дальности выброса и скорости снежных лавин. В модели также предусмотрены калибровочные параметры, например, безразмерный коэффициент сухого трения μ и коэффициент турбулентного трения ξ , м/с^2 . Данная модель использовалась для расчета характеристик каменных лавин [Wendeler et al., 2017], селевых потоков [Cesca, D'Agostino, 2008] и прорывов ледниковых озер [Mergili et al., 2011, Кидяева и др., 2018]. Особенностью модели RAMMS является то, что в качестве начальных данных может задаваться объем потока, что в принципе может отражать внезапную потерю устойчивости плотины и ее дальнейшее разрушение или же перелив через плотину. Однако, это не всегда является причиной прорыва озера, и, следовательно, может привести к повышенным значениям глубины и ширина потока в верховьях. В работе [Mergili et al., 2011] было проведено сравнение

моделей RAMMS и FLO-2D для оценки будущих зон затопления в долине реки Хавраздара на территории Памира, Таджикистан. По результатам моделирования было выявлено, что модель RAMMS показывала большие значения глубин, но меньшие зоны затопления. Также, где по модели RAMMS поток останавливался, по FLO-2D, как правило, селя продолжал свое движение [Mergili et al., 2011]. Это связано с тем, что исходными данными во FLO-2D является именно гидрограф, то есть объем прорывного паводка распределен по времени, что приводит к меньшим значениям глубин при задании одинакового объема озера. Однако, такой подход лучше иллюстрирует процесс возникновения прорана и прорыв ледникового озера [Mergili et al., 2011]. Также в работе [Cesca, D'Agostino, 2008] проводилось сравнение результатов моделирования селевых потоков по модели FLO-2D и RAMMS с наблюдаемыми значениями. В связи с тем, что в модели FLO-2D задается именно гидрограф селевого потока, а не суммарный объем, авторы полагают, что результаты, полученные по модели FLO-2D лучше совпадают с наблюдаемыми данными [Cesca, D'Agostino, 2008]. Однако, в модели FLO-2D не учитываются процесс приращения твердого материала в очаге во время формирования селя [Calligaris, Boniello, Zini, 2008], величина твердого материала в потоке задается путем объемной концентрации.

Следующий тип моделей – клеточные автоматы [Михайлов, Черноморец, 2011], например, CAMELOT [Dattilo, Spezzano, 2003]. Модели такого типа представляют собой дискретные динамические системы, состоящие из набора ячеек в регулярной пространственной решетке, либо одномерной, либо многомерной. В данных моделях характеристики потока меняются по направлению движения по набору одинаковых переходных функций (набора правил), применяемых ко всем ячейкам системы.

Также моделирование селевых потоков может осуществляться с помощью дискретных моделей, когда поток представлен в виде скопления твердых тел, например, шариков или же материальных точек. Уравнение движения задается на основе второго закона Ньютона. Примерами служат модели STONE [Guzzetti et al., 2002], RocFall [Guzzetti et al., 2002], DEBRIS [Михайлов, Черноморец, 2011]. Однако в дискретных моделях не учитывается жидкая составляющая селевого потока, что может приводить к недооценке значений.

В связи с тем, что на настоящее время не разработана модель, которая могла бы учитывать весь комплекс процессов, происходящих при прорыве ледниковых озер и образовании селевого очага, активно применяется цепочка математических моделей для усиления их функционала [Geidl, 2007]. Так, например, в работе [Kornilova et al., 2021] использовали модель формирования стока ECOMAG и гидродинамическая STREAM_2D и

ECOMAG. Авторы публикации [Lala, Rounce, McKinney, 2018] осуществляли моделирование прорывного паводка с помощью моделей RAMMS и BASEMENT.

Глава 2. Материалы и методы исследований

2.1. Данные дистанционного зондирования

При подготовке исходных данных для моделирования использовались ЦМР из открытых источников, такие как ALOS PALSAR с разрешением 12,5 м, а также топографические карты (табл. 2.1). Перед использованием карты оцифровывались в программном пакете ArcGIS 10.8. Таким образом были получены морфометрические характеристики очагов – длина, уклон и ширина. Для долины определялось значение абсолютной высоты, уклона и густоты речной сети.

Таблица 2.1. Перечень материалов и данных для моделирования

Материалы	Год/Дата	Масштаб, разрешение, м (МС/Панхр.) см/пиксель	Источник	Объект
Топографические карты	1988	1:100000	Карта Генерального штаба. Лист J–42–108. Издание 1988 г. Состояние местности на 1978–1979 гг. [J–42–108: Рошткала: топограф. карта масштаба 1:100 000]	Долина реки Бодомдара
Топографическая карта		1:100000	Карта Генерального штаба. Лист K–38–14. Издание 1988 г. Состояние местности на 1983 г. Лист K–38–26. Издание 1989 г. Состояние местности на 1985 г. [K–38–14: Тырныуз: топограф. карта масштаба 1:100 000; K–38–26: Местиа: топограф. карта масштаба 1:100 000]	Долина реки Герхожан–Су

Космические снимки:				
КН-9	13.07.1975		ID DZB1210– 500134L009001 [EarthExplorer...]	Долина реки Бодомдара
Landsat 7	20.08.2010	30/15	Сайт EarthExplorer [EarthExplorer...]	Долина реки Бодомдара
GeoEye-1	10.09.2013	1,64/0,41	[World_Imagery (MapServer)...]	Долина реки Бодомдара
Sentinel-2	2015– 202 1	20/10	[EO Browser...]	Долина реки Бодомдара
ALOS PALSAR	06.07.2020, 08.07.2007	12,5	[Earthdata...]	Долина реки Бодомдара, Барсемдара

При подготовке исходной информации для гидродинамической модели FLO-2D выделялась зона моделирования, в рамках которой были построены изолинии высот. В случае несоответствия изолиний рельефу они редактировались, например, на участках, где изолинии отображают рельеф некорректно. Также проводилась корректировка значений высот в руслах рек. Далее на основе отредактированных изолиний создавалось поле точек с абсолютной высотой и координатами, которое использовалось в качестве входных данных модели. При моделировании использовались квадратные расчетные сетки с шагом 12 м. Для оценки динамики ледниково-моренного комплекса в долине реки Бодомдара использовались космические снимки КН-9, Landsat, GeoEye и Sentinel. Также для озер Бодомдара определялось изменение площади озер и время их образования.

2.2. Обследование прорывоопасных озер и селевых очагов

Полевые работы включали в себя рекогносцировочные обследования, на основании которых были созданы детальные описания долин. Также были выявлены объекты инфраструктуры и расположение населенных пунктов, сельскохозяйственных угодий, определено состояние защитных сооружений. Кроме того, в долинах выявлялись потенциальные и действующие селевые очаги, а также возможные участки подпитки. На всех объектах была выполнена съемка с использованием БПЛА, в результате чего были получены цифровые модели с более высоким разрешением, чем полученные по спутниковым снимкам.

Полевые исследования в долине реки Бодомдара позволили собрать данные о морфометрии озер, на основании которых оценивались параметры озерной котловины, необходимые для моделирования. Также определялось состояние плотин и возможные пути прорыва озер Бодомдара. Батиметрическая съемка озера Бодомдара Нижнее проводилась 31.07.2020 с надувной лодки с использованием эхолота Lowrance Hook 5. При этом большая часть территории озера охвачена промерами.

2.3. Оценка расхода прорывного паводка

Одним из способов оценки характеристик прорыва ледниковых озер являются эмпирические зависимости. Для первичных оценок максимального расхода прорывного паводка Q_{max} (m^3/c) в случае, если озеро подпружено льдом, можно применить следующую зависимость (2.1) [Huggel, 2004]:

$$Q_{max} = \frac{W}{t}, \quad (2.1)$$

где W – объём озера, m^3 , а t – время перелива в секундах. Рекомендуется использовать $t=1000$ с, так как значения времени перелива в 1000–2000 с были получены для прорывов озер в Альпах [Haerberli, 1983]. Существуют множество эмпирические формулы полученных для ледниковых озер различного типа, чаще всего в их основе лежат регрессионные уравнения [Blown, Church, 1985; Costa, Schuster, 1988; Froehlich, 1995; Wahl, 1998]. Несмотря на то, что использование таких зависимостей может приводить к недооценке реальных значений, в случаях, когда у нас отсутствуют исходные данные для моделирования, применение эмпирических зависимостей становится одной из возможностей оценки максимального расхода. Так, например, в данной работе максимальный расход потенциального прорыва озера, подпруженного оползнем Бузулган, в случае его подвижки в будущем был оценен с помощью формулы Дж.Е. Коста [Costa, 1985]:

$$Q_{max} = 672 * (V^{0.56}), \quad (2.2)$$

где V – объём озера, m^3 . Расчеты гидрографов прорывных паводков для ледниковых озер при наличии батиметрической съемки осуществлялись с помощью модели прорыва озера, предложенной Ю. Б. Виноградовым, описанной ниже, в иных ситуациях – по формуле (2.1)

2.4. Математическое моделирование прорывного паводка и селевого потока на основе комплекса моделей

В связи с тем, что в настоящий момент отсутствует модель, отображающая все процессы, происходящие при прохождении селевого потока, в данной работе использовался комплекс

математических моделей (рисунок 2.4). На первом этапе применялась модель прорыва озера, предложенная Ю.Б. Виноградовым [Виноградов, 1977]. Далее полученный гидрограф использовался в транспортно–сдвиговой модели, как входная гидрологическая информация. Моделирование трансформации потока в долине осуществлялось с помощью гидродинамической модели FLO–2D. В качестве исходных данных в данном случае использовался гидрограф селевой волны, полученные на предыдущем этапе.



Рисунок. 2.1. Схема применяемого комплекса моделей

На основе уравнений модели прорыва озера и транспортно–сдвиговой [Виноградов, Виноградова, 2008] автором была создана компьютерная программа FLOVI, написанная на языке программирования Python. Данная программа позволяет рассчитывать характеристики прорывного паводка и последующее формирование селевого потока в потенциальном селевом очаге. Решение уравнений происходит методом последовательного приближения [Виноградов, 1976]. Также была выполнена модернизация транспортно–сдвиговой модели, что позволило использовать в качестве входных данных водный гидрограф и получать гидрограф селевой волны, а не одно число, как это было ранее. Таким образом, гидрограф прорывного паводка, полученный по первому блоку уравнений, может быть использован во втором для расчета характеристик селя в зоне формирования. Кроме того, в программе предусмотрен расчет отдельно селевого потока, например, если в бассейне отсутствует озеро. Также в программе была реализована возможность расчета характеристик селя на участках подпитки материалом в русле. В данном случае в качестве входных данных использовался гидрограф, полученный в модели FLO–2D.

2.4.1. Модель прорыва озера

В основе математической модели опорожнения озера Ю. Б. Виноградова лежат уравнения развития внутриледникового туннеля [Виноградов, 1976]:

$$Q = \delta * \left\{ \frac{\rho_0 * g}{\rho r l} * \left[(x + h) * (W_0 - W) + \frac{a}{m+1} * (W_0^{m+1} - W^{m+1}) \right] \right\}^{\frac{5}{4}} \sqrt{a * W^m} \quad (2.3)$$

$$x = \frac{C_0}{g} * t * \left\{ 1 - \exp \left[- \frac{400 * \delta^{0.3} * l * (a * W^m)^{0.15}}{Q^{0.55} * \rho_0 * C_0} \right] \right\}, \quad (2.4)$$

где C_0 – удельная массовая теплоёмкость воды, 4190 Дж/кг·°С, t – температура воды в озере, °С, ρ_0 – плотность воды, 1000 кг/м³; ρ – плотность воды и льда, 850–910 кг/м³; g – ускорение свободного падения, 9.81 м/с²; r – удельная теплота плавления льда, 334000 Дж/кг; l – длина туннеля, м; h – превышение точки входа туннель над точкой выхода, м; W_0 – объём воды в озере перед началом прорыва, тыс. м³; a, m – морфометрические параметры чаши озера, определяемые из уравнения $H = aW^m$; C_0 – удельная массовая теплоёмкость воды, 4190 Дж/кг·°С, t – температура воды в озере, °С. Максимальный расход прорывного паводка будет при W , при котором будет выполняться равенство:

$$W_0 * \left(h + \frac{a}{m} * W_0^m \right) = W * \left[\left(\frac{2.5}{m} + 1 \right) * h + \frac{a}{m+1} * \left(\frac{2.5}{m} + 3.5 \right) * W^m \right] \quad (2.5)$$

Примеры работоспособности уравнений модели приводятся в работах [Виноградов, Виноградова, 2008; Виноградов, 1976] для прорывов крупных ледниковых озёр Исландии (озеро Гримсветн, 1922, 1934, 1945 гг., озеро Греналоун, 1935, 1939 гг.), Британской Колумбии (озеро Тальсеква, 1958 г.), Таджикистана (озеро Медвежье, 1973 г.) и США (озеро Джордж, 1951 гг.). В целом модель показала достаточное совпадение с наблюденными гидрографами.

Кроме того, модель была адаптирована для расчетов возможного прорыва озера Башкара на Центральном Кавказе по данным полевых исследований 2003–2007 гг. [Гнездилов, 2007]. Также модель использовалась для расчёта прорывов подледниковых водоёмов Антарктиды [Попов, Пряхина, Боронина, 2019]. В первом случае модель была написана на языке программирования Fortran, во втором – Delphi, но в открытом доступе опубликована не была. В данной работе решение уравнений модели (2.3–2.5) было реализовано на языке программирования Python и соединено с модернизированной транспортно–сдвиговой моделью селеобразования.

2.4.2. Транспортно–сдвиговая модель селеобразования

Транспортно–сдвиговая модель селеобразования является одномерной математической моделью для расчета селевых потоков в зоне зарождения [Виноградов 1980а; Виноградов

1980б; Виноградов, Виноградова, 2010]. Уравнения модели были разработаны в 1970–1980-е гг. Ю. Б. Виноградовым на основе информации о процессах вовлечения горной массы в селевой поток, полученной в ходе Чемолганских экспериментов [Vinogradova, Vinogradov, 2017]. Также проводилось сравнение рассчитанных и наблюдаемых значений, разница составила от 9 до 38% для разных волн [Vinogradova, Vinogradov, 2017]. В данной работе уравнения транспортно–сдвиговой модели были реализована автором в виде программы FLOVI на языке программирования Python.

Модель основывается на уравнении, в котором расход твердого материала увеличивается по мере продвижения по очагу за счет вовлечения рыхлообломочного материала в поток. Рост расхода твердого материала прямо пропорционально коэффициенту неустойчивости (обратная величина коэффициенту устойчивости склонов) заполненного водой потенциального селевого массива (ПСМ) [Виноградов, 1980б], элементарной мощности потока и коэффициенту подвижности селевой массы.

Исходными данными для моделирования являются морфометрические характеристики очага, такие как уклон и длина, также количество поступившей воды и свойства горной породы – плотность ПСМ, угол внутреннего трения (динамический и статический), начальное увлажнение материала. Для оценки характеристик селея исследуемая территория делится на участки с приблизительно одинаковыми уклонами и морфометрическими показателями.

Таким образом, в модели учитывается влияние уклона на образование селевых потоков. При наличии нескольких селевых очагов каждый из них разбивается на несколько характерных участков с различными углами наклона. Также целесообразно приурочивать границы участков в местах впадения боковых водотоков для учета поступления стока. В модели учтены характеристики горной породы, оказывающие существенное влияние на развитие селевого потока, прежде всего изначальное увлажнение массива. Ю. Б. Виноградовым были предложены следующие характерные случаи изначального увлажнения ПСМ: ($\zeta_1 = 0$) абсолютно сухой массив, увлажненный до предела текучести ($\zeta_2 = 0,133$) и заполненный водой ($\zeta_3 = 0,200$) [Виноградов, Виноградова, 2010]. Согласно [Виноградов, Виноградова, 2010] в 1 случае процесс со временем останавливается, во 2 неизменно нарастает, а в 3 лавинообразно развивается, при этом ограничивающими факторами является уменьшение уклона или же отсутствие рыхлообломочного материала. Большое влияние на развитие селевого процесса оказывают значения уклона и предварительного увлажнения потенциальной селевой массы [Виноградов, 1980а,б]. По результатам моделирования могут быть получены значения расхода твердого материала по длине очага, расхода селевого потока и плотности.

Основные расчетные формулы модели транспортно–сдвигового селеобразования представлены ниже.

1. Приращение расхода твердого материала

Основное расчетное уравнение выглядит следующим образом:

$$l = \frac{\left[\frac{Q\rho_0}{\zeta\rho_0+\rho} \ln \frac{Q\rho_0+(\zeta\rho_0+\rho)G}{Q\rho_0+(\zeta\rho_0+\rho)G_0} - \frac{Q}{\zeta-\theta_{nn}} \ln \frac{Q+(\zeta-\theta_{nn})G}{Q+(\zeta-\theta_{nn})G_0} \right]}{A \frac{tg\alpha}{tg\varphi} g \sin\alpha [Q\rho_0(\zeta-\theta_{nn})+Q(\zeta\rho_0+\rho)]} + l_0, \quad (2.6)$$

где l – расстояние по тальвегу селевого очага, м; l_0 – расстояние до текущего участка, м; G – расход твердого вещества, м³/с; G_0 – начальное значение переменной G для определенного участка и результат расчета для ему предшествующего (для первого верхнего участка $G_0 = 0$), м³/с; α – угол наклона тальвега селевого очага, °; Q – расходы воды, м³/с; θ_{nn} – отношение объема воды к объему твердого вещества, но на пределе текучести (неподвижности) смеси воды и селеформирующих грунтов; ζ – отношение объема воды к объему твердого вещества в ПСМ (безразмерная величина); g – ускорение свободного падения, м/с²; ρ_0 – плотность воды, кг/м³; ρ – плотность селеформирующих грунтов в ПСМ (потенциальный селевой массив), кг/м³; A – коэффициент пропорциональности, м/с²·кг [Виноградов, Виноградова, 2010]. Здесь A – коэффициент пропорциональности (м·с²/кг); l – расстояние по тальвегу селевого очага. На основании немногочисленных данных, полученных при искусственном воспроизведении селевых потоков в природных условиях, было установлено, что коэффициент пропорциональности находится где-то в диапазоне $A=(3\div 5)\cdot 10^{-6}$ м·с²/кг, скорее всего несколько ближе ко второму значению, приведенному в скобках [Vinogradova, Vinogradov, 2017].

2. Расход селевого потока

Расход селевого потока рассчитывается для каждого i -того участка по длине очага:

$$Q_c = Q + (1 + \zeta) * G \quad (2.7)$$

Q – расход воды, поступивший в селевой очаг, м³/с. Также может быть использован эмпирический коэффициент для оценки максимального расхода передового вала, в первом приближении близкий к 2.5 [Виноградов, Виноградова, 2010].

3. Плотность селевой массы

Рассчитывается для каждого участка по длине очага:

$$y = \frac{Q*\rho_0+(\zeta*\rho_0+\rho)*G}{Q+(1+\zeta)*G} \quad (2.8)$$

4. Скорость потока

Данная модель позволяет получить характеристики селевого потока только в зоне зарождения, для моделирования в долине применялась гидродинамическая модель FLO–2D.

В связи с тем, что входными гидрологическими данными для FLO-2D является именно гидрограф, было решено усовершенствовать транспортно–сдвиговую модель селеобразования путем включения расчета скорости потока. Для этого использовалась формула скорости селя, разработанная Ю. Б. Виноградовым [Виноградов, Виноградова, 2010]. В используемой формуле, в отличие от большинства эмпирических уравнений, учитываются не только значения глубины и уклон потока, но также и значение плотности потока и характеристики грунтов:

$$V = \left(\frac{1}{\frac{1.5g(\sin\alpha - \operatorname{tg}\varphi^* \cos\alpha)}{\beta^2 h}} \right) \left[\left(\frac{M\mu^2}{2\gamma\beta^2 h^2} + \left(\frac{gh\sin\alpha}{\beta^2} \right) + \left(\frac{g(\sin\alpha - \operatorname{tg}\varphi^* \cos\alpha)}{\beta^2 h} \right) \right)^{1.5} - \left(\frac{gh\sin\alpha}{\beta^2} \right)^{1.5} \right] \frac{\mu}{\frac{2\gamma\beta^2}{h}} \quad (2.9)$$

где μ – коэффициент динамической вязкости потока, Па·с; γ – плотность селевой массы, кг/м³; β – коэффициент сопротивления перемешиванию, безразмерный; α – угол наклона тальвега селевого очага, °; φ^* – динамический угол внутреннего трения ПСМ, °; g – ускорение свободного падения, м/с². С помощью коэффициента вязкости выражается трение, которого образовывается во время скольжения обломков рыхлообломочного материала друг по другу. Для грязевых и грязекаменных потоков данный коэффициент может составлять от 100 до 1000 Па·с. При расчете коэффициента сопротивления перемешиванию определяется среднее относительное расстояние, которое пройдут обломки рыхлообломочного материала перпендикулярно продольной оси селевого потока, до того, как будут вовлечены в общее продольное движение. Значение варьируется в пределах от 0.1 до 0.5 [Виноградов, Виноградова, 2010].

Сначала расчет скорости потока осуществлялся с глубиной равной 1 м. Путем деления расхода потока на полученную скорости, оценивалось примерное значение площади поперечного сечения. Ширина потока оценивалась с помощью базы данных космических снимков, собранных в программе SAS PLANET. Далее был проведен перерасчет глубины, новые значения далее подставлялись в формулу расчета скорости. Процесс был автоматизирован в компьютерной программе FLOVI, в качестве исходных данных для расчета скорости потока помимо значений уклонов и длин участков вносилась также ширина потока. Время прохождения потока было получено как частное от деления расхода на скорость. Таким образом, выходными данными из модели является гидрограф селевой волны и значение плотности.

2.4.3. Гидродинамическая модель FLO–2D

При моделировании трансформации селевого потока в долине применялась гидродинамическая модель FLO–2D [O'Brien et al., 1993]. В основе данной модели лежит уравнения Сен–Венана, расчет ведется на регулярных прямоугольных расчетных сетках [Кюнж, 1985, O'Brien et al., 1993].

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h \cdot V_x}{\partial x} + \frac{\partial h \cdot V_y}{\partial y} = i$$

$$S_{fx} = S_{ox} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{V_x}{g} \cdot \frac{\partial V_x}{\partial x} - \frac{V_y}{g} \cdot \frac{\partial V_x}{\partial y} - \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial V_x}{\partial t}$$

$$S_{fy} = S_{oy} - \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{V_x}{g} \cdot \frac{\partial V_y}{\partial x} - \frac{V_y}{g} \cdot \frac{\partial V_y}{\partial y} - \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial V_y}{\partial t} \quad (2.10)$$

где h – глубина; g – ускорение силы тяжести, m/c^2 ; t – время, с; V_x и V_y – осредненные по глубине компоненты скорости по координатам x и y , i – приточность и осадки, S_{fx} и S_{fy} – компоненты гидравлического уклона как функции от уклона дна S_{ox} и S_{oy} , градиента давления и условий конвективного и локального ускорения.

Одной из важных особенностей модели является возможность расчета селевых потоков как низкой, так и высокой плотности. Согласно классификации авторов модели [FLO–2D..., 2006] для большинства селевых потоков средняя объемная концентрация наносов обычно составляет 20–35 %, максимальная – до 45 %. При моделировании движения селевого потока используется реологическая модель Бингама [O'Brien et al., 1993]. Основное уравнение выглядит следующим образом:

$$S_f = S_y + S_v + S_{td}, \quad (2.11)$$

где S_f – уклон трения, является суммой уклона поверхности S_y , уклона вязкости S_v и турбулентно–дисперсионного уклона S_{td} . Уклон вязкости и турбулентно–дисперсионный уклон может быть выражен через среднюю скорость V . Уклон вязкости в таком случае выражается как:

$$S_v = \frac{K \eta}{8 \gamma_m h^2} V, \quad (2.12)$$

где γ_m – удельный вес наносов, K – параметр сопротивления.

Параметр сопротивления для ламинарного течения составляет 24 для гладких широких прямоугольных каналов и значительно возрастает при увеличении шероховатости и асимметрии поперечного сечения русла. Для ламинарных и переходных потоков, где турбулентность практически отсутствует, параметр K играет большую роль.

Сопротивление потока, вызванное турбулентным и дисперсионным напряжением, выражается в виде эквивалента коэффициента Маннинга n_{td} :

$$S_{td} = \frac{n_{td}^2 V^2}{h^{4/3}} \quad (2.13)$$

При очень высоких концентрациях дисперсионное напряжение, являющееся результатом контакта частиц наносов, увеличивает сопротивление потока n_{td} , передавая больший импульс на границе потока. Чтобы оценить это увеличение сопротивления потока, вводится поправка на обычное значение коэффициента Маннинга для турбулентного течения n_t в виде показательной функцией от объемной концентрации наносов C_v :

$$n_{td} = n_t b e^{mC_v} \quad , \quad (2.14)$$

где n_t – значение n для турбулентного потока, b – коэффициент (0.0538), и m — показатель степени (6.0896). Это уравнение основано на неопубликованной работе Жюлиана и О'Брайена [FLO–2D..., 2006].

Компоненты уклона трения могут быть записаны в следующем виде:

$$S_f = \frac{\tau_y}{\gamma_m h} + \frac{K \eta V}{8 \gamma_m h^2} + \frac{n_{td}^2 V^2}{h^{4/3}}, \quad (2.15)$$

где τ_y – напряжение пластического трения, η – вязкость. Решение данного уравнения в модели используется для оценки скорости при ее последующем использовании в уравнении импульса. Скорость поток при этом определяется для каждой ячейки расчетной сетки.

Параметр сопротивления и сопротивление потока принимаются для русла и долины в целом. Удельный вес наносов, напряжение пластического течения и вязкость зависят от концентрации наносов. Для объектов, где не проводился реологический анализ селевых отложений, могут быть использованы формулы, приведенные ниже:

$$n = \alpha_1 * e^{\beta_1 C_v} \quad (2.16),$$

$$\tau = \alpha_2 * e^{\beta_2 C_v} \quad (2.17)$$

где α_i и β_i – эмпирические коэффициенты, определенные в лабораторных условиях [O'Brien, Julien, 1988] с использованием образцов селевой массы, представленных в таблице 2.2. Как видно из приведенных формул, вязкость и напряжение пластического течения являются функциями объемной концентрации наносов, которая учитывает лишь объем илов, глин и в некоторых случаях песков, но не учитывает крупные обломки. Вязкость жидкости зависит от объемной концентрации, а также температуры жидкости. Очень вязкие селевые потоки характеризуются высокими концентрациями наносов и, соответственно, высоким напряжением пластического течения, что определяет ламинарный характер течения несмотря

на то, что ламинарные потоки в природе встречаются крайне редко. Менее вязкие потоки всегда являются бурными.

Таблица 2.2. Реологические параметры модели FLO–2D [O'Brien, Julien, 1988].

Вариант расчета	Образец селевых отложений	Параметры для расчета напряжения пластического трения		Параметры для расчета вязкости потока	
		α_2	β_2	α_1	β_1
Данные разработчиков модели					
	Aspen Pit 1	0.181	25.7	0.0360	22.1
	Aspen Pit 2	2.72	10.4	0.0538	14.5
<i>a</i>	Aspen Natural Soil	0.152	18.7	0.00136	28.4
	Aspen Mine Fill	0.0473	21.1	0.128	12.0
	Aspen Watershed	0.0383	19.6	0.000495	27.1
	Aspen Mine Source Area	0.291	14.3	0.000201	33.1
<i>b</i>	Glenwood 1	0.0345	20.1	0.00283	23.0
<i>c</i>	Glenwood 2	0.0765	16.9	0.0648	6.20
<i>d</i>	Glenwood 3	0.000707	29.8	0.00632	19.9
<i>e</i>	Glenwood 4	0.00172	29.5	0.000602	33.1
Данные, доступные в литературе					
	Iida (1938)	–	–	0.0000373	36.6
	Dai и др. (1980)	2.60	17.48	0.00750	14.39
	Kang и Zhang (1980)	1.75	7.82	0.0405	8.29
	Qian и др. (1980)	0.00136	21.2	–	–
	Chien и Ma (1958)	0.0588	19.1–32.7	–	–
	Fei (1981)	0.166	25.6	–	–

Авторы модели рекомендуют использовать вариант параметров а) для наносоводных селевых потоков, а набор параметров *e* для более вязких потоков [FLO–2D users manual, 2006]. При моделировании потоков высокой плотности использовались наборы параметров б)–д).

Фактически данные наборы параметров совместно с концентрацией наносов значительно влияют на трансформацию модельных гидрографов по длине долины и особенно на конусах выноса и ввиду отсутствия данных о грунтах подбираются при модельных расчетах исходя из ожидаемой по данным наблюдений формы гидрографа, т.е. фактически являются калибровочными параметрами селевого блока модели FLO-2D.

В качестве исходных данных в модели используются топографические карты, результаты геодезических съемок, гидрографы прорывного паводка, расходы воды различной обеспеченности, объемная концентрация потока и реологические параметры селевого блока.

2.4.3.1. Применение данных БПЛА

Для моделирования селевых потоков на конусах выноса рек использовались цифровые модели местности (ЦММ), полученные в результате обработки снимков с беспилотного летательного аппарата (БПЛА). Полученные ЦММ обладали бóльшим разрешением и учитывали местные особенности рельефа, например, стенки в руслах, небольшие жилые постройки, а также резкие перегибы рельефа, которые не отображались на спутниковых снимках с меньшим разрешением (рисунок 2.2).

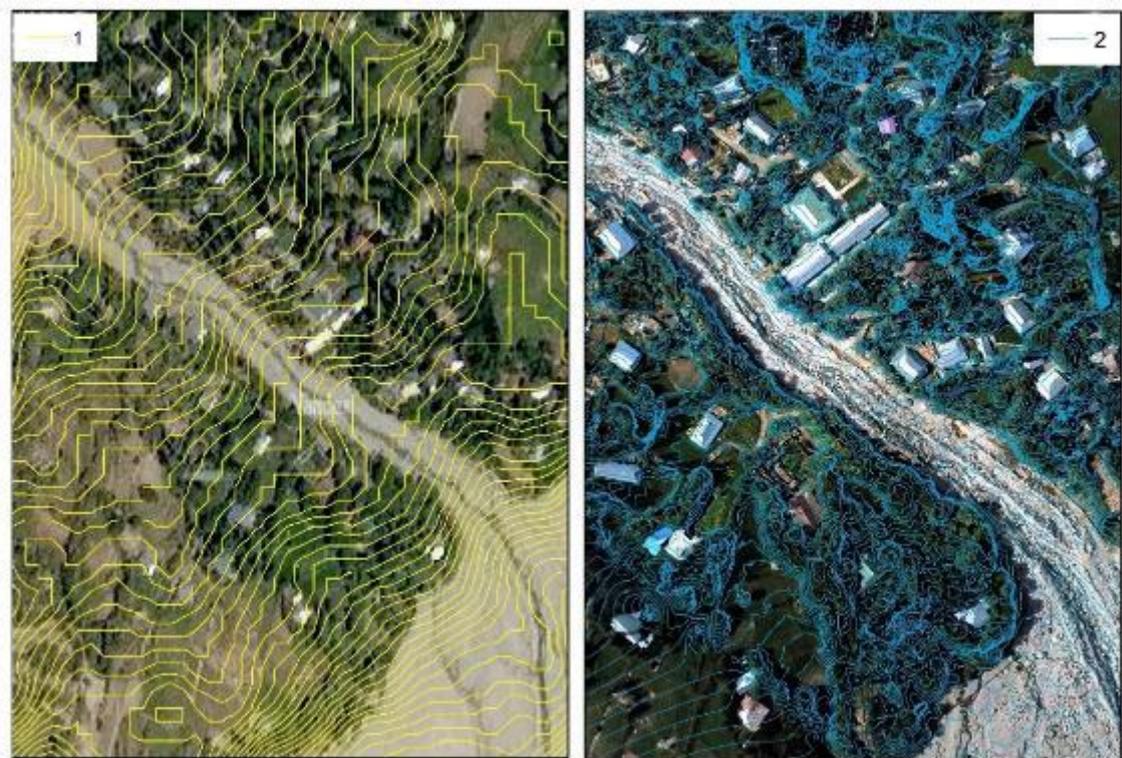


Рисунок 2.2. Конус выноса реки Барсемдара: 1 – изолинии, построенные по спутниковому снимку PALSAR, разрешением 12.5 м, 2 – изолинии, полученные по ЦММ в результате обработки снимков с БПЛА, разрешением 0.5 м.

Таким образом, расчеты потока в долине до вершины конуса выноса осуществлялись по спутниковым снимкам, а на участке конуса – с использованием ЦММ, полученной по БПЛА. Съёмки в долине реки Барсемдара в 2019 году и в долине реки Герхожан–Су в 2020, 2021 и 2022 гг. были выполнены с помощью БПЛА DJI Mavic Pro Platinum и DJI Mavic 3 при участии автора.



Рисунок 2.3. Подготовка дрона Mavic Pro Platinum для проведения съёмки в долине реки Герхожан–Су.

В полевой сезон 2020 года на территории Памира съёмка конусов выносов проводилась сотрудниками АКАН с БПЛА самолетного типа eBee Plus производства компании “SenseFly Ltd.”. Участки съёмки и некоторых ее характеристиках представлены в таблице 2.3.

Таблица 2.3. Участки съёмки с БПЛА и ее характеристики

Территориальное расположение	Участок съёмки	Даты съёмки	Пространственное разрешение, см/пиксель	Площадь покрытия, км ²
ГБАО, Таджикистан	Конус выноса и часть долины реки Бодомдара	02.08.2020	6.82	2.63
ГБАО, Таджикистан	Конус выноса реки Барсемдара	10.08.2019	9.84	1.45

Территориальное расположение	Участок съемки	Даты съемки	Пространственное разрешение, см/пиксель	Площадь покрытия, км ²
Кабардино–Балкарская республика, Россия	Оползень Бузулган	05.09.2020	10.7	2.13
Кабардино–Балкарская республика, Россия	Долина реки Герхожан–Су	21.10.2020	12.9	1.16
		14.07.2022	11	1.51
Кабардино–Балкарская республика, Россия	Конус выноса реки Герхожан–Су	21.10.2020	13.1	3.23
		08.16.2021	9.69	2.38
		16.07.2022	11.1	4.47

Обработка всех снимков производилась автором в программе Agisoft Metashape [Agisoft Metashape Professional...]. На всех участках съемки, кроме значительно застроенного конуса выноса реки Герхожан–Су, было выявлено большое количество деревьев. При стандартном создании ЦММ высота деревьев также учитывалась, что приводило к возникновению виртуального “вала” в районе русла, не существовавшего в действительности. В связи с этим в программе Agisoft Metashape была выполнена классификация плотного облака точек. В работе классификация выполнялась для класса «высокая растительность». Также задавался параметр достоверности, равный 0.2, при этом его значения могут варьироваться от 0 до 1. Более высокое значение параметра означает, что точка, класс которой не может быть надежно присвоен, останется не классифицированной. Таким образом, проведенная классификация позволила получить ЦММ, отражающую особенности местности, включая здания, деревья, направляющие стенки, а не ЦМР.

Глава 3. Объекты исследования

3.1. Физико–географическая характеристика бассейна реки Гунт

Река Гунт (Гурумды, Ири–Як, Яшилькуль, Аличур) является правым притоком реки Пяндж, протекает на территории Памира в пределах Горно–Бадахшанской автономной области Таджикистана. Площадь бассейна составляет 13700 км². Средневзвешенная высота бассейна 4.17 км [Ресурсы поверхностных вод..., 1971].

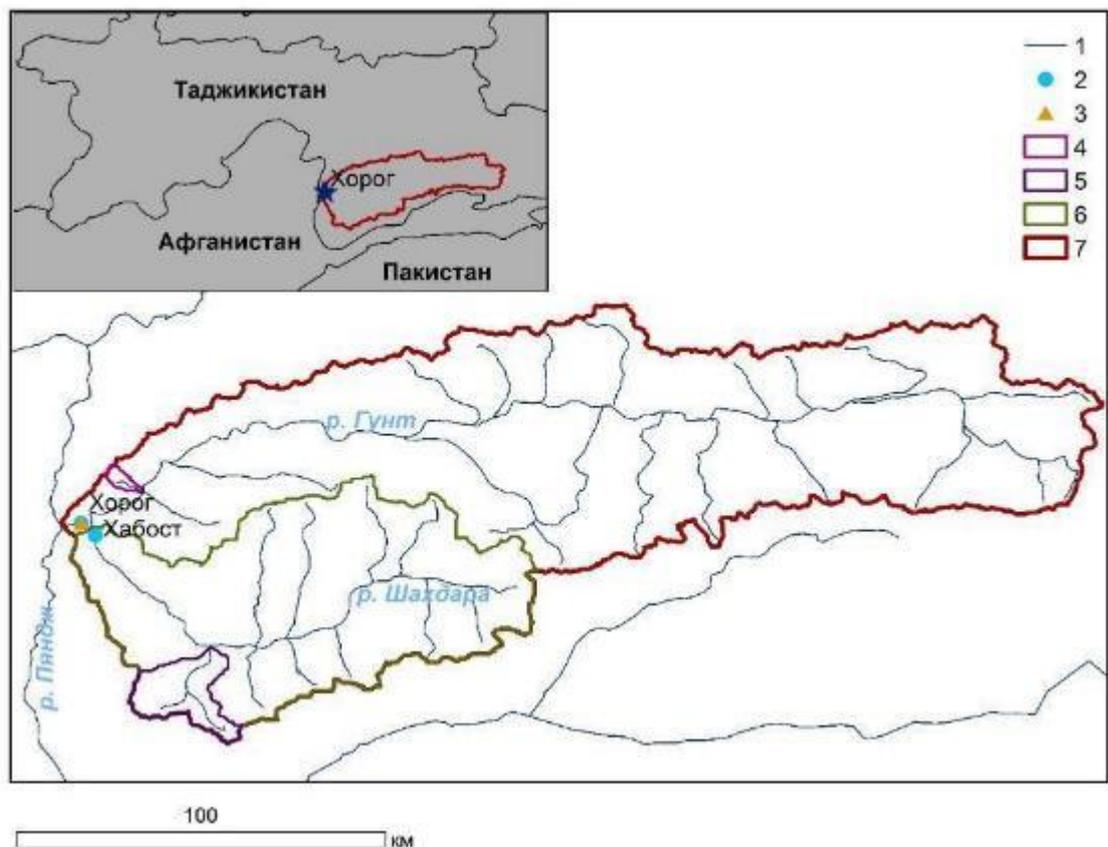


Рисунок 3.1. Схема бассейна реки Гунт. 1 – реки, 2– гидрологические посты, 3 – метеорологическая станция, 4 – границы водосбора реки Барсемдара, 5 – границы водосбора реки Бодомдара, 6 – границы водосбора реки Шахдара, 7 – границы водосбора реки Гунт.

Исток реки Гунт располагается на северных склонах Южно–Аличурского хребта в Восточном Памире. Пройдя около 75 км по корытообразной долине, в которой наблюдаются как болотистые участки, так и озера, на высоте около 3734 м река впадает в озеро Яшилькуль. Длина озера составляет около 25 км, наибольшая ширина 3.6 км, площадь – 35 км², а наибольшая глубина – 52 м [Шульц, 1965]. Река вытекает из озера уже с названием Гунт. Ниже озера Яшилькуль река протекает в узкой долине между Рушанским и Шугнанскими хребтами, местами имеются расширения. Русло реки большей частью умеренно извилистое и умеренно разветвлённое. У восточной окраины села Чартым река Гунт протекает через древний завал,

образуя на протяжении 350 м непрерывные водопады с общим падением до 40 м [Шульц, 1965]. В нижнем течении расположены две ГЭС «Хорог» и «Памир-1». Близ города Хорог слева впадает значительный приток Шахдара, приняв который, река через 8 км впадает в Пяндж. Длина реки Шахдара составляет 142 км, площадь бассейна составляет 4180 км², средняя взвешенная высота бассейна – 4.16 км [Ресурсы поверхностных вод..., 1971].

Рельеф долины отличается глубоко расчлененным рельефом, что также является одной из причин образования катастрофических селевых потоков. Рельеф приурочен к склону общего поднятия. В крупных горных массивах в зависимости от высоты выделяется три области: [Костенко, 1972; Костенко, Сейнова, 1982]: ледниковая, окраинно-ледниковая и внеледниковая. Нижняя граница ледниковой области на Памире находится на высоте около 3500 м [Тукеев, 2002]. Для нее характерно наличие современного оледенения. Согласно [Ресурсы поверхностных вод..., 1971] площадь оледенения бассейна Гунта составляет 540 км², то есть 3.9 % от общей площади бассейна, общее число ледников в бассейне составляет 102. Для реки Шахдара площадь оледенения составляет 171 км², общее количество ледников – 437, степень оледенения – 4.1 % [Тукеев, 2002]. Разрушение горных пород в данной области происходит в результате экзарационной деятельности ледника и физического выветривания. Границы следующей области, а именно окраинно-ледниковой, находятся в пределах высот от 2400 до 4000 м [Тукеев, 2002]. Для данной области характерно наличие фрагментов мертвого льда, снежников, сезонного снежного покрова и каровых ледников. Также преобладают процессы физического выветривания. Происходит накопление материала в потенциальных селевых массивах, поступление воды в очаг происходит в результате активного таяния снега и льда. Следующая область – внеледниковая, ее верхняя граница проходит примерно на 3000 м. Для данной области характерно наличие резко или умеренно расчленённого рельефа. Превалирующим процессом в образовании рыхлообломочных пород является физическое выветривание. Движение твердого материала происходит за счет глубинной эрозии и плоскостного смыва [Тукеев, 2002].

В бассейне реки Гунт примерно 60% площади занимают интрузивы, эффузивы и метаморфические горные породы, а именно гнейсы с прослойки мраморов и кристаллических сланцев, мигматиты докембрия и интрузии гранитов и гранодиоритов [Ресурсы поверхностных вод..., 1971]. Около 25% от площади бассейна реки Гунт занимают песчаники и конгломераты, 8% – сланцы, глины и алевролиты. Рыхлые четвертичные отложения на Западном Памире встречаются эпизодически, их мощность в целом небольшая [Ресурсы поверхностных вод..., 1971]. Коэффициент фильтрации четвертичных отложений изменяются для суглинков и супесей с включением гальки и песка в пределах от 0.06 до 0.08 м/сутки (редко

до 0.2 м/сутки), для песка с галькой и щебнем от 0.2 до 0.8 м/сутки (иногда до 6–11 м/сутки), для мелкого галечника от 1 до 4 м/сутки, для крупного до 17.6 м/сутки. Кроме того, на Западном Памире в отличие от Восточного Памира отсутствует мерзлота [Ресурсы поверхностных вод..., 1971].

Более 69% процентов площади бассейна реки Гунт занимают высокогорные пустынно–степные и полупустынные почвы, для бассейна реки Шахдара – 64%. Что касается растительности, то в бассейне реки Гунт примерно 70% территории занято изреженной растительностью, характерной для полупустынной зоны, остальная часть – скалистыми обнажениями, осыпями, ледниками и фирновыми полями [Ресурсы поверхностных вод..., 1971].

Гидрометеорологические особенности региона обуславливают период прохождения селевых потоков, а также их типы. Климат Памира относится к субконтинентальному и засушливому континентальному. Большая часть осадков поступает в основном благодаря западным ветрам, хотя иногда индийские муссоны также достигают Юго–Восточного Памира [Aizen et al., 2011]. Температура воздуха для данного региона сильно варьируется. Так, с увеличением высоты, температура воздуха уменьшается, и ее средний градиент составляет 0.71 °C на 100 м [Кренке, 1973]. Средняя годовая температура для города Хорог, расположенного на высоте около 2.08 км, составляет 9.4 °C [Погода и климат...]. Наименьшая средняя месячная температура была зарегистрирована в январе и составила –10.5 °C, наибольшая температура в июле 30.4 °C [Погода и климат...]. По результатам анализа среднегодовых значений температуры воздуха по нескольким станциям [Норматов и др., 2017], следует, что за период с 1934 по 1994 гг. температура в среднем возросла до 0,03 °C за каждые 10 лет.

Благодаря внутриматериковому расположению региона, изолированности, которая достигается высокими горными хребтами, а также высокой расчленённости рельефа, на территории Памира наблюдается контрастное распределение осадков [Справочник по климату СССР, 1969; Котляков и др., 2020]. По мере увеличения высоты происходит рост осадков. Также в распределении осадков на территории Западного Памира наблюдается следующая закономерность, количество осадков уменьшается по мере продвижения с запада на восток, то есть от Дарвазского хребта к Шахдаринскому [Чербарь, 2010]. Средний годовой слой на метеостанции Хорог составляет примерно 237 мм [Погода и климат...]. Дата начала снеготаяния в среднем приходится на 28 февраля, дата схода устойчивого снежного покрова – 20 марта [Ресурсы поверхностных вод..., 1971]. Река Гунт имеет ледниково–снеговое питание, как и все основные реки Памира [Ресурсы поверхностных вод..., 1971; Шульц, 1965].

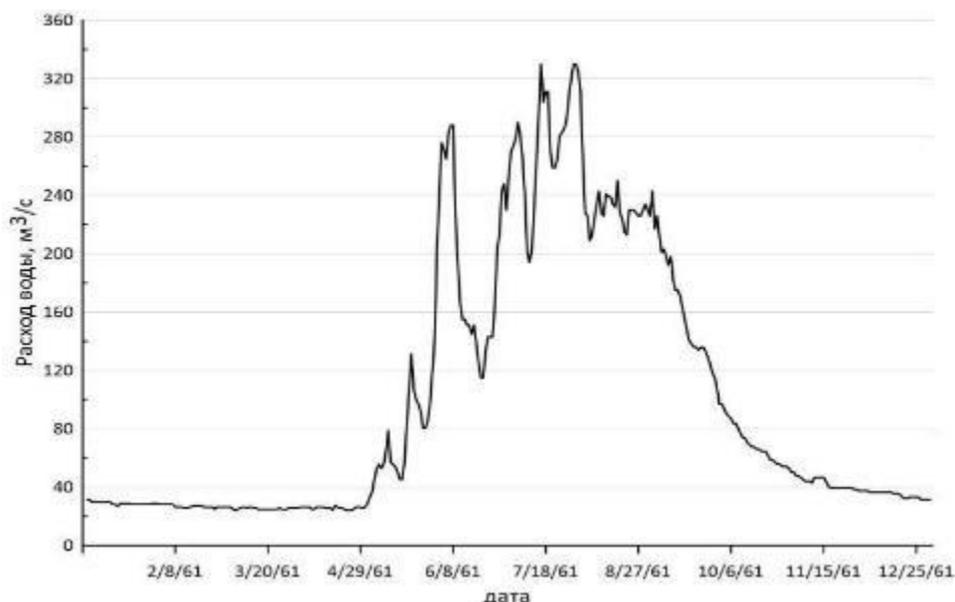


Рисунок 3.2. Гидрограф реки Гунт город Хорог 1961 год [Гидрологический ежегодник, 1961].

Продолжительность половодья в среднем составляет 156 дней. Средний за период наблюдений максимальный суточный расход равнялся $490 \text{ м}^3/\text{с}$, срочный – $553 \text{ м}^3/\text{с}$. Для реки Шахдара период межени несколько больше, средняя дата начала соответствует 20 сентября, окончание – 6 мая. Средний расход составляет $11 \text{ м}^3/\text{с}$ [Ресурсы поверхностных вод..., 1971].

Межень для реки Гунт наблюдается примерно в период с 1 октября по 28 апреля, при этом средний расход за межень по данным наблюдений с 1941 по 1966 составил $28.9 \text{ м}^3/\text{с}$ [Ресурсы поверхностных вод..., 1971].

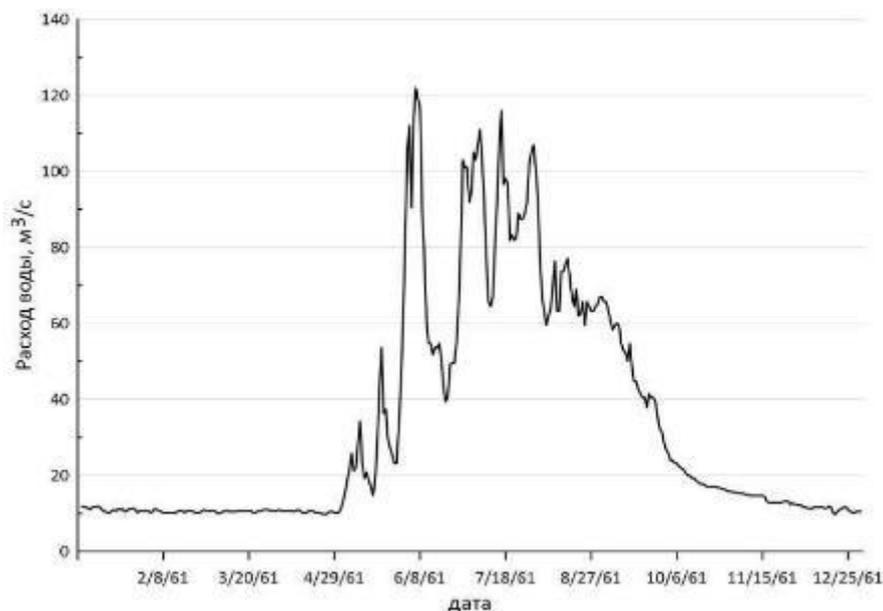


Рисунок 3.3. Гидрограф реки Шахдара кишлак Хабост 1961 год [Гидрологический ежегодник, 1961].

Для реки Шахдара длительность половодья составляет в среднем 138 дней. Средний за период наблюдений максимальный суточный расход равняется $182 \text{ м}^3/\text{с}$, срочный – $425 \text{ м}^3/\text{с}$ [Ресурсы поверхностных вод..., 1971].

В таблице 3.1. представлены основные характеристики рек Гунт и Шахдара, а также средние, экстремальные и расходы заданной обеспеченности.

Таблица 3.1. Расходы воды рек Гунт и Шахдара [Ресурсы поверхностных вод..., 1971].

Река		Гунт	Шахдара
Пункт		г. Хорог, в 3,6 км ниже устья реки Шахдара	кишлак Хабост, 4 км юго–восточнее г. Хорог
Площадь бассейна, км ²		13700	4180
Средневзвешенная высота бассейна, км		4.17	4.16
Период наблюдений, год		1940–66	1938–66
Средний за период наблюдений	Расход воды, м ³ /с	104	35.2
	Модуль стока л/с с 1 км ²	7.59	8.43
	Слой стока, мм	239	266
Экстремальные годовые расходы	Наибольший, м ³ /с	136	48.6
	Наименьший, м ³ /с	72	22.6
Обеспеченные расходы, м ³ /с	5 %	134	46.8
	10 %	128	44.2
	50 %	105	35.1
	90 %	79.7	26.2
	99 %	57.7	19.1

При этом долины рек Гунт и Шахдара значительно освоены. По берегам расположено множество населенных пунктов. Это связано прежде всего с тем, что конусы выноса и террасы представляют собой почти единственные удобные места для поселения и хозяйственной деятельности человека. Долины притоков в верхнем и среднем течении не заселены.

Для бассейна реки Гунт характерны сели ледникового и снегового генезиса [Тукеев, 2002]. Сели снеготаяния обычно наблюдаются в июле–июне, ледниковые – в июле – августе. В целом снеговые и дождевые селевые потоки возникают на реках с небольшими размерами водосборов в среднем от 5 до 20 км² [Тукеев, 2002]. На крупных реках чаще всего регистрируются селевые потоки, образовавшиеся в результате прорывов ледниковых озер. На 2018 год в бассейне реки Гунт было обнаружено более 600 горных озер, большая часть из

которых образовалась в последние десятилетия [Кидяева и др., 2020]. Согласно [Ресурсы поверхностных вод..., 1971] большой процент от общего количества селей приходится именно на грязекаменные потоки, далее по убыванию идут грязевые и наносоводные. Однако, формирование селевого потока может происходить вне гляциальной зоны в результате сильных ливней, а также при активизации оползней [Strom, Abdrakhmatov, 2018]. Далее будет рассмотрена возможность формирования гляциального селевого потока в результате прорыва ледниковых озер в долине реки Бодомдара (приток реки Шахдара), а также причины и последствия селевого потока 2015 года в долине реки Барсемдара (приток реки Гунт).

3.1.2. Долина реки Бодомдара

Река Бодомдара относится к бассейну реки Гунт и является притоком реки Шахдара, впадает в нее в 49.5 км выше устья. Длина реки Бодомдара составляет 27 км, площадь бассейна – 318 км². Как и на всем междуречье Шахдары и Пянджа в бассейне реки Бодомдара широко распространены метаморфизированные породы докембрия, в первую очередь, гнейсы, местами с прослоями мраморов.

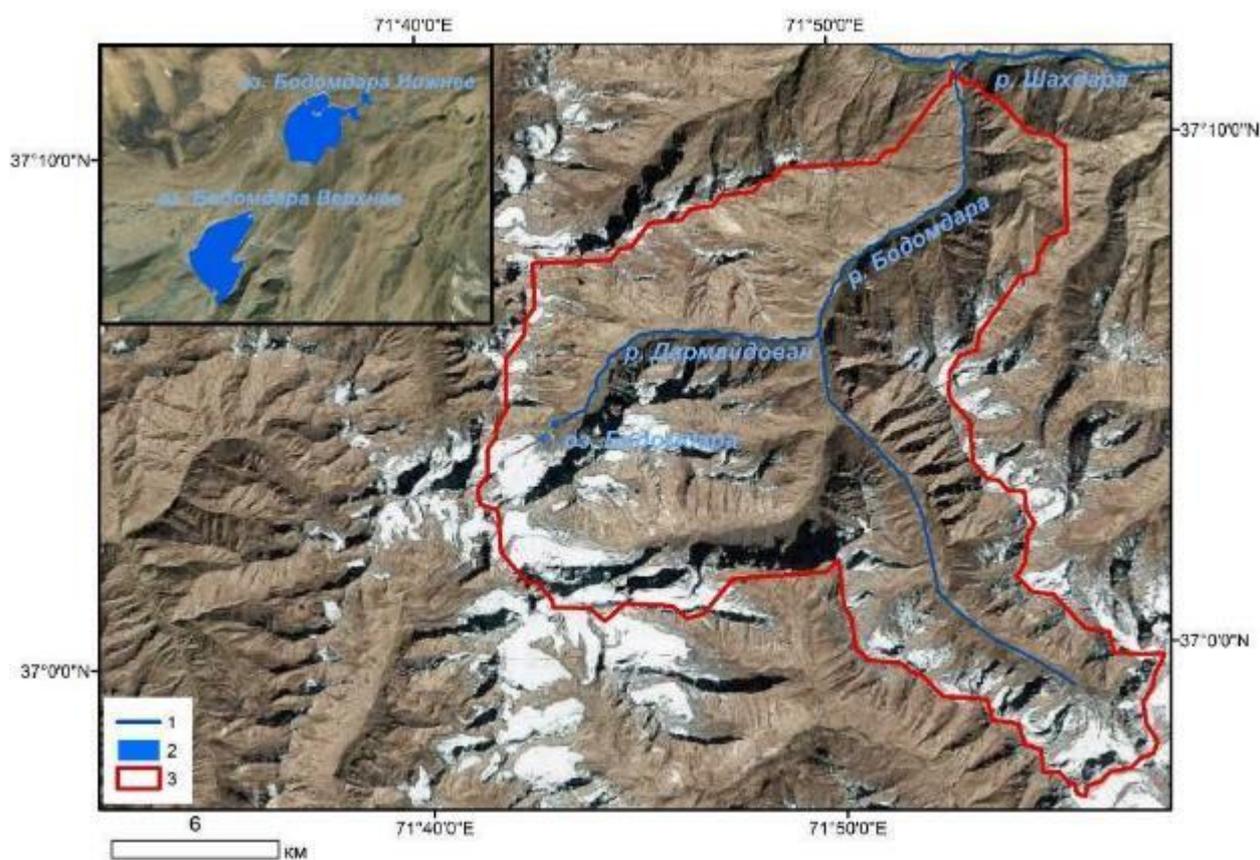


Рисунок 3.4. Схема расположения бассейна реки Бодомдара. 1 – реки, 2 – озера, 3 – границы водосбора реки Барсемдара. Подложка – космический снимок Google (источник SASPlanet)

В верховьях притока реки Бодомдара реки Дармайдован располагается два ледниковых озера: Бодомдара Верхнее и Бодомдара Нижнее. Согласно [Ресурсы поверхностных вод..., 1967] длина реки равняется 12 км. Площадь водосбора реки Дармайдован составляет 65.6 км². По морфологии рельефа и комплексу ведущих экзогенных рельефообразующих процессов в долине Дармайдована довольно четко выделяются следующие характерные участки: ледниково–моренный комплекс в верховьях долины (ледники и истоки); участок моренных отложений в верхней части троговой долины (исток в 11.2 км – 7.0 км выше устья); участок ступенчатого русла в средней и нижней части долины (7.0–2.1 км); приустьевая ступень (2.1–0.7 км); приустьевой участок с направленной аккумуляцией наносов (вложенный конус выноса).

Оба озера находятся внутри ледниково–моренного комплекса. Край ледниково–моренного комплекса относительно стабилен. Однако ледовая стенка в выемке над истоком за 12 лет отступила на 35–40 м, то есть скорость отступления составила 3 м в год. Также происходят изменения внутри ледниково–моренного комплекса – протайка по трещинам, разработка новых и перекрытие старых внутри– и подледниковых каналов стока, понижение отметок дневной поверхности, возможно, образование сквозных таликов и обособление отдельных ледовых массивов. Одним из проявлений процесса деградации оледенения в долине является динамика ледниковых озер и их запруд.

Озеро Бодомдара Нижнее существует с последней четверти XX века. Так, озеро упоминается в отчете туристической группы, посещавшей долину в 1974 г. Кроме того, на карте масштаба 1:100000 (лист J–42–108, издание 1988 г.), где состояние местности указано на 1978–1984 гг., нанесено озеро на том же месте. На карте издания 1988 г. площадь озера составляет 40900 м². В конце теплого периода в августе 2008 г. площадь акватории достигла 49200 м² (прирост около 20%), через 12 лет – 52000 м² (прирост примерно на 5%). Первоначально увеличение площади шло в направлении на юг и восток, за счет таяния льдов. По состоянию на 2020 год объем озера составлял 343 тыс. м³. По результатам батиметрической съемки была определена максимальная глубина озера – 22 м, при этом было установлено, что дно озера выполнено из льда.

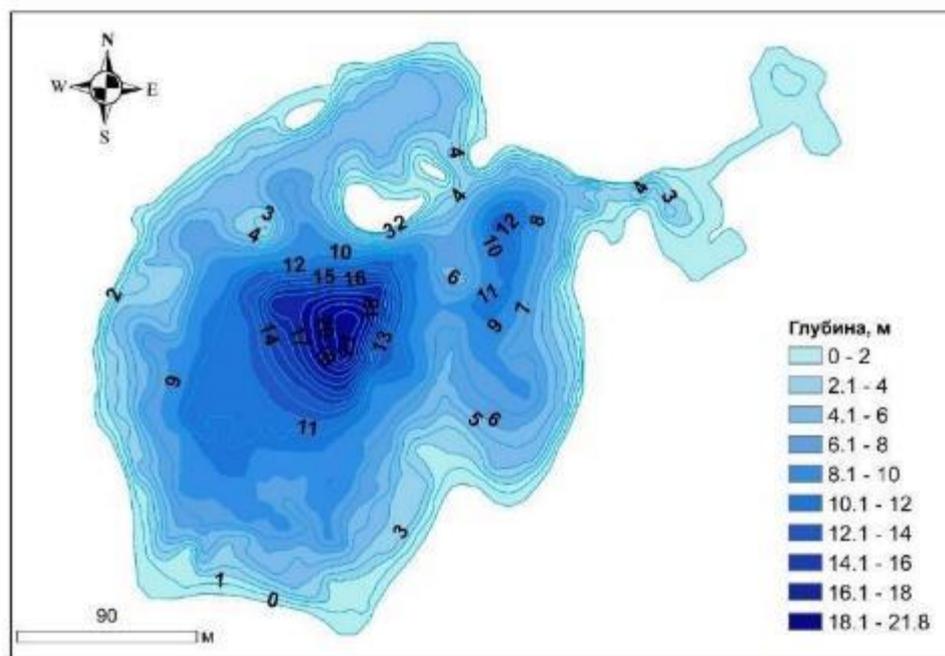


Рисунок 3.5. Батиметрическая карта озера Бодомдара Нижнее от 31.07.2020. Промеры были выполнены командой АКАН: А. Гуломайдаров, И.С. Зикиллобеков, У.Р. Пирмамадов, Ю.Х. Раимбеков. Карта составлена: Савернюк Е.А., Юдина В.А.

Озеро Бодомдара Верхнее возникло в последние десятилетия. По данным космической съемки, в августе 2008 года озера не существовало, наблюдались только отдельные западины с водой. Вероятно, озеро Бодомдара Верхнее является наледниковым, и под его ложем ещё сохраняется лёд. Озеро свободно ото льда только небольшой промежуток времени с конца июля до третьей декады сентября. Площадь акватории озера по космоснимку Sentinel-2В 11 августа 2020 г. составила 56100 м², что на 2100 м² больше площади озера Бодомдара Нижнее, полученной по результатам батиметрической съемки. Длина и наибольшая ширина озер также варьируются незначительно. Разрастание озера Бодомдара Верхнее в результате протаивания и отступления ледника в будущем может создать предпосылки прорыва озера, что может привести к каскадному прорывному паводку. Также по результатам геоморфологического обследования долины было установлено, что в плотине озера Бодомдара Нижнее существуют погребенные ледниковые трещины, возможно уже со сквозными таликами. Продолжающаяся деградация запрудного тела может повлечь к обособлению блоков с ледниковым ядром и последующим просадкам. Совокупное воздействие повышенного стока и резкого снеготаяния/осадков может привести к прорыву озера Бодомдара Нижнее.

Примечательно, что в самой долине реки Дармайдован в настоящий момент нет признаков селевой активности. Так, отсутствуют селевые гряды, террасы, поля аккумуляции материала, а также конус выноса при впадении в реку Бодомдара. Продольный профиль

долины Дармайдована слабо выпуклый, характерный для многих горных долин со свежими следами оледенения. Характер течения реки относится к бурному. Летом ширина потока может варьироваться от 6 до 8 м, в нижнем течении от 8 до 12 м. Максимальные глубины не превышают 1 м. Русловые деформации ограничены, по морфодинамическому типу [Чалов, 2018] русло является порожисто–водопадным слабоизвилистым или прямолинейным. Изгибы русла вынужденные, образованы в результате огибания рекой конусов выноса притоков или крупных осыпных конусов. Лишь в пределах локальных расширений выше препятствий ширина днища увеличивается (до 40–70 м в средней части долины и до 150 м – в нижней) и появляются признаки собственно руслоформирующей деятельности.

3.1.3. Долина реки Барсемдара

Река Барсемдара является правым притоком реки Гунт и впадает в нее в 15 км от города Хорога – административного центра Горно–Бадахшанской автономной области Таджикистана. Длина реки составляет 8,6 км, площадь водосбора равняется 28 км².

Наиболее выдающимся событием в долине реки Бодомдара в последнее десятилетие был селя 2015 года, когда в период с 16 по 20 июля в долине реки по подсчетам [Keiler et al., 2018] прошло от 30 до 40 селевых волн. Общий объем выноса селя составил 4,2 млн м³ [Keiler et al., 2018].

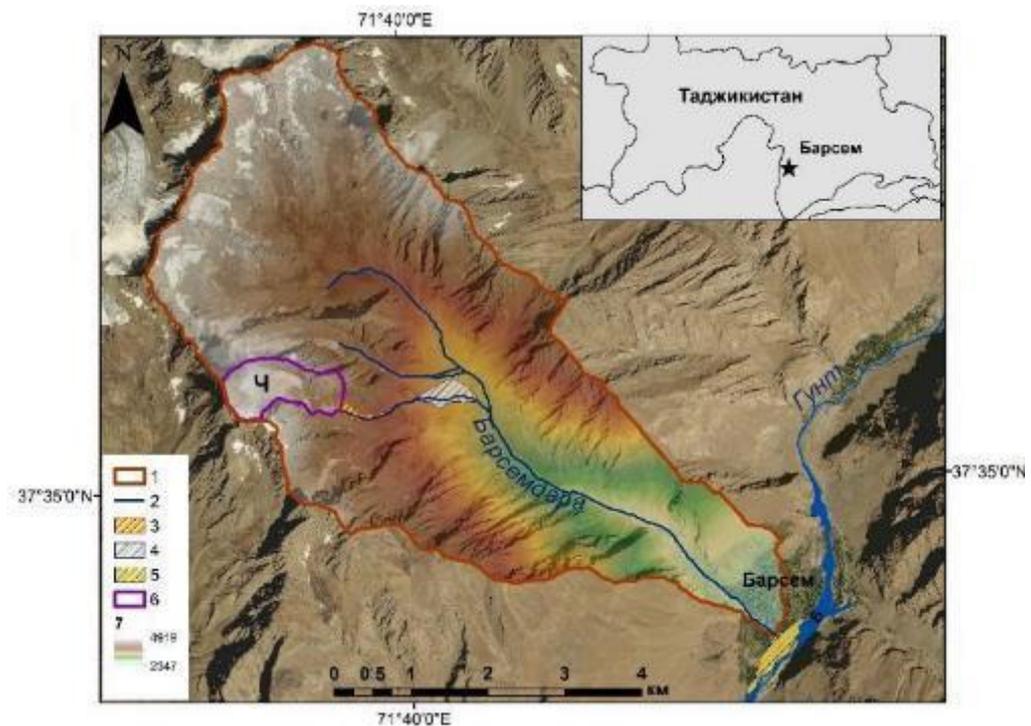


Рисунок 3.6. Схема расположения бассейна реки Барсемдара. 1 – границы водосбора реки Барсемдара, 2 – реки, 3 – селевой врез 2015 г., 4 – участок промежуточной

аккумуляции, 5 – конус выноса селевых потоков 2015 г, 6 – границы водосбора селевого очага. Подложка – космический снимок Yandex (источник SASPlanet)

Как отмечается в работе [Черноморец и др., 2015], основным фактором формирования селевых потоков была жаркая погода, стоявшая в течение двух недель. При экстраполяции данных с метеостанции Хорог, находящейся в 15 км от исследуемой долины, дневная температура накануне катастрофы оценивалась в $+21^{\circ}\text{C}$, а ночная – в $+8^{\circ}\text{C}$ [Черноморец и др., 2015]. По результатам обработки сеточных данных реанализа ERA5 (ECMWF) увеличение температуры регистрировалось в течение двух недель. Максимальная температура воздуха в очаге составила $+20^{\circ}\text{C}$ и наблюдалась 16 июля (рисунок 3.7). Однако пространственное разрешение этих данных составляет 30 км.

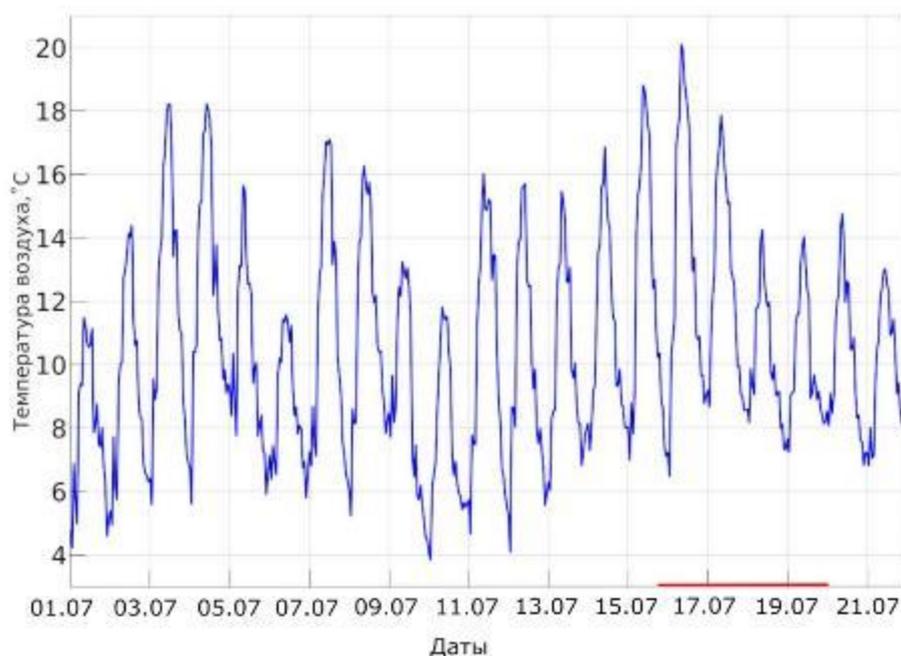


Рисунок 3.7. Температура воздуха в селевом очаге в период с 1 по 21 июля 2015 года по данным реанализа ERA 5. Период прохождения селевых волн обозначен красной линией.

Образование селевых потоков происходило в одном из истоков реки Барсемдара на высоте около 4100 м. До событий 2015 года селевой врез в долине Барсемдара отсутствовал. По оценкам [Черноморец и др., 2015; Докукин и др., 2019], протяженность вреза составляет 800 м, максимальная ширина – 400 м, оценочная глубина может достигать 50 м.

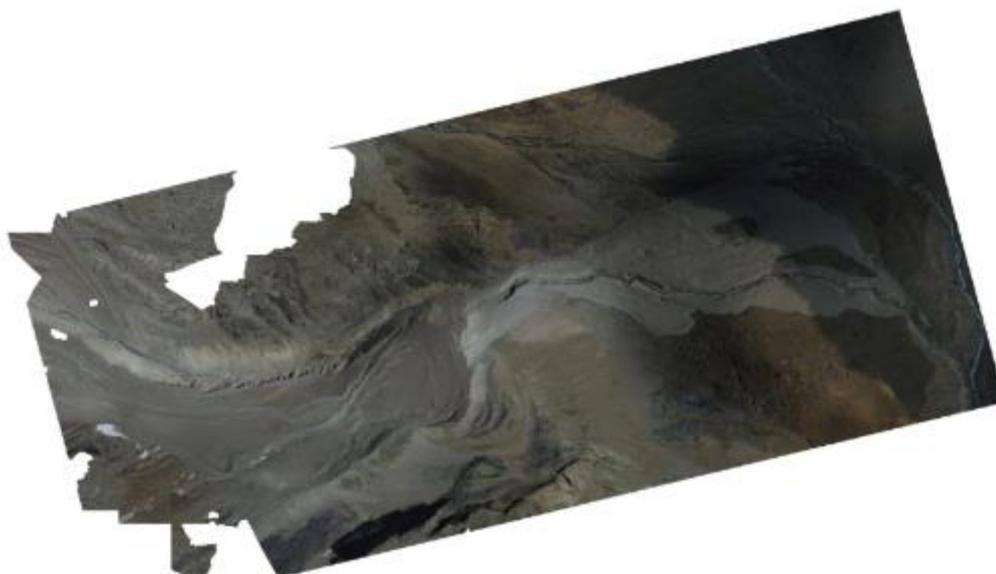


Рисунок 3.8. Селевой врез и участок промежуточной аккумуляции по результатам съемки с БПЛА в 2019 году. Съемка: С.С. Черноморец. Составление ортофотоплана: В.А. Юдина.

В результате схода селевых потоков на территории устьевой области реки Барсемдара и южной части кишлака Барсем образовался новый селевой конус выноса. При этом русло реки Гунт было смещено к левому берегу и перекрыто селевыми отложениями на протяжении примерно 1 км. Площадь новых отложений по оценкам [Черноморец и др., 2015] составила 308 тыс. м². Селевые отложения представлены обломками гранитов и гнейсов.

В процессе прохождения селевых потоков река Гунт была заблокирована селевым материалом с последующим образованием подпрудного озера. Площадь озера Барсемкуль согласно [Черноморец и др., 2015] составила 378 тыс. м², максимальный объем воды был оценен в 4.0 млн м³. Во время работ по уменьшению объема озера русло реки Гунт было отведено от участка левого берега, а русло реки Барсемдара на 160 м [Докукин и др., 2019]. Также на конусе выноса был проложен канал длиной около 300 м. После проведенных работ площадь озера Барсемкуль сократилась на 78 тыс. м² [Докукин и др., 2019].



Рисунок 3.9. Озеро Барсемкуль. Фото автора, 2019 г.

В результате катастрофы оказались затоплены около 70 домохозяйств, более 2 км автодороги, соединяющей Таджикистан с Китаем и Киргизией, 5 мостов (из них 3 автомобильных и 2 пешеходных), медицинский пункт, школа, торговые точки, сады и плодородные земли, десятки километров оросительных сетей. Также была разрушена основная высоковольтная линия подачи электроэнергии от ГЭС «Памир-1» [Черноморец и др., 2015].

3.2. Физико–географическая характеристика бассейна реки Баксан

Река Баксан является правым притоком реки Малка, относится к бассейну Терека. Длина реки составляет 169 км, площадь водосбора – 6800 км² [Ресурсы поверхностных вод..., 1964]. Бассейн располагается в Центральном Кавказа и является одним из мощных очагов оледенения. Исток реки находится у ледников Большой и Малый Азау в районе Эльбруса. По данным Каталога ледников СССР [Ресурсы поверхностных вод..., 1967] на территории бассейна находилось 156 ледников площадью 133,9 км². По оценкам [Носенко, 2013] с 1987 по 2001 гг. скорость отступления ледников в бассейне реки Баксан составила 6.4 м/год, однако с 2001 по 2010 скорость увеличилась более чем в 2 раза и составила 13 м/год.

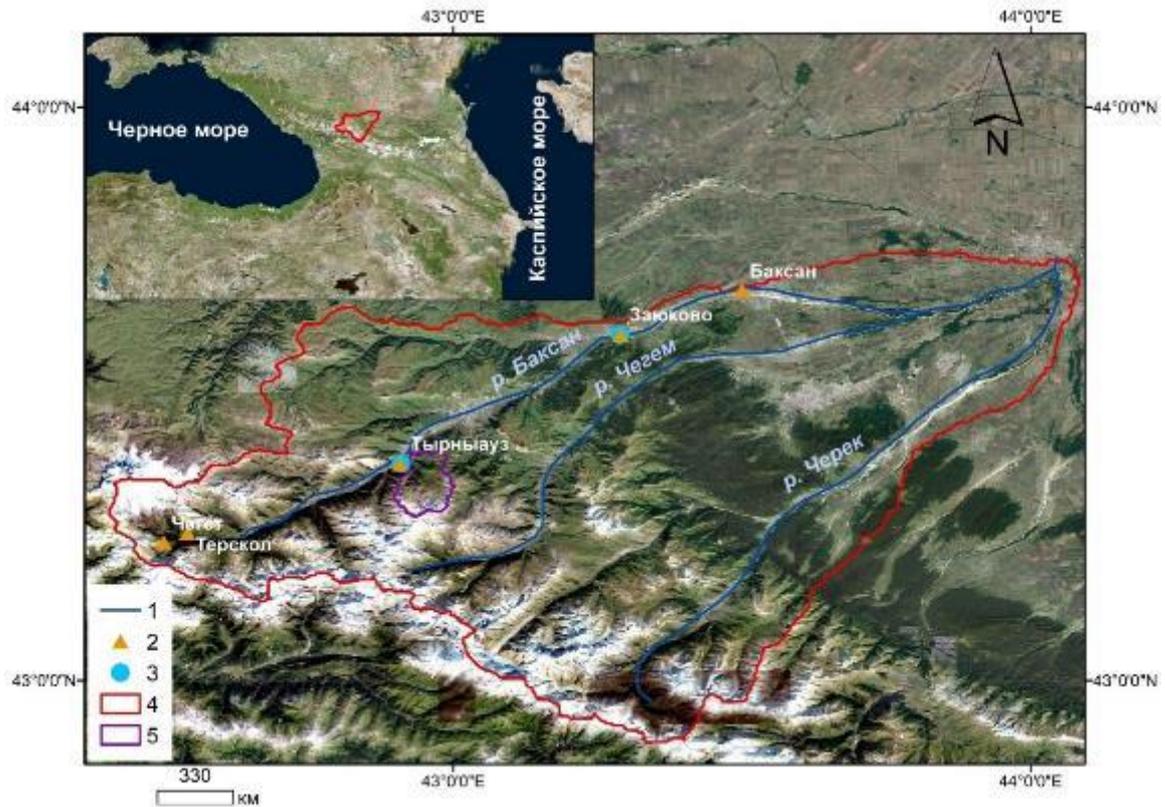


Рисунок 3.10. Схема расположения бассейна реки Баксан. 1 – реки, 2 – метеорологическая станция, 3 – гидрологические посты, 4 – границы водосбора Баксан, 5 – границы водосбора реки Герхожан–Су. Подложка – космический снимок Google (источник SASPlanet)

Высокогорная зона представлена ледниковыми формами рельефа, а именно троговыми долинами, цирками, карами, моренными отложениями. В среднегорной и низкогорной части встречаются эрозионные формы рельефа.

В днище долины реки Баксан и ее притоков находятся рыхлые отложения различного состава, генезиса и возраста. Мощность отложений местами достигает 250 м. Форму долины реки Баксан относят к четковидной [Авессаломова и др., 2002]. На это указывают расширения в депрессиях, где образуются межгорные котловины и сужения при пересечении хребтов. Например, в районе Скалистого хребта ширина долины достигает всего нескольких десятков метров [Авессаломова и др., 2002]. На территории бассейна встречаются гранитоиды, аргиллиты, глины и песчаники. Местами на хребтах встречаются покровы верхнеэоценовых вулканических туфов, например, в районе Заюково и Жанхотеко [Авессаломова и др., 2002].

Бассейн реки Баксан располагается на границе умеренного и субтропических поясов. Нижние части склонов оказываются под влиянием климата прилегающих равнин [Темникова, 1958]. Для высот от 2000 м и более характерен климат свободной атмосферы с преобладанием западных воздушных масс с низкими значениями теплового баланса и высоким увлажнением

[Авессаломова и др., 2002]. Средняя годовая температура на метеостанции Пик Терскол равна +2.4 [Природопользование..., 1992]. Минимальные температуры наблюдаются в январе – феврале, максимальные отмечаются в августе [Волошина, 1968]. В диапазоне высот от 2600 до 3000 м у концов ледниковых языков средняя месячная температура воздуха в январе может составлять около $-7-10$ °С, а в районе высот 3800–4500 м $-17-22$ °С, опускаясь до -28 °С. В августе средняя месячная температура воздуха составляет $+8+10$ и -4 °С, соответственно [Волошина, 1968].

Распределение осадков также имеет сложный характер. Примерно до 3000 м наблюдается увеличение значений осадков, однако выше этой отметки они начинают уменьшаться. Максимальное увлажнение наблюдается в диапазоне высот от 2400 до 3000 м. Средняя величина градиента осадков на высотах от 1000 до 1200 м составляет 26мм/100 м, далее наблюдается увеличение до 40 мм/100 м [Агроклиматические..., 1980]. На высоте 2000 м градиент осадков для залесенных участков равняется 17–21 мм/100 м, в случае отсутствия леса – 6–10 мм/100 м [Кучеренко, 1987]. Общее количество осадков по данным метеостанций в бассейне реки Баксан варьируется от 500 до 700 мм в зависимости от высоты и экспозиции склонов.

Значительную долю в формировании стока реки Баксан играют талые ледниковые и снеговые воды. Половодье наблюдается с апреля–мая до сентября–октября. В июле и августе отмечается прохождение максимальных расходов и уровней воды.

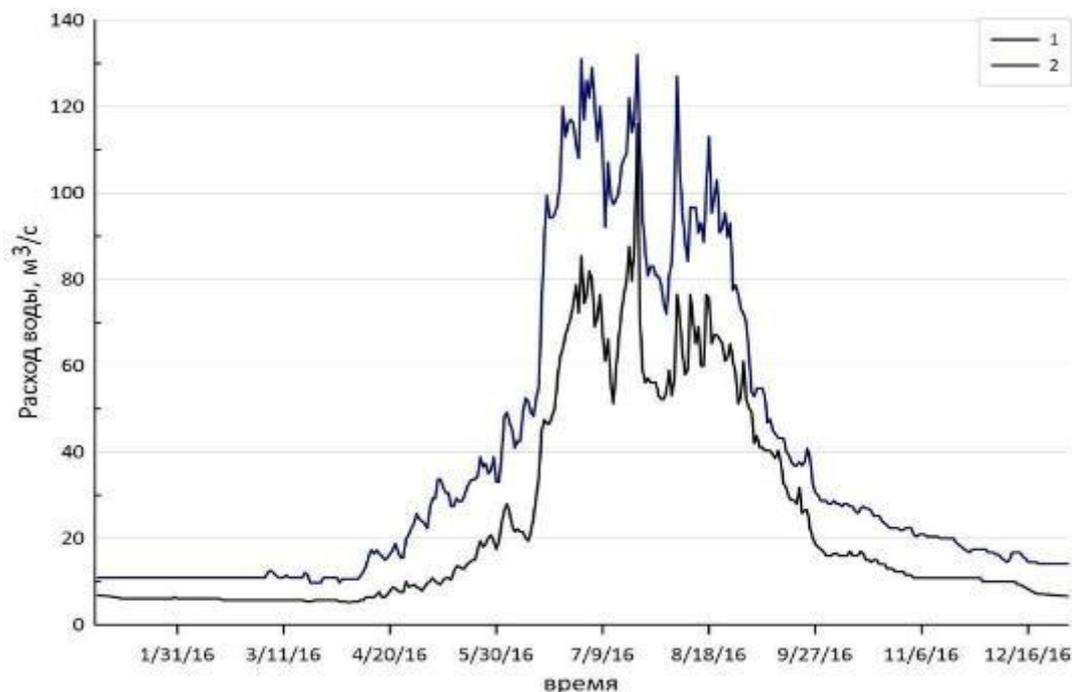


Рисунок. 3.11. Гидрографы реки Баксан на гидрологических постах 1 – г. Тырнауз, 2 – с. Заюково за 2016 год [Автоматизированная система...].

Основные характеристики гидрологических постов на реке, а также рассчитанные расходы различной обеспеченности представлены в таблице ниже.

Таблица 3.2. Расходы воды реки Баксан для двум гидрологическим постам [Kornilova et al., 2021].

Река		Баксан	
Пункт		г. Тырнауз	с. Заюково
Площадь бассейна, км ²		838	2100
Средняя высота бассейна, м		2990	2350
Период наблюдений, год		1977–2017	
Средний за период наблюдений	Расход воды, м ³ /с	25	33.4
	Модуль стока л/с с 1 км ²	29.9	16.9
	Слой стока, мм	941	502
Обеспеченные расходы, м ³ /с	5 %	176	209
	10 %	157	172
	50 %	106	112
	90 %	79	107
	99 %	69.3	107

По результатам анализа среднегодовых расходов воды в реке Баксан по постам Тырнауз и Заюково был выявлен тренд увеличения среднегодовых расходов воды. С 2001 по 2010 наблюдалась повышенная водность реки Баксан, с 2011 по 2017 – пониженной [Виноградова, Виноградова, 2011].

Бассейн реки Баксан располагается в селеопасном районе. На фоне отступления ледников селевая опасность увеличивается. Селевые потоки сходят практически по всем притокам реки Баксан. Крупные селевые потоки наблюдались на реках Кыртык, Адырсу, Кубасанты, Гарабаши, Герхожан–Су и других. Объем выносов селей достигает от 0.1 до 3 млн м³ [Сейнова, Золотарев, 2001]. Преобладают селевые потоки высокой плотности, наносоводные наблюдаются реже. По генезису селевые потоки относятся к дождевым и гляциальным.

3.2.2. Долина реки Герхожан–Су

Река Герхожан–Су является правым притоком реки Баксан и впадает в нее в 124 км от устья. По данным [Ресурсы поверхностных вод..., 1964] длина реки равняется 12 км, площадь бассейна составляет 76.3 км². Бассейн располагается на северном макросклоне Центрального

Кавказа. В устьевой области реки Герхожан–Су на конусе выноса расположен город Тырныауз. Исток реки находится на склонах северо–восточной части хребта Адыр–Су, сама река Герхожан–Су начинается после слияния притоков Каяарты–Су и Саакашиль–Су на высоте 1665 м (рисунок 3.12). Длина реки Саакашиль–Су составляет 10.3 км, площадь ее водосбора –36.2 км². Средний уклон реки равен 7° [Условия образования..., 1964].

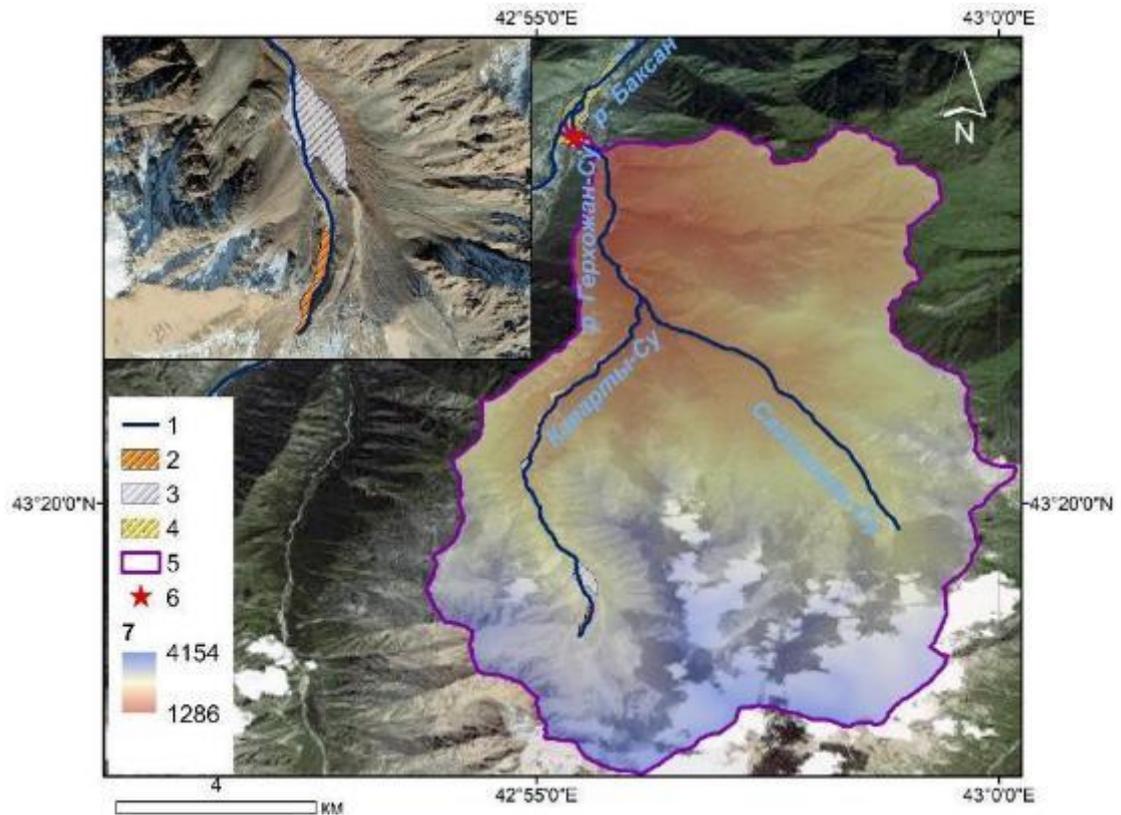


Рисунок 3.12. Схема расположения бассейна реки Герхожан–Су. 1 – реки, 2 – селевой очаг 2000 г., 3 – участки промежуточной аккумуляции, 4 – селевой конус выноса 2000 г., 5 – граница водосбора реки Герхожан–Су, 6 – город Тырныауз, 7 – высота, м. Подложка – космический снимок Google (источник SASPlanet)

Исток реки Каяарты–Су располагается у ледника Западный Каяарты на высоте около 3400 м. Длина реки Каяарты–Су равняется 9.5 км, площадь водосбора реки составляет 19.9 км². Средний уклон русла равен 10° [Условия образования..., 1964].

Согласно [Герасимов, 1967] в долине наблюдается три типа рельефа: высокогорный гляциально–нивальный на высотах от 2900 до 4100 м, высокогорный рельеф без ледниковых форм от 1900 до 2900 м и среднегорный эрозионно–денудационный, расположенный на высотах от 1200 до 1900 м. Общая площадь ледников для высокогорной зоны по [Герасимов, 1967] составляет 5.2 %. Современный рельеф бассейна сформировался во многом за счет деятельности ледников и экзогенных процессов, ведущими из которых являются многочисленные сходы селевых потоков.

Для данного бассейна характерно распространение осадочных, метаморфических и изверженных пород, чей возраст колеблется от докембрийских до четвертичных. Так, в долине на различных участках наблюдаются гранодиориты, граниты, аргиллиты, песчаники, сланцы и другие породы. На значительной части территории коренные породы разрушены и представлены останцами, покрытыми рыхлообломочными отложениями.

Более половины осадков от годовой суммы выпадает в промежуток с апреля по август (около 300 мм). Сумма осадков с сентября по март составляет 150 мм. По данным метеостанции Пик Терскол наибольшее количество осадков выпадает в июле около 81 мм.

Селеопасный период для бассейна реки Герхожан–Су приходится на июль–август. В это время в высокогорной зоне может выпасть около 200 мм осадков, только 1/5 из которых приходится на твердые осадки [Рубцов, Сейнова, 1968]

Для реки Герхожан–Су характерна низкая межень в течение осени и зимы и продолжительное высоким весенне–летнее половодье с дождевыми паводками. Максимум наблюдается в июле–августе. Средний многолетний расход Герхожан–Су по данным [Условия образования..., 1964] составляет $1.11 \text{ м}^3 / \text{с}$.

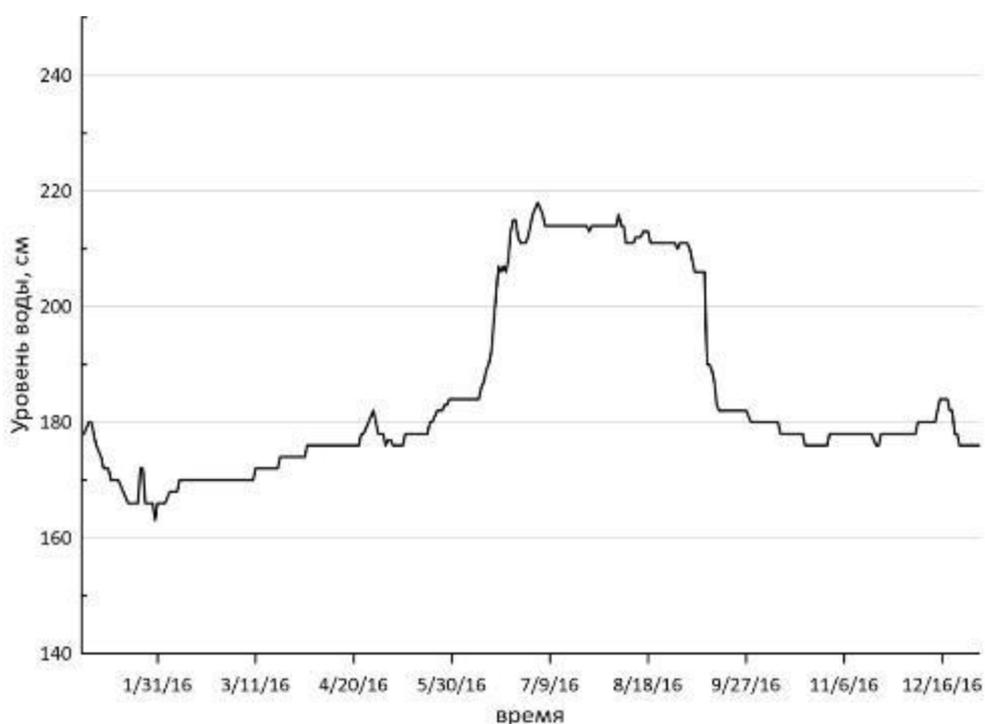


Рисунок 3.13. Ход уровней реки Герхожан–Су на посту г. Тырнауз в 2016 году [Автоматизированная система...].

Бассейн реки Герхожан–Су является одним из наиболее селеопасных на территории Северного Кавказа [Perov et al., 2017]. В качестве твердого материала для селей выступает

комплекс морен ледников Каяарты. Поступление воды в очаг происходит в результате дождей таяния ледников, погребенных льдов и снега [Черноморец, 2005].

Разрушительные селевые потоки в 20 веке регистрировались в 1937, 1960, 1961, 1962, 1977, 1999 и 2000 годах [Барановский 2004; Герасимов,1980; Герасимов, 1981; Голубев, Лабутина, 1966; Голубев, Лабутина, 1968; Докукин, 1985а; Докукин, 1985б; Запорожченко, 2002; Запорожченко, 2005; Золотарев и др., 1982; Крыленко и др., 2004; Мальнева, Кононова, 2001; Москалев, Рубцов, 1984; Панов и др., 2001; Петраков и др., 2004; Рубцов, Сейнова, 1968; Сейнова, Золотарев, 2001; Сейнова, Рубцов, 1967; Тушинский и др., 1966; Флейшман и др., 1979; Черноморец, 2005; Черноморец, Тутубалина, 2005; Seinova et al., 2003]. После схода селей 1960 года были предприняты попытки постройки селепропускного канала/лотка, однако он не был достроен. В 1983 году лоток был реконструирован и по новому проекту через каждые 15 м были установлены поперечные железобетонные балки. В 1987 году началось строительство плотины из железобетонных конструкций (рисунок 3.12). В первый же летний сезон плотина была разрушена селевым потоком.



Рисунок 3.14. Разрушенная селеудерживающая плотина. Фотография автора, 2021 год.

Наиболее катастрофическими были сели 2000 года. Всего в июле 2000 года в городе Тырнауз было зарегистрировано 4 крупных селевых волны: 1 – поздно вечером 18 июля – утром 19; 2 – днем 19; 3 – во второй половине дня 21 июля; 4 – в ночь с 24 на 25 июля [Черноморец., 2005]. Отличительной особенностью селевых потоков 2000 года явилось катастрофическое врезание русла. В процессе прохождения потоков в средней части долины

сформировался новый селевой врез. Так, вдоль оползня Бузулган глубина достигала 20 м, ширина – 40 м. В районе плотины также был сформирован врез глубиной 20 м [Запорожченко, 2002]. В устьевой области реки Герхожан–Су был сформирован обширный селевой конус выноса длиной около 2 км, площадью 0.7 км² [Черноморец., 2005]. По оценкам [Петраков и др., 2004] объем селевого материала составил примерно 2.1 млн м³. Селевая масса заблокировала реку Баксан, в результате чего образовалось подпрудное озеро длиной 2 км, шириной 0.6 км [Крыленко и др., 2004]. Площадь озера составляла 0.55 км², а максимальная глубина – 12 м. В зоне затопления по результатам дешифрирования [Крыленко и др., 2004] находилось 42 здания и ряд мелких строений.

В результате катастрофы на конусе выноса образовались новые русла рек Герхожан–Су и Баксан. Так, например, река Герхожан–Су удлинилась на 1 км, а левый берег реки Баксан отступил на 5–15 м. Распластывание селевых волн наблюдалось ниже устья реки Герхожан–Су, далее несколько километров волны трансформировались в наносоводные паводки [Черноморец., 2005].

Крупный сход селевых потоков наблюдался 14–15 августа 2017 года. Поступление воды в селевой очаг произошло из-за длительного периода положительных температур, в результате чего произошел сброс воды из полостей ледника [Докукин и др., 2018]. Также участок оползня Бузулган был последним участком поступления дополнительного материала за счет подрезки осыпных шлейфов. Согласно [Докукин и др., 2018] объем грунта, поступившего с оползня, составил 8–10 тыс. м³. В результате прохождения селевых потоков возникло временное подпрудное озеро на реке Баксан площадью 135 тыс. м² [Докукин и др., 2018]. Площадь селевых отложений составила 195 тыс. м², что почти в 2.7 раз меньше селей 2000 года. Объем селевых отложений в 2017 году по оценкам [Докукин и др., 2018] был определен в 500–600 тыс. м³. Расход селевых потоков был оценен в 700–800 м³/с. Последний селевой поток наблюдался 5 августа 2022 года. Ориентировочно расход селевого потока составил около 800–900 м³/с. Поток концентрировался исключительно в русле, причиной этого могла послужить расчистка лотка от селевых отложений в 2021 году, который рассчитан на пропуск расхода около 800 м³/с [Запорожченко, 2002].

Выводы

В главе рассмотрены основные физико–географические особенности объектов исследования (таблица 3.3). Дополнительно приводились характеристики не только объектов исследования, но и главных по отношению к ним рек. Также для каждого объекта моделирования были изучены возможные причины формирования селевых потоков в

будущем. Был проведен анализ причин и последствий прошедших селевых явлений в прошлом.

Таблица 3.3. Сводные характеристики объектов исследования.

Река	Бассейн	Длина, км	Площадь, км ²	Средняя Высота, м	Даты селей
Дармайдован	Бодомдара	12	65.6	3897	–
Барсемдара	Гунт	8.6	28	3912	16–20.07.2015
Герхожан–Су	Баксан	12	76.3	2760	1937, 1960, 1961, 1962, 1977, 1999, 2000, 2011, 2017, 2022

Глава 4. Моделирование селевых потоков снегового генезиса

4.1. Расчётные сценарии для моделирования в долине реки

Барсемдара

Для расчета характеристик селевого потока 2015 года в долине реки Барсемдара использовался комплекс программ FLOVI и FLO-2D PRO. Так, моделирование селевого потока в зоне формирования проводилось с помощью транспортно-сдвиговой модели [Виноградов, 1980а,б] в программе FLOVI, для расчета скорости и глубины селевого потока в долине использовалась гидродинамическая модель FLO-2D. В транспортно-сдвиговой модели были выполнены экспериментальные расчеты с различными параметрами потенциального селевого массива, результаты которых представлены ниже. По результатам сравнения с кадрами видеосъёмки, выполненной местными жителями, были выбраны наиболее реалистичные значения. Для моделирования во FLO-2D использовались два сценария задания входного гидрографа: с использованием коэффициента для оценки расхода передового вала (I сценарий) и без него (II сценарий). Для того, чтобы оценить результат включения транспортно-сдвиговой модели в цепочку, были проведены дополнительные расчеты (III сценарий), где данная модель не применялась.

4.2. I сценарий

В процессе прохождения селевого потока в 2015 году в верховьях реки Барсемдара образовался селевой врез площадью до 72 тыс. м² (рисунок 4.1). В работах [Черноморец и др., 2015; Докукин и др., 2019] с использованием спутниковых снимков были оценены морфометрические характеристики селевого вреза. Так, длина вреза составляет около 800 м, средняя ширины – 90 м, максимальная – 400 м, оценочная глубина составляет около 50 м.



Рисунок 4.1. Селевой очаг в долине реки Барсемдара. Фото С.С. Черноморца, 2019 г.

Исходная информация для моделирования была получена с использованием ЦМР ALOS PALSAR разрешением 12.5 м [Earthdata...]. Данная ЦМР датируется 8 августа 2007 года, то есть отражает доселевой рельеф в долине. Селевой очаг был поделен на 4 участка с примерно одинаковыми уклонами, средний уклон составил 25° (рисунок 4.2).

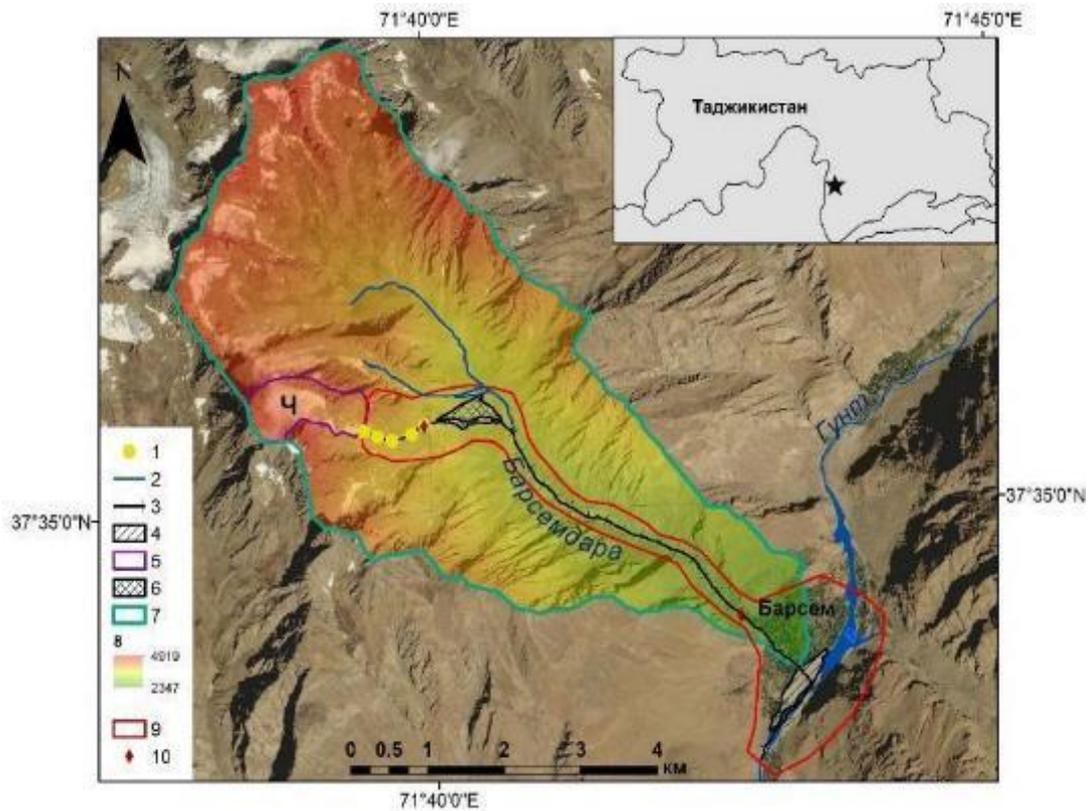


Рисунок 4.2. Схема бассейна реки Барсемдара. 1 — границы расчетных участков в селевом очаге для транспортно–сдвиговой модели; 2 — реки; 3 — зона движения селя 2015 г.; 4 — участок промежуточной аккумуляции селевых потоков 2015 г.; 5 — границы водосбора селевого очага; 6 — конус выноса селевых потоков 2015 г.; 7 — границы водосбора реки Барсемдара; 8 — высота, м; 9 — границы моделирования по FLO–2D; 10 — участки моделирования по FLO–2D; Ч — ледник Чирминтарман; Б — озеро Барсемкуль

При построении входных гидрографов, при задании времени прохождения волн учитывались главным образом сведения, собранные путем опроса местных жителей. По результатам опросов было выяснено, что первая селевая волна достигла кишлака Барсем 16 июля около 14:30. Наиболее разрушительной была третья волна селевого потока, достигшая кишлака Барсем примерно через час после первой волны. В 2019 году в ходе полевых исследований специалистами географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова совместно с сотрудниками Агентства Ага Хана по Хабитат расход, была проведена оценка расхода воды, поступившего в очаг. Значение расхода ориентировочно составило $25 \text{ м}^3/\text{с}$, фоновый расход реки Барсемдара в верховьях был принят как $5 \text{ м}^3/\text{с}$ (рисунок 4.3).

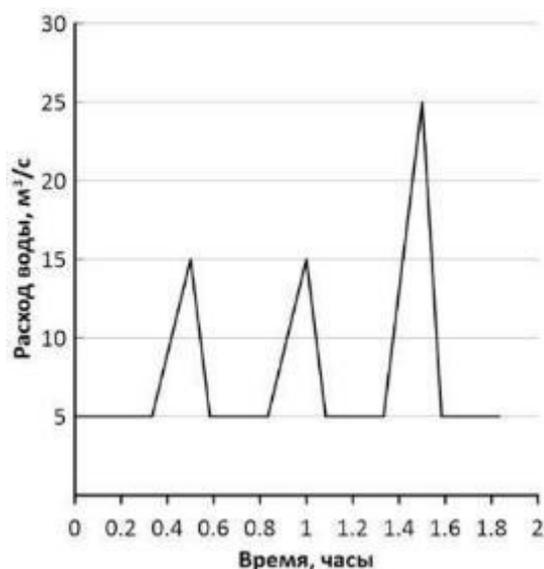


Рисунок 4.3. Гидрограф воды, поступившей в очаг. 0 часам соответствует время 14:30 16.07.2015 г.

В данном сценарии при расчете по транспортно–сдвиговой модели использовался коэффициент для оценки максимального расхода передового вала, в первом приближении близкий к 2.5 [Виноградов, Виноградова, 2010]. Исходными данными для транспортно–сдвиговой модели являются также параметры селеформирующего массива, такие как начальная влажность (ζ), плотность массы (ρ), угол внутреннего трения породы (ϕ). В связи с тем, что данные о состоянии селеформирующего массива до начала схода потоков отсутствуют, автором были проведены расчеты с различными значениями данных параметров для калибровки модели (таблица 4.1).

Таблица 4.1. Варианты задания параметров селеформирующих грунтов в транспортно–сдвиговой модели и результаты расчета для I сценария.

№ варианта	1	2	3	4	5	6	7	8
ζ , безразмерная	0	0	0.133	0.133	0.2	0.2	0	0
ϕ , градусы	40	35	40	35	40	35	40	35
ρ , кг/м ³	2600	2600	2600	2600	2600	2600	2000	2000
$Q_{\text{макс}}$, м ³ /с	517	525	1630	1886	5523	8283	502	515

Как можно видеть из таблицы 5.1, при увеличении влажности от с абсолютно сухого массива до заполненного водой расход возрастает примерно в 13 раз при прочих равных условиях. Также при увеличении изначальной влажности массива возрастает разница в расходах для вариантов с различными значениями углов внутреннего трения от 2 до 33 %.

Ранее проводилась оценка расхода данного селевого потока с использованием видеосъемки [Куровская и др., 2020]. Скорость потока, оценённая таким образом, составила 16.6 м/с, расход потока – 1536 м³/с. Наиболее близкое значение к данным по видеосъемке было получено по 3 варианту расчетов (1630 м³/с), где начальная влажность селевой массы достигает предела текучести. В связи с этим в качестве входных гидрологических данных для модели FLO–2D использовался гидрограф, полученный по 3 варианту расчета. Плотность селя на выходе из очага по результатам моделирования составила 2347 кг/м³, что соответствует грязекаменному потоку согласно [Виноградов, Виноградова, 2010].

4.3. II сценарий

Во II сценарии были получены значения расходов селевого потока на выходе из очага по транспортно–сдвиговой модели без использования коэффициента для оценки передового вала. Морфометрические характеристики очага и входной гидрограф были идентичными I сценарию. Также были проведены численные эксперименты с различными значениями параметров селеформирующего массива (таблица 4.2).

Таблица 4. 2. Варианты задания параметров селеформирующих грунтов в транспортно–сдвиговой модели и результаты расчета для II сценария.

№ варианта	1	2	3	4	5	6	7	8
ζ , безразмерная	0	0	0.133	0.133	0.2	0.2	0	0
ϕ , градусы	40	35	40	35	40	35	40	35
ρ , кг/м ³	2600	2600	2600	2600	2600	2600	2000	2000
$Q_{\text{макс}}$, м ³ /с	207	210	652	754	2209	3313	201	206

Согласно результатам моделирования, расходы селевого потока при изменении влажности могут увеличиваться от 3 до 16 раз, что еще раз демонстрирует влияние начального состояния селеформирующего массива на формирование селевого потока. Результаты численных экспериментов показывают, что при увеличении начальной влажности массива, коэффициентом передового вала можно пренебречь. Для моделирования трансформации потока в долине был выбран 3 вариант расчета. Причиной возникновения селя послужило интенсивное снеготаяние на леднике и в приледниковой зоне, что в какой–то мере обосновывает использование 3 варианта параметров, в котором увлажнения грунтов достигало предела текучести.

4.4. Построение гидродинамической модели для долины реки Барсемдара

Полученные расход использовались далее в гидродинамической модели FLO–2D [O'Brien et al., 1993]. Так, для I сценария применялся гидрограф передового вала, для гидрограф волны на выходе из очага. Фоновый расход реки Гунт составил $100 \text{ м}^3/\text{с}$, что соответствует среднему расходу за период наблюдений и расходу 50% обеспеченности [Ресурсы поверхностных вод..., 1971].

Исходные данные о рельефе были получены с помощью ЦМР PALSAR, использованной ранее для транспортно–сдвиговой модели. Шаг расчетной сетки при использовании данной ЦМР в модели FLO–2D был задан в 12.5 м. Дополнительно для моделирования на конусе выноса применялась ЦММ, выполненная в ходе обработки снимков с БПЛА, полученных в результате экспедиционных исследований в 2019 году. Шаг расчетной сетки в модели FLO–2D составил 5 м. Кроме того применялись данные батиметрической съемки озера Барсемкуль от 2017 года.

4.5 Результаты гидродинамического моделирования²

В связи с тем, что не было возможности определить реологические свойства потока 2015 года, моделирование во FLO–2D проводилось применением различных наборов реологических параметров (таблица 4.3), что позволило провести калибровку селевого блока модели.

Как мы видим при расчете по I сценарию, то есть с использованием гидрографа передового вала, расход на вершине конуса выноса реки Барсемдара значительно меняется в зависимости от заданных реологических параметров. Результаты, полученные по варианту набора параметров b), представляются наиболее правдоподобными и близкими к значению, полученному по видеосъемке. Расход, оценённый по видеосъемке, равнялся $1536 \text{ м}^3/\text{с}$ при скорости в 16.6 м/с [Куровская и др., 2020]. Разница для 1 волны составляет 3%, для второй 7% и для третьей 86%. Однако, всего в процессе прохождения потока было зарегистрировано от 30 до 40 волн [Keiler et al., 2018]. Кадры имеющейся видеосъемки предположительно запечатлели 3 волну, которая была наиболее разрушительной. Таким образом, полученные данные носят оценочный характер.

Таблица 4.3. Результаты гидродинамического моделирования по I сценарию на вершине конуса выноса реки Барсемдара по вариантам набора параметров из таблицы 2.2.

²Раздел написан на основе статьи [Юдина (Куровская) и др., 2022]

Вариант расчета	$Q_{\text{макс}}$, м ³ /с 1 волна	Время прохождения, мин	$Q_{\text{макс}}$, м ³ /с 2 волна	Время прохождения, мин	$Q_{\text{макс}}$, м ³ /с 3 волна	Время прохождения, мин
a)	855	15.6	1477	5.4	2513	12
b)	1494	12.6	1639	12	2860	9.6
c)	1433	9	1378	7.8	3297	3
d)	977	11.4	1744	12	2993	9
e)	430	21	1134	4.8	1939	3

Результаты моделирования с использованием других наборов параметров напряжения пластического трения и вязкости потока иллюстрируют, как изменение параметров влияет на конечные значения. Максимальный по I сценарию был получен с использованием набора параметров c) и составил 3297 м³/с, что примерно на 115 % выше, чем расход по видеосъемке. Разница в расходах для 1 и 2 волны с оцененным значением составила 7 и 10 % соответственно. Наименьшие величины расходов были рассчитаны по варианту набора параметров e). Для 1 волны расход потока оказался в 3.6 раз меньше, оцененного по видео, для 2 волны в – 1.3 раз. Максимальный расход 3 селевой волны для данного набора параметров оказался выше оцененного в 1.3 раза. Авторы модели рекомендуют использовать данный набор параметров для вязкого потока, текущего как жидкий цемент. Однако в соответствии с видеоматериалами селевой поток 2015 года не обладал такой вязкостью. Немного большие значения были получены по варианту набора параметров a), которые рекомендуется использовать для наносоводного селевого потока. Расход потока для 1 волны оказался в 1.8 раз меньше оцененного по видеосъемке, для 2 волны разница составила 4%. Максимальный расход, полученный для 3 волны, оказался выше значения, полученного по видеосъемке примерно в 1.6 раз. Для варианта набора параметров d) расход 1 волны оказался на 36% меньше, оцененного по видео. Расходы для 2 и 3 волн по варианту набору параметров d) оказались выше оцененных значений примерно в 1.1–1.9 раз.

Для II сценария не использовался эмпирический коэффициент для оценки передового вала (таблица 4.4). По результатам моделирования максимальный расход на вершине конуса выноса для 3 волн составил 1321 м³/с и был получен с использованием набора параметров a). Наибольшие расходы для первых двух волн были получены по варианту Пс и равнялись 777 до 1153 м³/с соответственно. Наименьшее значение расходов, как и в случае с I сценарием было получено для набора параметров e), рекомендованный для вязких селевых потоков.

Таблица 4.4. Результаты гидродинамического моделирования по II сценарию на вершине конуса выноса реки Барсемдара.

Вариант расчета	Q _{макс} , м ³ /с 1 волна	Время прохождения, мин	Q _{макс} , м ³ /с 2 волна	Время прохождения, мин	Q _{макс} , м ³ /с 3 волна	Время прохождения, мин
a)	164	18.2	674	9.1	1322	6.7
b)	295	21.1	554	9.1	648	15.1
c)	777	9.7	1153	11.5	1045	8.5
d)	412	18.7	404	13.9	683	15.1
e)	30	21.1	394	10.9	580	8.5

Так, расход 1 волны оказался меньше оцененного по видеоматериалам примерно на 98%, для 2 и 3 разница составила 74 и 62 %. Результаты расчетов по вариантам b) и d) в целом схожи, в среднем расходы оказались на 67 % меньше расхода, полученного по видеоматериалам.

Для моделирования на конусе выноса был выбран вариант b), как наиболее реалистичный и близкий к оцененному по данным видеосъемки [Куровская и др., 2020]. Также для определения максимально возможных значений расходов селевого потока использовался вариант c).

Таким образом, на участке конуса выноса I сценарию с использованием набора параметров b) расходы для 1 волны оказались на 64 % меньше, оценённого по видео, для 3 волны – на 42 % больше. Время добегания составило от 1.8 до 4.8 минут. Скорость потока в руслах рек Барсемдара и Гунт составляет более 5 м/с. На конусе выноса на большей части не превышает 3 м/с, иногда доходя до 5 м/с. Наблюдается затопление значительного количества зданий, расположенных на левом берегу реки Барсемдара (рисунок 4.4).

По результатам моделирования для I сценария с набором параметров c) показывают, что расходы значительно увеличиваются, превышая расход, оцененный по видеосъемке, от 3 до 118 %. Время добегания на участке конуса выноса для отдельных волн составляет от 0.6 до 1.2 минут. На конусе выноса скорость потока по большей части равняется 4 м/с. Скорость селя в руслах рек Барсемдара и Гунт также превышают 5 м/с. Глубина потока в русле реки Барсемдара варьировалась от 6 до 15 м, максимальная глубина составила 19 м (устье). На конусе выноса глубина потока равнялась 2 м.

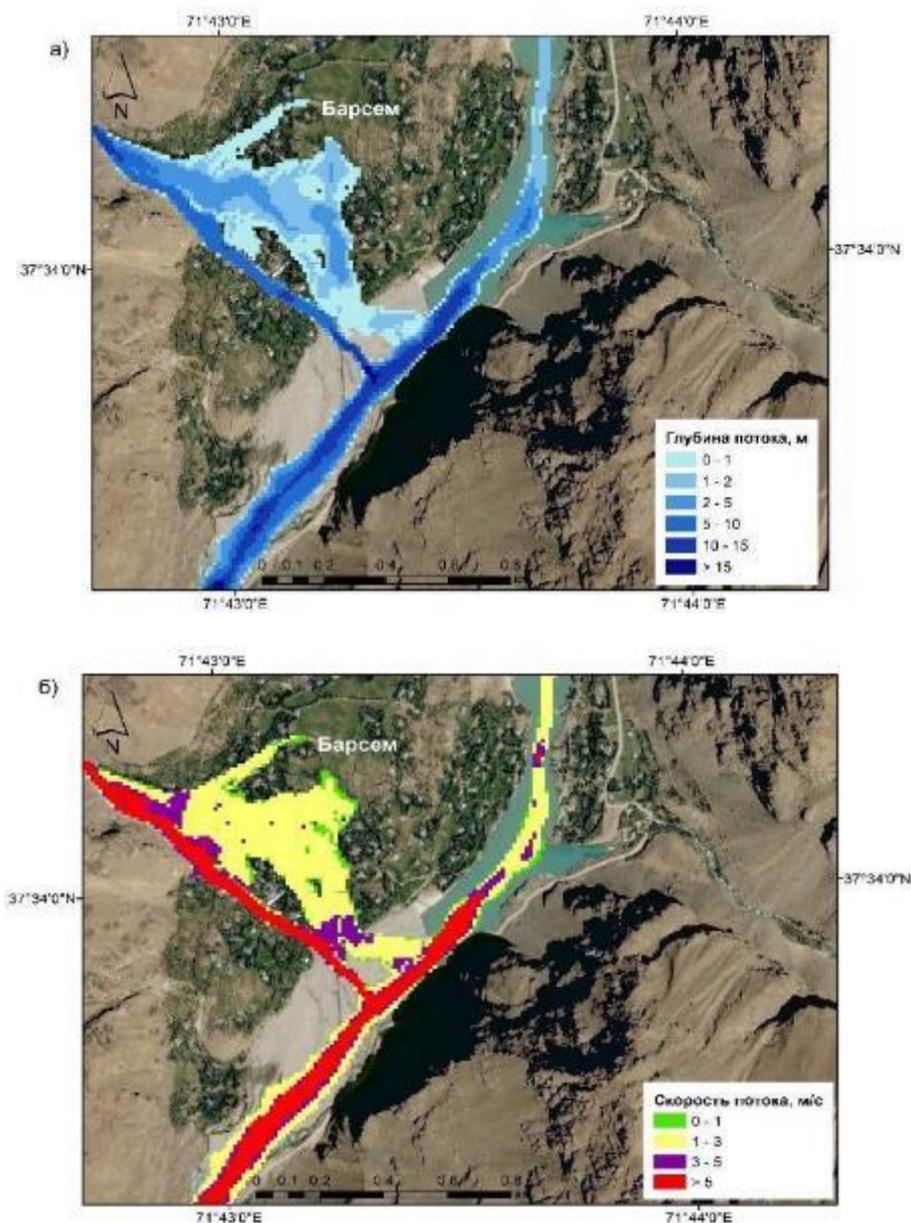


Рисунок 4.4. Плановое распределение а)– глубин затопления при прохождении селя 2015 года; б)– скоростей потока для селя 2015 года по I сценарию для варианта б).

По II сценарию с использованием набора параметров б) расходы селевого потока на участке конуса выноса оказались меньше, значения по видеосъемке от 65 до 93%. Глубина на конусе менялась от 0.1 до 5 м (рисунок 4.5а). В русле реки Барсемлара варьировалась от 6 до 15 м и более. Скорость потока на конусе выноса менялась в пределах от 2 до 4 м/с (рисунок 4.5б). В руслах рек Барсемдара и Гунт скорость потока превышала 5 м/с.

По сценарию II с набором параметров с) расходы селевых волн на участке конуса выноса оказались меньше оцененного по видеоматериалам примерно на 55%. Время добегания волн для данного сценария составит от 0.6 до 1.8 минут. Скорость потока в руслах рек превышает 5 м/с, на конусе выноса по большей части составляет от 1 до 3 м/с (рисунок 4.5).

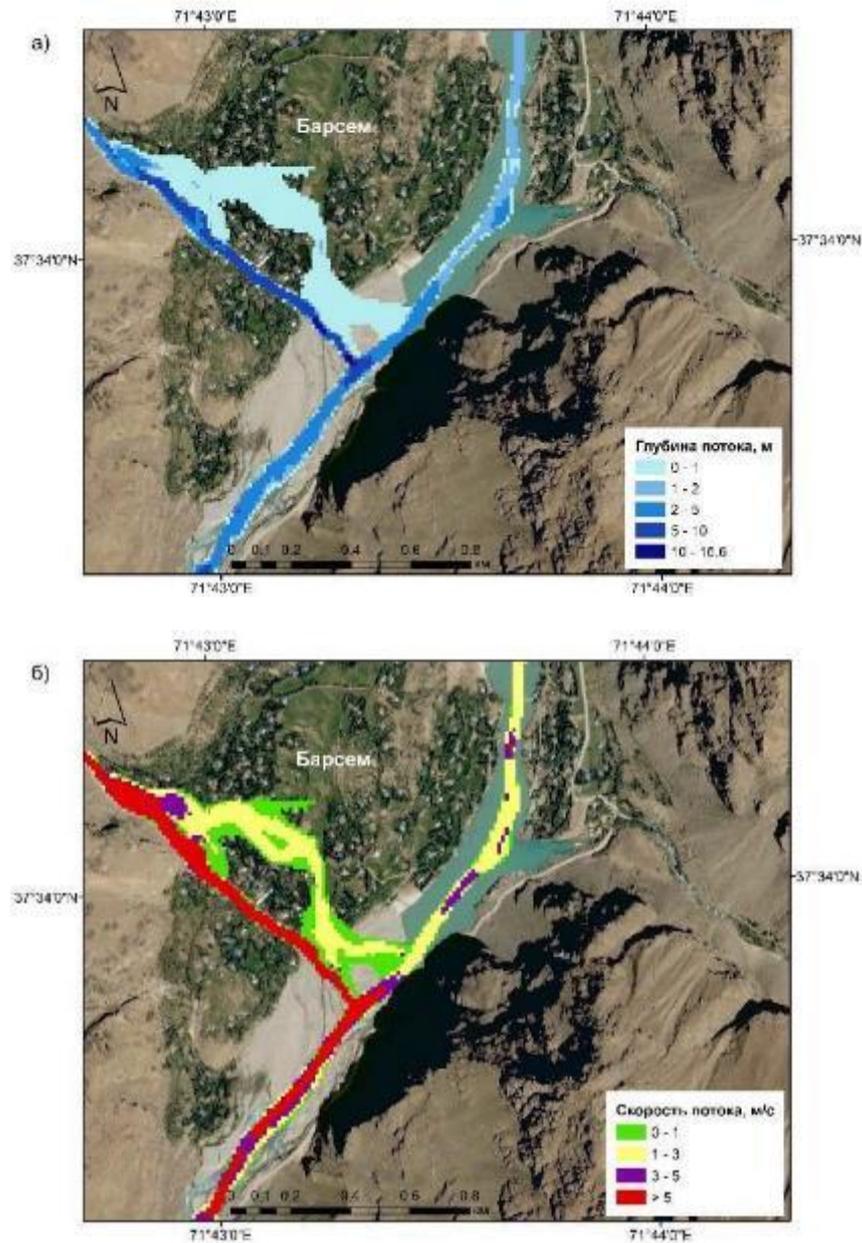


Рисунок 4.5. Распределение а) – глубин затопления при прохождении селя 2015 года; б) – скоростей потока для селя 2015 года по II сценарию с использованием параметром с).

По результатам моделирования для всех сценариев наблюдается затопление левобережной части конуса выноса. Однако в действительности во время прохождения селевого потока 2015 года растекания потока на конусе не было. Несмотря на пониженный левый берег, волны проходили исключительно в русле реки Барсемдара (рисунок 4.6), при этом происходило врезание потока.



Рисунок 4.6. Русло реки Барсемдара. Фото С.С. Черноморца, август 2019 г.

Одной из причин несоответствия площадей зон затопления является отсутствие возможности учета эрозионных процессов в модели FLO-2D, они определяются исключительно морфометрией русла. Также в качестве исходных данных для рельефа использовался спутниковый снимок, который представлял собой ЦМР разрешением 12.5 м. Таким образом, расположения зданий на данной ЦМР не учитывалось.

Для оценки характеристик селевых потоков и возможных зон затопления в случае схода сходящего по мощности селя были проведены расчеты с использованием ЦММ, полученной в ходе обработки снимков с БПЛА от августа 2019 года. Входными гидрологическими данными были расходы, полученные по I сценарию с набором параметров b) как наиболее реалистичный и c) как максимально возможный.

По результатам моделирования с использованием набора параметров b) можно видеть, что поток практически полностью концентрируется в русле реки Барсемдара выше селевого конуса 2015 года (рисунок 4.7). Однако сам конус оказывается в зоне затопления.

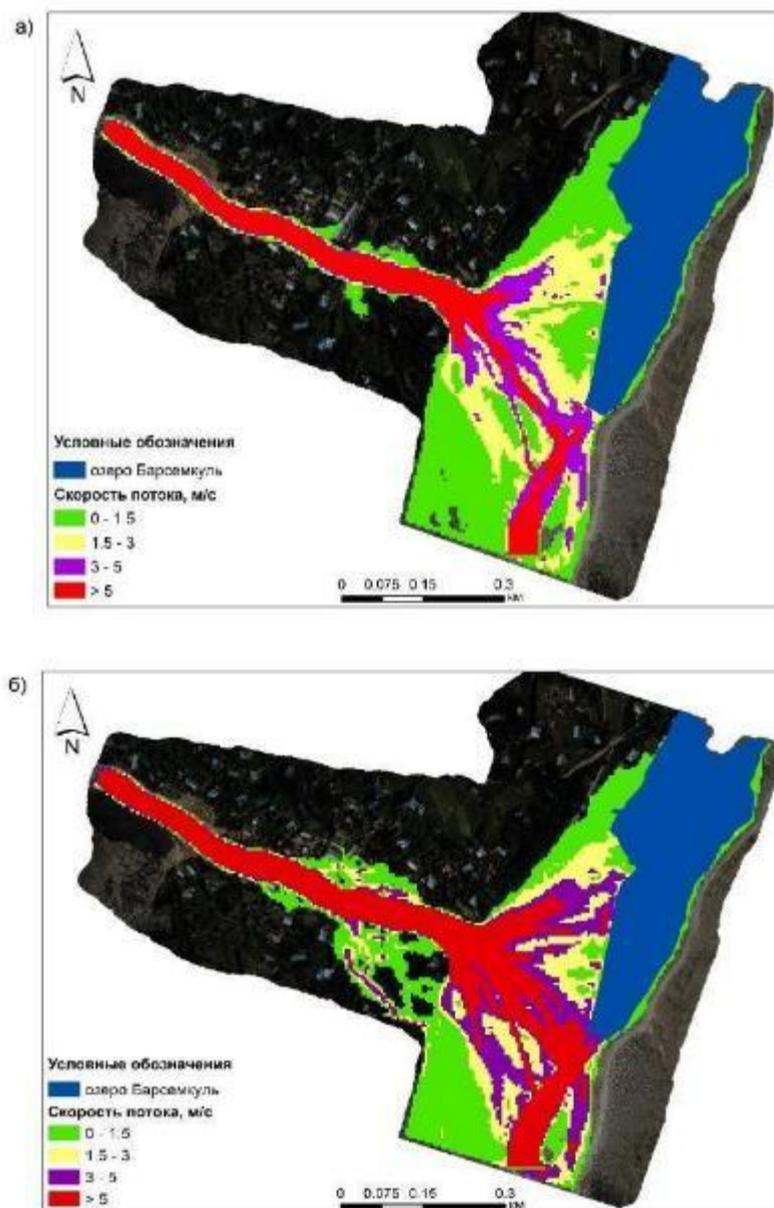


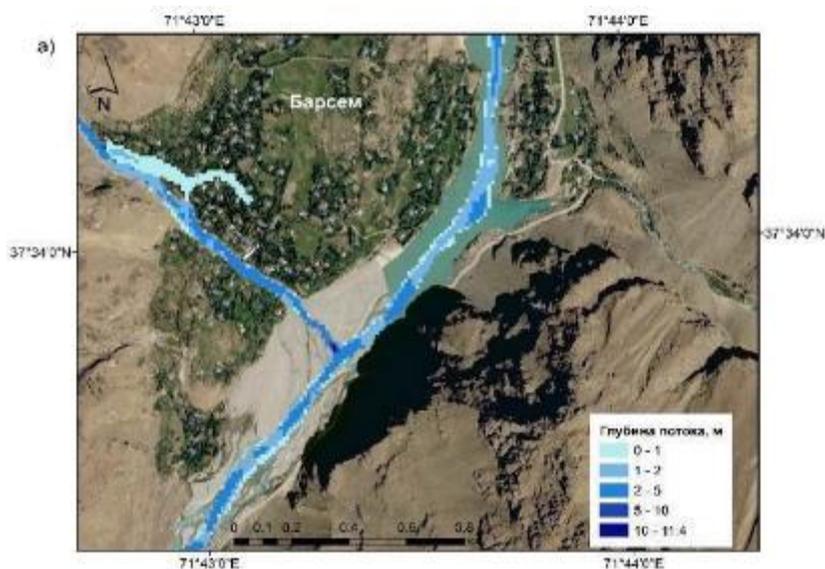
Рисунок 4.7. Плановое распределение скоростей потока по результатам моделирования I сценария: а)– по сценарию Ib; б)– по сценарию Ic с использованием данных данных БПЛА.

Плановое распределение скоростей потока согласно результатам по варианту с) показывает, что при прохождения селевого потока схожей мощности в зону затопления, помимо конуса выноса, попадают также дома, находящиеся около русла реки Барсемдара. Глубины потока для обоих вариантов набора параметров в русле реки Барсемдара будут меняться от 8 до 15 м.

До селевого потока 2015 года русло в долине реки Барсемдара было относительно стабильным. На данный момент топография русла снова стабилизировалась, заметных изменений с момента прохождения селя не наблюдается. Так как в модели FLO–2D не

учитываются эрозионные процессы, были проведены дополнительные расчеты с использованием ЦММ от 2019 года. Однако, при использовании ЦММ с более высоким разрешением результаты расчета будут иллюстрировать ситуацию на промежуток времени до прохождения нового паводка или селя. Селевые русла и, в частности, конусы выноса являются неустойчивыми формами рельефа. Каждый новый водный паводок или сель способен прорезать новое русло в селевых отложениях, при этом изначально такая территория может не попадать в контуры зон затопления. В связи с тем, что ЦМР высокого разрешения достаточно быстро устаревают, рекомендуется проводить моделирование контуров зон затопления регулярно. Также необходимо учитывать, что общедоступная ЦМР разрешением 12.5 м может применяться для более быстрой оценки потенциальных зон затопления, а также для моделирования уже прошедших селевых потоков.

Далее были проведены расчеты селевого потока 2015 года по III сценарию без использования транспортно–сдвиговой модели в верховьях. В качестве данных о рельефе использовалась та же ЦМР PALSAR с разрешением 12.5 м, которая отражала доселевую обстановку в долине. Входной гидрограф был задан аналогичным приведенным выше расчетам, с максимальным расходом в $25 \text{ м}^3/\text{с}$ (рисунок 4.8) и набором параметров с). На вершине конуса выноса максимальный расход селевого потока составил $31 \text{ м}^3/\text{с}$, что на $1505 \text{ м}^3/\text{с}$ меньше значения, полученного по видеосъемке. Как можно видеть на рисунке 8, поток по большей части концентрируется в русле.



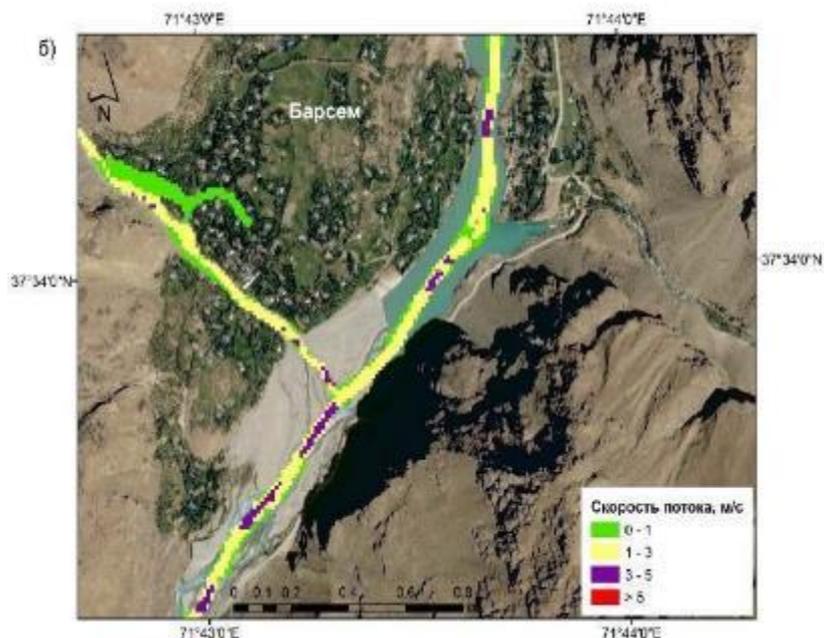


Рисунок 4.8. Распределение: а) – глубин затопления при прохождении селея 2015 года; б) – скоростей потока для селея 2015 года по III сценарию с использованием параметром с).

При этом скорости и глубины в русле реки Барсемдара оказываются ниже, чем в расчетах по I и II сценариям. Так, скорость потока на конусе выноса равняется 1 м/с, а в русле реки Барсемдара в среднем составит 3 м/с, иногда достигая 5 м/с, в то время как по сценариям I и II в русле на всем его протяжении скорости превышали 5 м/с. Кроме того, были проведены расчеты с использованием ЦМР, полученной по БПЛА в августе 2019 года (рисунок 4.9).

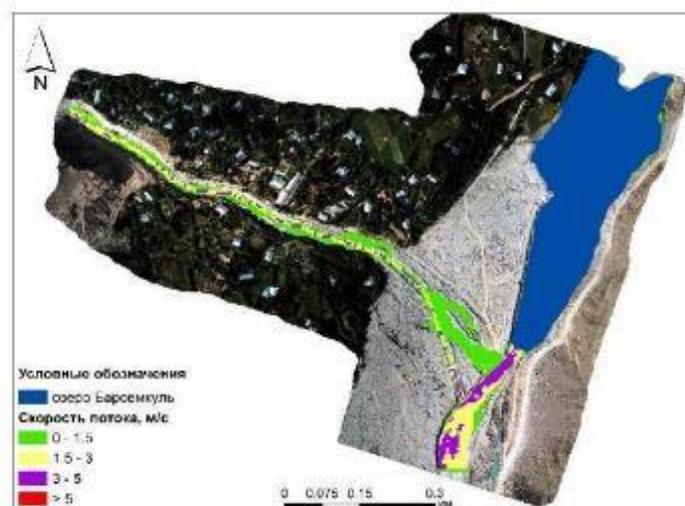


Рисунок 4.9. Плановое распределение скоростей потока по результатам моделирования III сценария с набором параметров б) с использованием данных БПЛА.

Согласно результатам моделирования, поток полностью концентрируется в русле реки Барсемдара, конус при этом практически не затопливается. Зона затопления на конусе выноса по III сценарию оказывается меньше полученной по I сценарию в 31–37 раз.

Выводы

В данной главе приводятся результаты моделирования селевого потока 2015 года в русле реки Барсемдара на основе комплекса математических моделей. Для расчетов характеристик селя в зоне зарождения использовалась программа FLOVI, в основе которой лежит транспортно–сдвиговая модель селеобразования. Следующим этапом был расчет характеристик потока в долине в модели FLO–2D с использованием гидрографа из транспортно–сдвиговой модели. Всего было рассмотрено три сценария. Так, в I сценарии использовался эмпирический коэффициент для получения расходов передового вала в транспортно–сдвиговой модели. Во II сценарии применялись расходы, без использования данного коэффициента. В III сценарии расчеты осуществлялись только по модели FLO–2D. В качестве данных рельефа использовалась ЦМР PALSAR разрешением 12.5 м и датированная 2007 годом, то есть она отражала рельеф долины до катастрофы. Также применялась ЦММ, полученная в результате съемки с БПЛА в 2019 году.

В связи с тем, что данные о состоянии селеформирующего массива до начала катастрофы отсутствуют, в транспортно–сдвиговой модели были проведены численные эксперименты с различными значениями параметров начальной влажности массива, плотности и величины угла внутреннего трения для калибровки транспортно–сдвиговой модели. Результаты численных экспериментов показывают, что при увеличении начальной влажности массива, коэффициентом передового вала можно пренебречь. По результатам расчета был выбран вариант, для которого начальная влажность массива достигала величины, при которой наблюдается предел текучести. Данный вариант был наиболее близкий к величине расхода, оцененной по видеозаписям селя. Полученные гидрографы использовались далее в программе FLO–2D PRO.

Для долины реки Барсемдара отсутствовала возможность определения реологических параметров селевых отложений в лабораторных условиях. В связи с этим в модели FLO–2D проводились численные эксперименты для калибровки селевого блока модели FLO–2D. По результатам моделирования был выбран набор параметров, наиболее близкий к результатам, оцененным по видеосъемке. Таким образом, получены карты пространственного распределения глубин и скоростей потока. По результатам моделирования с использованием спутниковых данных на конусе выноса, зона затопления охватывала также правый берег реки

Барсемдара, что в 2015 году не наблюдалось. Одной из причин несоответствия является отсутствие учета эрозионных процессов в модели FLO–2D, а также то, что в качестве данных рельефа использовалась ЦМР с разрешением 12.5 м, которая не учитывает расположение зданий, деревьев и инфраструктуры. В связи с этим были выполнены дополнительные расчеты с применением снимков с БПЛА, полученных в 2019 году, разрешение полученной ЦММ составило около 1 м. По результатам моделирования была получена возможная зона затопления при прохождении аналогичного по мощности селя. Также поток практически полностью концентрировался в русле, что и наблюдалось при прохождении селевого потока в 2015 году. По результатам моделирования для III сценария только по модели FLO–2D расход селя на вершине конуса выноса оказался почти в 50 раз меньше, чем при подключении транспортно–сдвиговой модели. Можно говорить о том, что включение транспортно–сдвиговой модели в цепочку моделирования позволяет более корректно оценивать характеристики селевого потока.

Глава 5. Моделирование ледниковых селевых потоков

5.1. Расчётные сценарии для моделирования селевого потока 2000 года в долине реки Герхожан–Су

Проводилось моделирование селевого потока 2000 года для долины реки Герхожан–Су. Отличительной особенностью селевых потоков 2000 года явилось катастрофическое врезание русла. Всего в русле помимо основного очага было выделено пять зон подпитки материалом, речь о которых пойдет ниже. Моделирование в этих зонах было выполнено с помощью транспортно–сдвиговой модели селеобразования в программе FLOVI. Характеристики селея на участках между зонами рассчитывались по модели FLO–2D. Моделирование проводилось по двум сценариям формирования и прохождения потока: I – грязекаменного, II – наносоводного. Также были выполнены расчеты с использованием модели FLO–2D по различным вариантам набора параметров реологического блока и объемной концентрации.

5.1.2. Оценка селевого расхода 2000 года

Одной из причин образования селевой волны в верховья реки Каяарты–Су могла послужить разгрузка внутриледниковых полостей [Черноморец., 2005]. В результате закупорки подледникового канала стока микроселем произошло заполнение внутриледниковых емкостей и возникновение небольшого подпрудного озера, объемом в 10–30 тыс. м³ [Черноморец, 2005]. Следы стояния озера наблюдались выше каверны в виде террас [Запорожченко, 2002]. Расход прорывного паводка оценивался в 3–4 м³/с [Черноморец, 2005]. При построении входного гидрографа в транспортно–сдвиговую модель использовались приведенные выше оценки. Максимальный расчетный расход составил 4 м³/с.

Как было сказано ранее, наиболее заметной особенностью селевых потоков 2000 года стало глубокое врезание русла, на многих участках дошедшее до скальных пород. Всего в русле реки Герхожан–Су было выделено 6 зон подпитки материалом (рисунок 5.1): 1 – основной очаг, 2 – участок между зандрами, 3 – Западный Каньон, 4 – Верхнее ущелье, 5 – Нижнее ущелье, 6 – оползень Бузулан и нижний врез в районе плотины–селеуловителя [Черноморец, 2005].

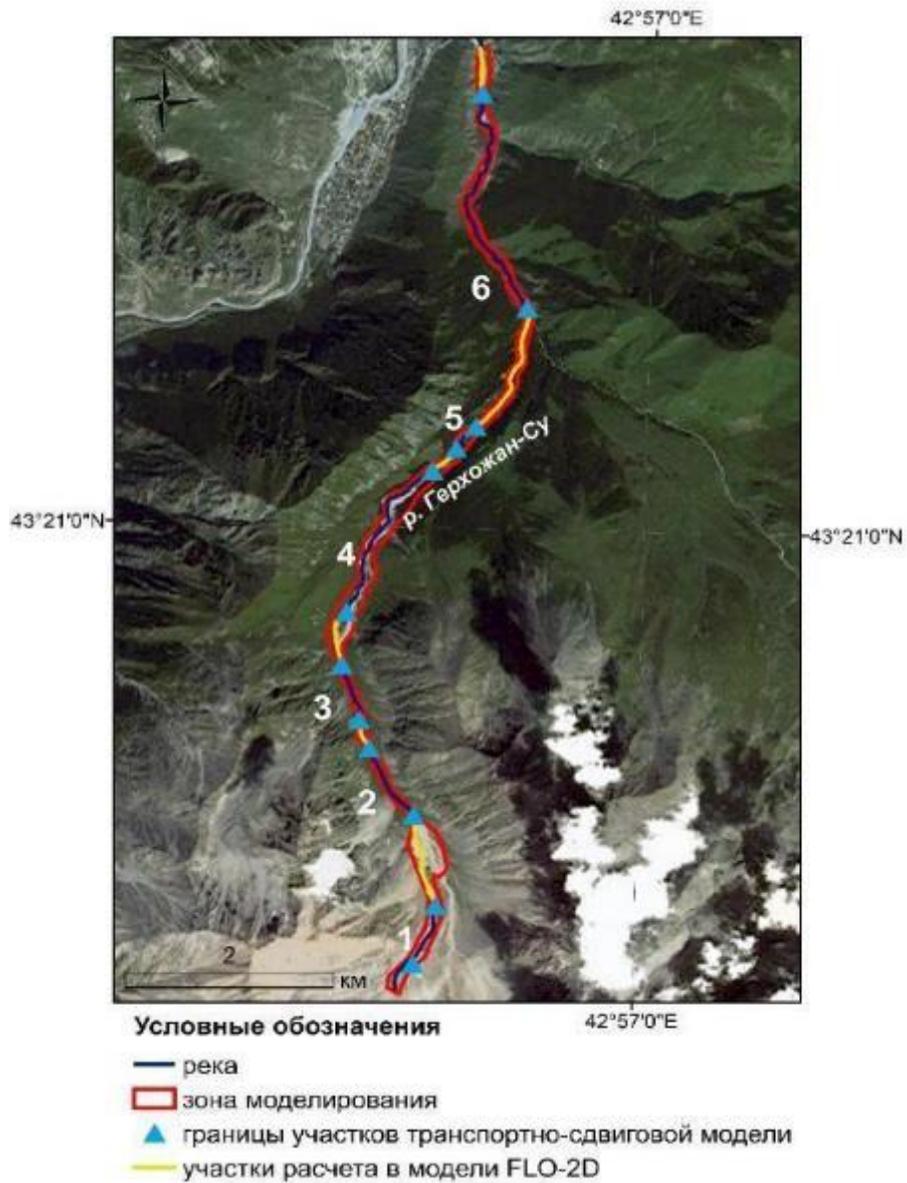


Рисунок 5.1. Схема моделирования селевых потоков 2000 года.

Морфометрические характеристики зон, такие как длины и уклоны, определялись с использованием карты 1:25000, отражающей доселевой рельеф в долине. Средний уклон русла в зонах варьировался от 18° для очага до 6° на последнем участке. Для использования транспортно–сдвиговой модели необходимы параметры потенциального селевого массива, такие как статический угол внутреннего трения (ϕ), начальная влажность массива (ζ) и его плотность (ρ). В связи с тем, что натурные данные об этих параметрах отсутствуют, были проведены численные эксперименты (таблица 5.1).

Таблица 5.1. Варианты задания параметров селеформирующих грунтов в транспортно–сдвиговой модели.

№ варианта	1	2	3	4	5	6	7	8
ζ , безразмерная	0	0	0.133	0.133	0.2	0.2	0	0
ϕ , градусы	40	35	40	35	40	35	40	35
ρ , кг/м ³	2600	2600	2600	2600	2600	2600	1600	1600
$Q_{\text{макс}}$, м ³ /с	26	28	50	60	74	97	22	24

Как можно видеть, наибольшее влияние оказывает именно начальная влажность массива, так расход селевого потока увеличивается примерно в 2.5 раз. Для моделирования потока ниже по течению использовался 1 вариант расчета, как наименьший из вариантов высокой плотности (I сценарий) и 7 как наносоводный (II сценарий). Плотность потока на выходе из очага для I сценария составила 2354 кг/м³, для II – 1492 кг/м³. Средняя скорость потока в очаге для I и II сценариев равнялась около 9.7 м/с. Для зон подпитки, лежащих ниже по течению, использовались те же варианты задания параметров, так для I сценария – 1, для II – 7 вариант. В качестве входных гидрологических данных для зон подпитки использовались гидрографы, полученные по результатам моделирования в модели FLO–2D.

5.1.3. Построение гидродинамической модели для долины реки Герхожан–Су

Исходными данными о рельефе для гидродинамической модели FLO–2D также являлась топографическая карта 1:25000, иллюстрирующая рельеф в долине Герхожан–Су до селевой катастрофы 2000 года. После корректировки рельефа в программе ArcMap 10.8, данные были интерполированы на расчетную сетку модели с шагом 10×10 м.

В качестве входной гидрологической информации использовались гидрографы селевой волны, рассчитанные в программе FLOVI. В модели FLO–2D объемная концентрация селевого потока по I сценарию, составила 33%, по II (наносоводному) – 25%. Моделирование проводилось с использованием пяти вариантов параметров селевого блока, указанных в главе 2. Для варианта набора параметров с наибольшими расходами дополнительно были проведены расчеты с объемной концентрацией потока, увеличенной до 40%.

5.1.4. Результаты моделирования

По результатам моделирования были получены наибольшие расходы селя 2000 года по каждому из сценариев для всех участков. Для участков 1, 3, 5, 7, 9, 11 использовалась транспортно–сдвиговая модель селеобразования. На 3 участке между зандрами наблюдается увеличение расходов потока от 18 до 39 м³/с (таблица 5.2). Для участка Западного Каньона рост расходов наблюдается в диапазоне от 52 до 98 м³/с. В Верхнем ущелье по результатам моделирования для всех сценариев наблюдалось максимальное увеличение расхода по сравнению с предыдущим участком в среднем на 311 м³/с, то есть примерно в 3.6 раз. По результатам экспедиционного исследования долины после катастрофы на данном участке наблюдались интенсивная эрозия и формирование нового вреза [Черноморец, 2005].

Таблица 5.2. Максимальные расходы и время добегания на 5 участках по результатам моделирования с использованием комплекса математических моделей.

№	Описание участка	Сценарий моделирования	Объемная концентрация наносов в модели FLO–2D, %	Максимальный расход селя, м ³ /с	время добегания, часы
1	Расход на выходе из очага	Па)	25	22.2	0.02
		Иб)	33	26.1	0.02
		Ис)	33	26.1	0.02
		Ид)	33	26.1	0.02
		Ие)	33	26.1	0.02
		Ие)	40	26.1	0.02
2	Перед участком между зандрами	Па)	25	21.6	0.09
		Иб)	33	34.3	0.01
		Ис)	33	25.3	0.07
		Ид)	33	34.1	0.30
		Ие)	33	42.4	1.00
		Ие)	40	39.4	1.62

№	Описание участка	Сценарий моделирования	Объемная концентрация наносов в модели FLO-2D, %	Максимальный расход селя, м ³ /с	время добегания, часы
3	Участок между зандрами	IIa)	25	40.0	0.03
		Ib)	33	65.6	0.03
		Ic)	33	55.2	0.07
		Id)	33	65.4	0.04
		Ie)	33	81.1	0.03
		Ie)	40	66.4	0.03
4	Перед Западным каньоном	IIa)	25	43	0.04
		Ib)	33	62.6	0.02
		Ic)	33	54.9	0.01
		Id)	33	57	0.01
		Ie)	33	78.7	0.01
		Ie)	40	60.6	0.06
5	Западный каньон	IIa)	25	95.4	0.03
		Ib)	33	146	0.03
		Ic)	33	129	0.03
		Id)	33	130	0.03
		Ie)	33	177	0.03
		Ie)	40	130	0.03
6	Перед Верхним ущельем	IIa)	25	94.5	0.03
		Ib)	33	127	0.02
		Ic)	33	125	0.04
		Id)	33	115	0.03

№	Описание участка	Сценарий моделирования	Объемная концентрация наносов в модели FLO-2D, %	Максимальный расход селя, м ³ /с	время добегаания, часы
6	Перед Верхним ущельем	Ie)	33	167	0.03
		Ie)	40	83.8	0.35
7	Верхнее ущелье	IIa)	25	326	0.09
		Ib)	33	470	0.11
		Ic)	33	462	0.08
		Id)	33	424	0.08
		Ie)	33	618	0.10
		Ie)	40	279	0.08
8	Перед Нижним ущельем	IIa)	25	297	0.01
		Ib)	33	427	0.02
		Ic)	33	418	0.01
		Id)	33	385	0.01
		Ie)	33	572	0.01
		Ie)	40	258	0.04
9	Нижнее ущелье	IIa)	25	561	0.01
		Ib)	33	837	0.01
		Ic)	33	819	0.01
		Id)	33	754	0.01
		Ie)	33	1120	0.01
		Ie)	40	468	0.01
10	Перед оползнем Бузулган и нижним участком	IIa)	25	505	0.03
		Ib)	33	742	0.04
		Ic)	33	734	0.04

№	Описание участка	Сценарий моделирования	Объемная концентрация наносов в модели FLO–2D, %	Максимальный расход селея, м ³ /с	время добегания, часы
10	Перед оползнем Бузулган и нижним участком	Id)	33	665	0.04
		Ie)	33	1024	0.03
		Ie)	40	419	0.16
11	Оползень Бузулган и нижний участок	IIa)	25	1050	0.15
		Ib)	33	1618	0.17
		Ic)	33	1601	0.15
		Id)	33	1450	0.15
		Ie)	33	2234	0.18
		Ie)	40	842	0.16
12	Замыкающий створ на вершине конуса выноса	IIa)	25	1007	0.04
		Ib)	33	1551	0.04
		Ic)	33	1527	0.03
		Id)	33	1412	0.02
		Ie)	33	2149	0.01
		Ie)	40	676	0.17

Для Нижнего ущелья разница в расходах по сравнению с предыдущим участком составила 210 до 548 м³/с. В среднем расход на данном участке возрос примерно в 1.9 раз. На последнем участке подпитки материалом расходы увеличились примерно в 2.14 раза.

Максимальный расход на вершине конуса был получен по сценарию I с использованием набора параметров e) и концентрацией 33% и составил 2149 м³/с. Время добегания для данного сценария на замыкающем створе оказывается в среднем в 2.6 раза больше, чем для наборов параметров селевого блока с той же концентрацией наносов (рисунок 5.2). Большое время добегания может быть объяснено реологическими особенностями данного набора параметров, авторы модели предлагают использовать его для очень вязких селевых потоков, текущих как жидкий цемент. Минимальные расходы также были получены по сценарию Ie) и составили 676 м³/с, при этом концентрация наносов в потоке в модели FLO–

2D была увеличена до 40%. Время добегания для данного варианта расчета является наибольшим и составляет 4.73 часа с момента выхода потока из очага. Согласно [Божинский и др., 2004] средняя скорость потока, определенная по видеосъёмке, составила 11.3 м/с, максимальная – 14.7 м/с, наименьшая – 7.8 м/с. Расходы селевого потока в работе [Божинский и др., 2004] были получены как произведения скорости на площадь поперечного сечения лотка при его максимальном заполнении. Расход селя по средней скорости составил 1356 м³/с, по максимальной – 1764 м³/с, по минимальной скорости – 936 м³/с. Наибольшая величина селевого расхода была зарегистрирована 19 июля и по оценкам [Михайлов, Черноморец, 2011] составила около 2500 м³/с.

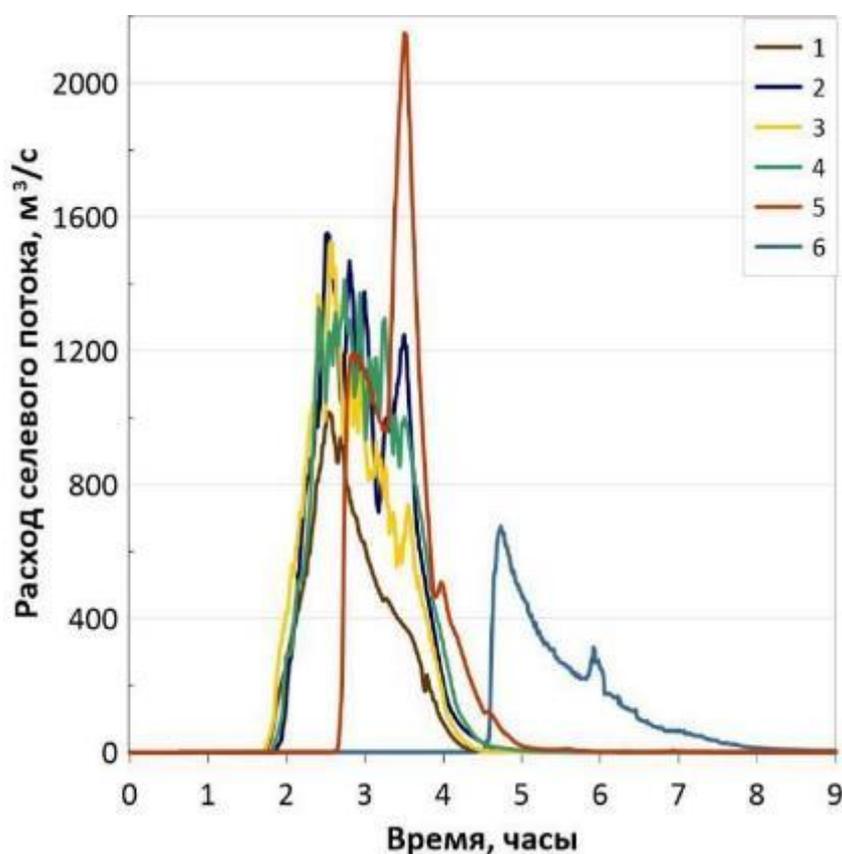


Рисунок 5.2. Гидрографы селевого потока на вершине конуса выноса реки Герхожан–Су, полученные по результатам моделирования: 1 – сценарий расчета Па) с концентрацией наносов 25%, 2 – Ib) с концентрацией наносов 33%, 3 – Ic) с концентрацией наносов 33%, 4 – Id) с концентрацией наносов 33%, 5 – Ie) с концентрацией наносов 33%, 6 – Ie) с концентрацией наносов 40%

Как можно видеть, расходы, полученные по результатам моделирования на вершине конуса выноса с концентраций 33%, попадают в указанный диапазон оценок. Относительная ошибка между максимальным расходом, полученным по сценарию Ie) с концентрацией наносов 33% и с максимальным значением, наблюдавшимся 19 июля, составила 14%. При

сравнении рассчитанных максимальных расходов с концентрацией наносов 33% и со значением расхода 1356 м³/с при средней скорости 11.3 м/с [Божинский и др., 2004], относительная ошибка варьирует в пределах от 4 до 26%. При сравнении с расходом в 1764 м³/с, полученным по максимальной скорости, относительная ошибка составит от 12 до 22%. Относительная погрешность между расходом, оцененном по минимальной скорости потока, и максимальным рассчитанным расходом с концентрацией 25% составит 8%. Однако, значения расходов, приведенные в работе [Божинский и др., 2004], были рассчитаны в первую очередь для наиболее мощных валов первой серии селевых потоков за период с 5:34 до 6:37 утра 19 июля. Таким образом, расход потока на вершине конуса выноса с концентрацией наносов в 40% мог наблюдаться с 18 по 25 июля. В целом полученные результаты соответствуют общепринятым оценкам [Черноморец, 2005].

5.2. Расчётные сценарии для моделирования селевого потока после подвижки оползня Бузулган³

Оползень Бузулган являлся последним участком, где в 2000 году наблюдались заторы селевых потоков, а также их активное насыщение материалом за счет подрезки фронтального уступа оползня [Черноморец, 2005]. В августе 2020 наблюдалась подвижка нескольких блоков оползня Бузулган. Таким образом, русло реки Герхожан–Су было сдвинуто примерно на 80–90 м [Беккиев и др., 2020]. Участок реки вдоль оползня превратился в потенциальный селевой очаг. Для того, чтобы оценить возможное влияния оползня на движение и формирование селевых потоков в долине было выполнено математическое моделирование по трем сценариям. В I сценарии рассматривалась возможность формирования селевого потока в верховьях реки Каяарты–Су. Расход селевого потока перед оползнем был принят равным 700 м³/с аналогично селевого потока 2017 года. Во II сценарии была рассмотрена ситуация, когда происходит подвижка еще одного или нескольких блоков оползня. В результате может образоваться завальное озеро с высотой плотины в 20 м. В III сценарии рассматривался вариант катастрофической подвижки оползня, последующего возникновения и прорыва завального озера с высотой плотины в 40 м. При этом для всех трех сценариев на участке реки Герхожан–Су вдоль оползня для потенциального селевого очага использовалась транспортно–сдвиговая модель. Моделирование потока ниже по течению было выполнено с помощью модели FLO–2D. В качестве данных о рельефе использовалась ЦММ, полученная по снимкам с БПЛА, сделанным в сентябре 2020 года через месяц после подвижки оползня. Для всех

³Раздел написан на основе статьи [Куровская и др., 2022]

сценариев потенциальный селевой очаг располагается на участке реки Герхожан–Су вдоль оползня (рисунок 5.3).

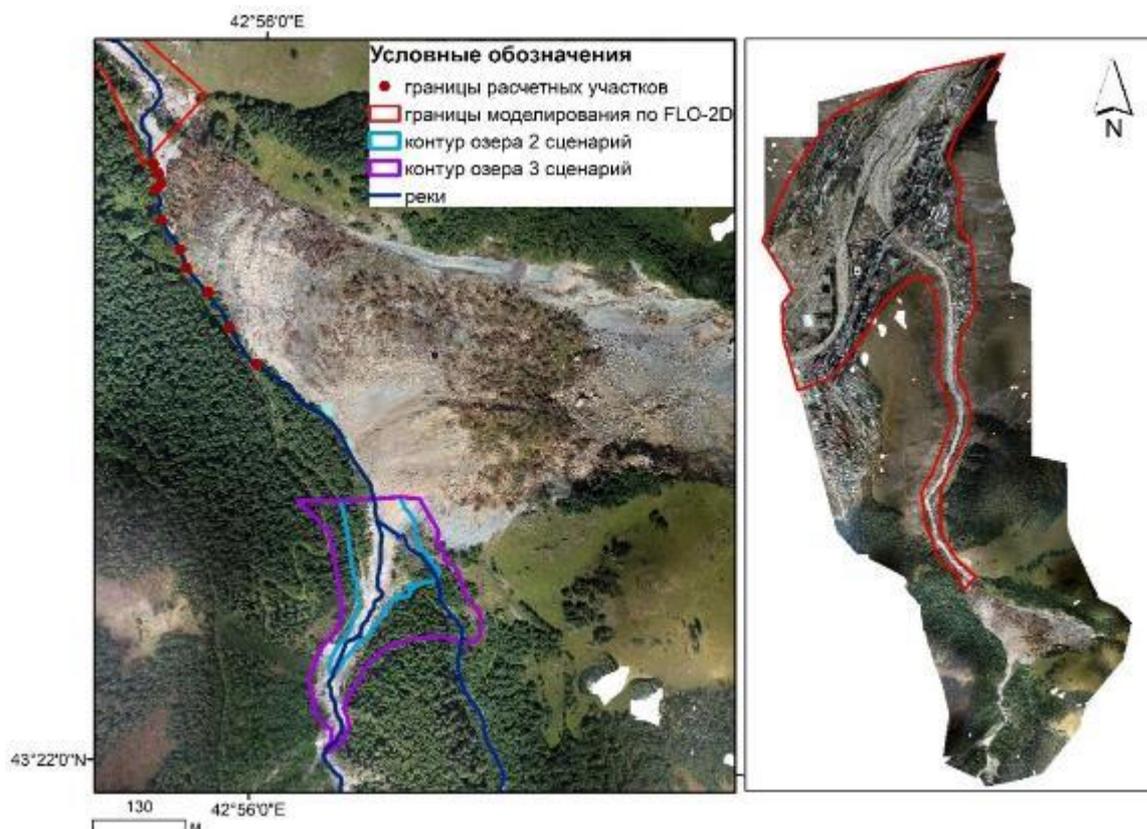


Рисунок 5.3. Схема участка моделирования для долины реки Герхожан–Су. Подложка – ортофотоплан по снимкам с БПЛА от 5 сентября 2020 г.

Общая протяженность потенциального селевого очага составила 332 м, средний уклон 12.4° (рисунок 5.3) При этом средний уклон до событий 2020 года на этом участке составлял 9.4 °.

5.2.1. I сценарий

Согласно I сценарию селевой поток образуется в верховьях реки Каяарты–Су. Расход перед оползнем был принят равным 700 м³/с, что примерно соответствует селевому потоку 2017 года. При расчете характеристик селевого потока в транспортно–сдвиговой модели для I сценария был выбран вариант расчета, основывающийся на данных измерений параметров потенциального селевого массива, приведенные в работе [Запорожченко, 2002]. Так, УГВТ трения составил 32°, а плотности массива была принятой равной 2500 кг/м³. В связи с тем, что на оползне присутствует большое количество родников [Запорожченко, 2002], максимальное значение начальной влажности было увеличено до величины 0.4, которая была получена в

ходе измерений [Запорожченко, 2002]. По результатам моделирования максимальный расход на выходе из очага составил $1019 \text{ м}^3/\text{с}$, плотность потока – $2051 \text{ кг}/\text{м}^3$.

5.2.2. II сценарий

Во II сценарии рассматривалась подвижка оползня Бузулган, которая может привести к образованию подпрудного озера с высотой плотины в 20 м. Максимальный объем озера, был определен по ЦММ 2020 года и составил 347940 м^3 . Максимальный расход прорывного паводка рассчитывался по формуле (2.2) [Costa, 1985] и составил $372 \text{ м}^3/\text{с}$. Полученный расход использовался в качестве входного в транспортно–сдвиговой модели селеобразования. Также были проведены численные эксперименты с различным набором параметров селеформирующих грунтов с использованием данных измерений [Запорожченко, 2002] (таблица 5.3).

Таблица 5.3. Варианты задания параметров селеформирующих грунтов в транспортно–сдвиговой модели.

№ варианта	1	2	3	4	5	6	7	8
ζ , безразмерная	0	0	0.133	0.133	0.4	0.4	0.4	0.4
ϕ , градусы	40	32	40	32	40	32	40	32
ρ , $\text{кг}/\text{м}^3$	2500	2500	2500	2500	2500	2500	2000	2000
$Q_{\text{макс}}$, $\text{м}^3/\text{с}$	461	857	475	981	504	1319	500	1219

Как можно видеть из таблицы 5.3, расход растет быстрее всего при изменении начальной влажности массива. Однако величина угла внутреннего трения породы в модели оказывает большее влияние на итоговый результат, нежели исходная плотность массива. Так, при уменьшении плотности массива на $500 \text{ кг}/\text{м}^3$, разница в расходах между 5 и 7 вариантами составит $4 \text{ м}^3/\text{с}$, в то время как для 6 и 8 вариантов при том же изменении плотности расходы изменятся на $100 \text{ м}^3/\text{с}$. Для расчетов селевых потоков высокой плотности ниже по долине был выбран 6 вариант с наибольшими расходами на выходе из очага. Моделирование потоков с низкой плотностью проводилось с помощью результатов, полученных по 8 варианту. Плотность селя на выходе из очага для 6 варианта составила $1769 \text{ кг}/\text{м}^3$, для 8 варианта – $1496 \text{ кг}/\text{м}^3$, что соответствует селевому потоку низкой плотности.

5.2.3. III сценарий

В III сценарии рассматривалась наихудшая ситуация, а именно возможная катастрофическая подвижка оползня Бузулган и формирование завального озера с высотой плотины высотой 40 м. Ориентировочный объем озера может достигать 1568588 м³. Максимальный расход прорывного паводка, рассчитанный автором по формуле [Costa, 1985], составил 865 м³/с. Результаты численных экспериментов в программе FLOV представлены в таблице 5.4.

Таблица 5.4. Варианты задания параметров селеформирующих грунтов в транспортно–сдвиговой модели.

№ варианта	1	2	3	4	5	6	7	8
ζ , безразмерная	0	0	0.133	0.133	0.4	0.4	0.4	0.4
ϕ , градусы	40	32	40	32	40	32	40	32
ρ , кг/м ³	2500	2500	2500	2500	2500	2500	2000	2000
$Q_{\text{макс}}$, м ³ /с	1071	1992	1103	2281	1171	3066	1161	2832

Максимальный расход селевого потока возрастает на 9 % при изменении влажности от случая абсолютно сухого массива (1 вариант) до заполненного водой (5). При уменьшении угла внутреннего трения разница в расходах для абсолютно сухого и заполненного водой массивов составит 54%. Для моделирования потока ниже по долине использовался 6 вариант как наибольший из вариантов потоков высокой плотности и 8 вариант для наносоводных потоков. Средняя плотность потока в очаге для 6 варианта составила 1686 кг/м³, для 8 варианта – 1443 кг/м³.

5.2.4. Построение гидродинамической модели для долины реки Герхожан–Су

В качестве данных о рельефе использовалась ЦММ, полученная в результате обработки снимков с БПЛА от 05.09.2020 года через месяц после подвижки оползня. На момент обследования долины лоток был занесен селевыми отложениями предыдущих потоков, а в 2021 году начались работы по очистке лотка. Полученные результаты воспроизводят наихудший возможный сценарий, когда пропускная способность лотка значительно снижена. Подобное наблюдалось, например, при прохождении селей в 2000 году, когда селепропускной лоток был занесен отложениями 1999 года. Полученная ЦММ интерполировалась в расчетную

сетку с шагом 5×5 м. Входной гидрологической информацией служили гидрографы, полученные из транспортно–сдвиговой модели. Расчеты в модели FLO–2D проводились с 4 вариантами наборов параметров реологического блока.

5.2.5. Результаты гидродинамического моделирования

По результатам моделирования для каждого из сценариев были получены значения расходов селевого потока на выходе из потенциального селевого очага, на вершине конуса выноса (таблица 5.5), а также пространственное распределение глубины и скорости потока на конусе выноса.

Таблица 5.5. Результаты моделирования селевых потоков по трем сценариям для долины реки Герхожан–Су

Сценарий	Тип	Наносоводный	Грязекаменный		
			а)	б)	в)
	Варианты реологических параметров в модели FLO–2D				
I	Расход селевого потока на выходе из очага, м ³ /с	–	1019	1019	1019
	Плотность потока, кг/м ³	–	2051	2051	2051
	Расход селевого потока на вершине конуса выноса, м ³ /с	–	1192	1203	1092
	Площадь зоны затопления на конусе выноса, км ²	–	0.322	0.306	0.323
II	Расход селевого потока на выходе из очага, м ³ /с	1219	1319	1319	1319
	Плотность потока, кг/м ³	1448	1713	1713	1713
	Расход селевого потока на вершине конуса выноса, м ³ /с	1573	1642	1662	1832

	Тип	Наносоводный	Грязекаменный		
	Варианты реологических параметров в модели FLO-2D	a)	b)	c)	d)
III	Расход селевого потока на выходе из очага, м ³ /с	2832	3066	3066	3066
	Плотность потока, кг/м ³	1448	1694	1694	1694
	Расход селевого потока на вершине конуса выноса, м ³ /с	3631	3753	3673	3672
	Площадь зоны затопления на конусе выноса, км ²	0.629	0.604	0.509	0.581

По результатам моделирования по I сценарию наибольшие расходы были получены по варианту параметров c). Разница между различными вариантами расчета составила 111 м³/с (таблица 5.5). Относительная ошибка между величинами расходов для I сценария и со значением расхода в 1356 м³/с, наблюдаемого в 2000 году для средней скорости [Божинский и др., 2004] составила от 11 до 19%. При сравнении рассчитанных значений по I сценарию с расходом в 936 м³/с, оцененным по минимальной скорости потока, относительная ошибка составит от 17 до 29%.

По результатам гидродинамического моделирования глубина потока в русле реки Герхожан–Су достигает 17 м, в русле Баксана доходит до 5 м (рисунок 5.4). На конусе выноса максимальная глубина потока составляет 3 м. Максимальная скорость потока по набору параметров селевого блока b) составила 12.9 м/с, для c) – 13.7 м/с, для d) – 13.2 м/с. На большей части конуса скорость потока в среднем составляла 3 м/с и выше.

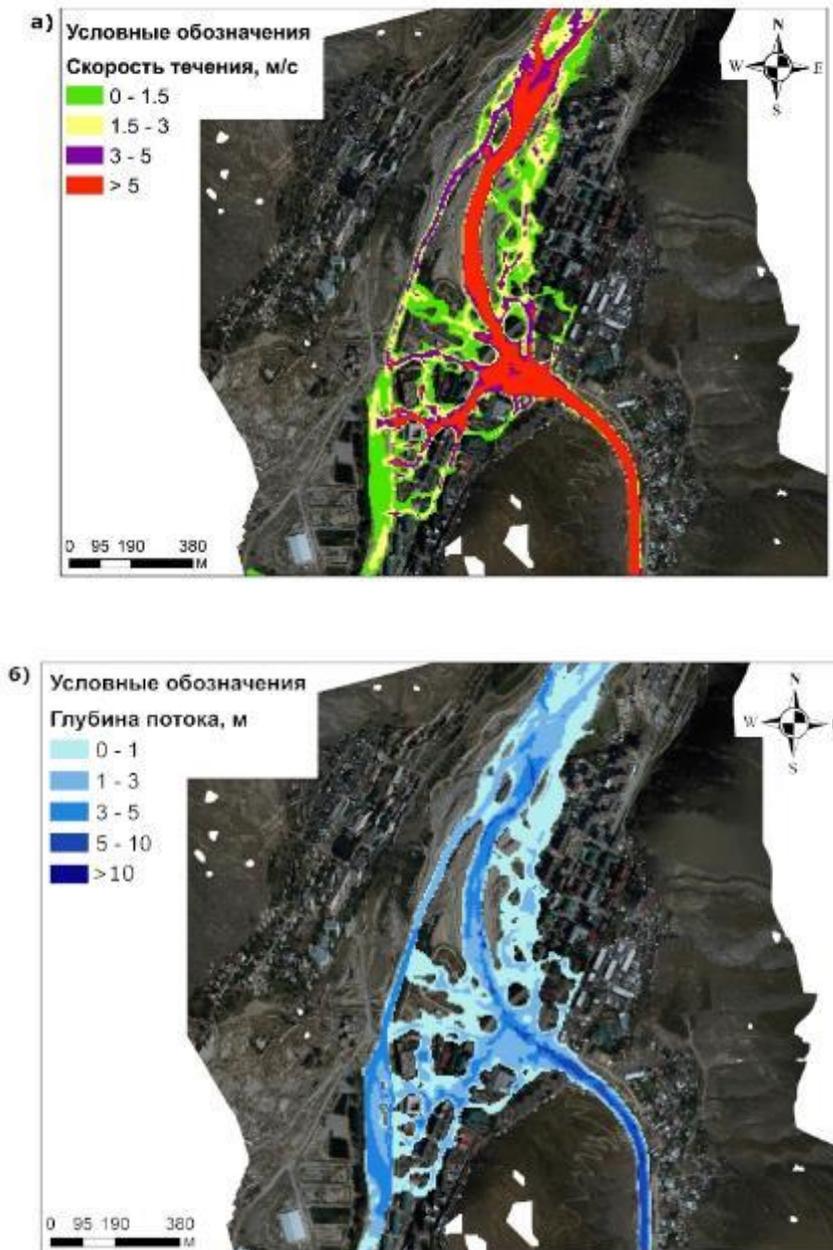


Рисунок 5.4. Плановое распределение скорости а) и глубины течения б) для I сценария вариант набора параметров селевого блока с) по результатам моделирования

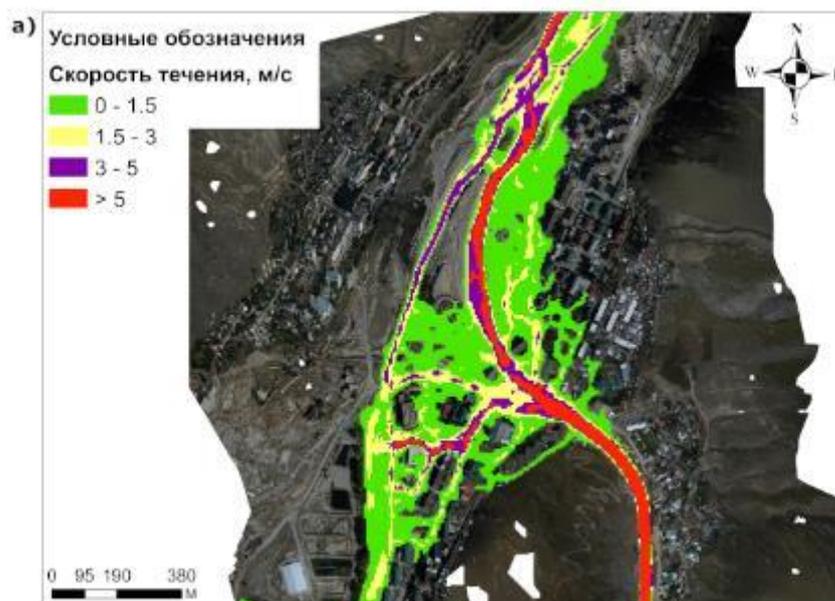
Согласно [Божинский и др., 2004] скорость селевых волн в 2000 году в русле реки Герхожан–Су варьировалась от 7.8 до 14.7 м/с, средняя составляла 11.3 м/с. На конусе выноса скорости потока менялись от 8.3 до 10.5 м/с для наиболее мощных селевых валов [Божинский и др., 2004].

Зона затопления по I сценарию охватывает значительную часть города Тырныауза, включая здание администрации Эльбрусского района, а также детские сады и школы. Наибольшее значение площади зоны затопления было получено с использованием параметров селевого блока d) и составило 0.323 км², что на 5 % больше, чем наименьшее значения

площади, наблюдаемое по набору параметров с). В целом можно говорить, о том, что результаты моделирования по I сценарию попадают в диапазон оценок расходов 2000 года, полученных по видеосъемке.

Во II сценарии рассматривается возможность еще одной подвижки оползня, которая может привести к образованию и дальнейшему прорыву завального озера с высотой плотины 20 м. Моделирование проводилось для случаев образования потоков высокой и низкой плотности. Разница между расходами на выходе из очага составила $100 \text{ м}^3/\text{с}$ (таблица 5.5). Расходы на вершине конуса выноса значительно варьируются в зависимости от варианта набора параметров селевого блока. Максимальное значение расхода было получено для случая потока высокой плотности по набору параметров d) и составило $1832 \text{ м}^3/\text{с}$, что выше минимального значения (поток низкой плотности) на $259 \text{ м}^3/\text{с}$.

По результатам гидродинамического моделирования средняя глубина потока в русле меняется от 3 до 10 м. На территории города Тырнауз глубина потока составляет от 1 до 3 м (рисунок 6.5б). Для варианта параметров а) наибольшая скорость равняется 12.8 м/с , 12.7 – для б), 15.1 м/с для с) и 14.6 м/с для d). На большей части конуса скорость потока составляет 1.5 м/с , иногда достигая 5 м/с (рисунок 5.5а). Также для данного сценария наблюдается перелив селя через борта лотка сразу после поворота русла. На конусе выноса поток в отличие от I сценария не концентрируется в нескольких рукавах. Зона затопления значительно увеличивается, максимальное значение наблюдается для варианта параметров а) и составляет 0.459 км^2 . Для потоков высокой плотности наибольшая площадь зоны затопления была получена с использованием набора параметров б). Разница между максимальным и минимальным значением площади затопления составляет 25 %.



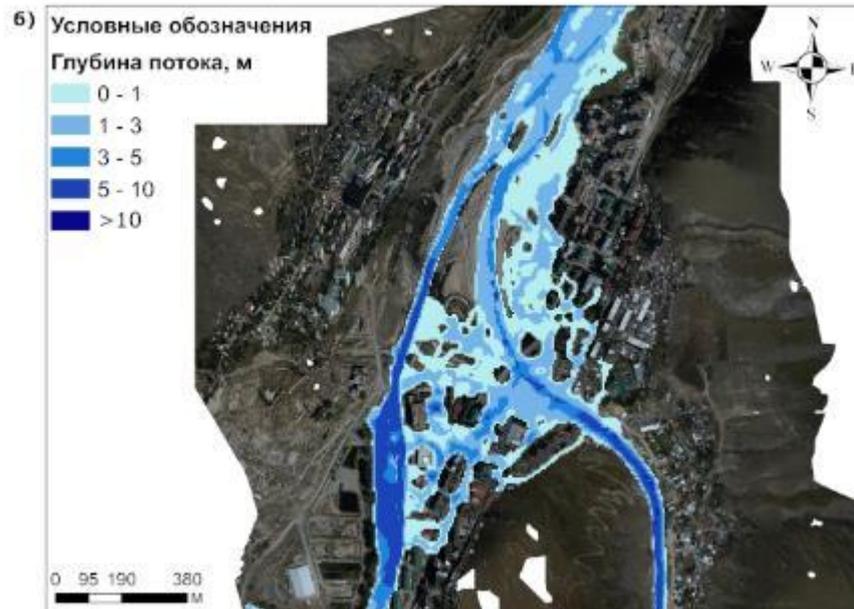


Рисунок 5.5. Плановое распределение скорости а) и глубины течения б) для II сценария вариант набора параметров селевого блока с) по результатам моделирования

Согласно III сценарию предполагается, что произойдет катастрофическая подвижка оползня Бузулган, которая может повлечь за собой формирование и дальнейший прорыв завального озера с высотой плотины 40 м. Не выходя из потенциального селевого очага наибольший расход будет соответствовать потоку высокой плотности. Значение расхода составит $3066 \text{ м}^3/\text{с}$. На вершине конуса выноса разница между максимальным и минимальным значениями расходов составит $122 \text{ м}^3/\text{с}$, при этом наибольший расход будет наблюдаться для варианта набора параметров селевого блока б).

По результатам моделирования максимальные скорости потока для набора параметров а) составят 16.7 м/с , для б) – 17.2 м/с , для с) – 18.1 м/с и 17.0 м/с для варианта д). Скорости потока на большей части конуса будут выше 5 м/с (рисунок 5.6а). Глубина селея для конуса выноса варьируется в пределах от 3 до 10 м (рисунок 5.6б).

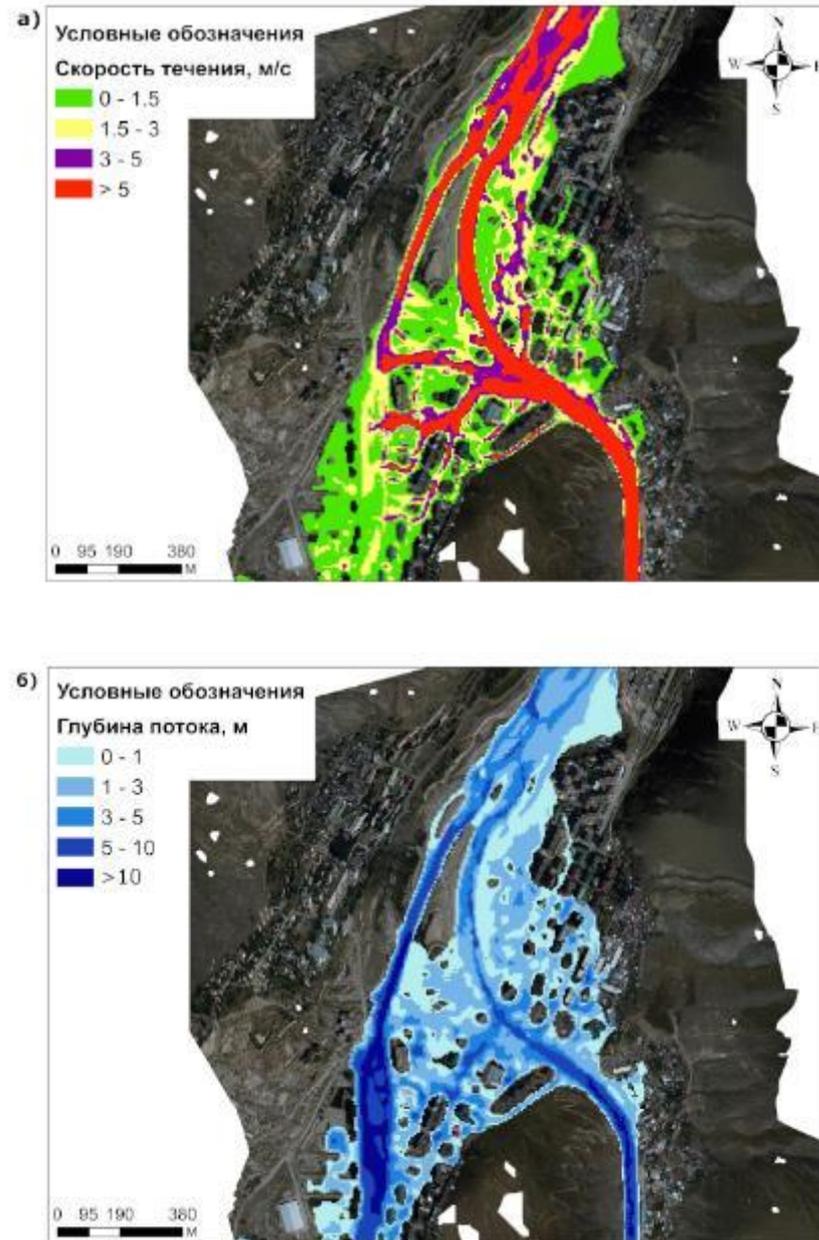


Рисунок 5.6. Плановое распределение скорости а) и глубины течения б) для III сценария вариант набора параметров селевого блока с) по результатам моделирования

При реализации данного сценария большая часть города Тырныауз окажется в зоне затопления, в том числе левый берег реки Герхожан–Су. Максимальное значение площади зоны затопления наблюдается для наносоводного потока и составляет 0.629 км^2 . По результатам моделирования потоков более высокой плотности наибольшая площадь затопления была получена по варианту б), наименьшая – по варианту с). Разница между значениями составляет 24 %.

Выводы

В данной главе рассматривались результаты моделирования селевых потоков в долине реки Герхожан–Су. Первый блок расчетов посвящен оценке характеристик селевых потоков 2000 года, которые являлись самыми катастрофическими для города Тырнауз. Моделирование в данном случае выполнялось с использованием транспортно–сдвиговой модели в программе FLOVI и гидродинамической модели FLO–2D. Русло реки Герхожан–Су было разбито на 12 участков в зависимости от преобладания процессов аккумуляции, транзита или насыщения потока материалом. На участках, где наблюдалось активное врезание русла и образование новых селевых врезов, использовалась транспортно–сдвиговая модель, на остальных – модель FLO–2D. В качестве исходных данных рельефа использовалась топографическая карта масштаба 1:25000, отражающая рельеф до катастрофы. Моделирование проводилось для двух сценариев: I – потока высокой плотности и II – наносоводного. В модели FLO–2D использовались 5 вариантов параметров селевого блока при этом использовалась разная концентрация наносов от 25 до 40%. Рассчитанные максимальные расходы на вершине конуса выноса с различной объемной концентрации и набором реологических параметров варьировались от 676 до 2149 м³/с. В целом полученные результаты попадают в диапазон оценок селей 2000 года, выполненных по материалам видеосъемки. В связи с этим была подтверждена возможность использования транспортно–сдвиговой модели для оценки потенциальной селевой опасности в долинах, где селевые очаги пока не перешли в активную стадию развития. Также была показана возможность применения транспортно–сдвиговой модели для оценки характеристик селевого потока на участках подпитки материалом в русле.

Второй блок расчетов был посвящен оценке влияния оползня Бузулган на образование и прохождение селей после его подвижки. Моделирование проводилось для трех сценариев: I – образование селя в верховьях, II – подвижка оползня с последующим формированием и прорывом подпрудного озера с плотиной 20 м, III – катастрофическая сценарий, согласно которому произойдет прорыв озера с плотиной 40 м. В качестве исходных данных рельефа использовалась ЦММ, полученная в результате обработки снимков с БПЛА через месяц после катастрофы. Оценка расхода прорывного паводка была выполнена с использованием эмпирической формулы, представленной в работе [Costa, 1985]. Моделирование в программе FLOVI проводилось для участка потенциального селевого очага на реке Герхожан–Су, расположенной вдоль оползня. Расчеты проводились как для наносоводного селевого потока, так и для селя высокой плотности. Расчеты в модели FLO–2D также проводились с использованием нескольких вариантов параметров селевого блока. По результатам

моделирования были получены значения расходов, распределение скорости и глубины потока на конусе выноса, а также площади зон затопления. Разница в площадях затопления на конусе выноса составила 5 до 25% в зависимости от параметров реологического блока. Необходимо отметить, что при реализации любого из сценариев в зоне затопления оказывается значительная часть города Тырнауз, включая здания районной администрации, школы и детских садов.

Глава 6. Моделирование прорывных паводков

6.1. Расчетные сценарии для моделирования в долине реки Бодомдара

Рассматривались четыре сценария возможного развития прорывного паводка в долине реки Бодомдара. Озера в долине реки Бодомдара ранее не прорывались, поэтому была проведена потенциальная оценка опасности прохождения селевых потоков. Для расчёта использовался комплекс математических моделей, описанный выше, который включал в себя модели прорыва озера и транспортно–сдвиговую, объединенные в программе FLOVI, и модель FLO–2D (рисунок 6.1).



Рисунок 6.1. Схема используемого комплекса математических моделей для сценариев моделирования в долине реки Бодомдара.

Для I и II сценариев рассматривался прорывной паводок в результате прорыва озера Бодомдара Нижнее. В сценариях III и IV было проведено моделирование в случае каскадного прорыва озер Бодомдара Верхнее и Нижнее в результате перелива или размыва моренной перемычки. Для того, чтобы показать вклад транспортно–сдвиговой модели, во II и IV сценариях расчеты проводились без этой модели, но с использованием остального комплекса.

Сценарий, при котором поток из долины реки Дармайдован заблокирует реку Бодомдару с образованием подпрудного озера, в данной работе не рассматривается. Несмотря на то, что вероятность возникновения такого сценария достаточно низкая, исключать его нельзя. Для его рассмотрения требуется провести дополнительное исследование долин.

Кроме того, при моделировании не рассматривается сценарий перекрытия верхнего озера в результате прохождения ледово–каменной лавины и дальнейшего его выплеска, что приведёт к каскадному прорывному паводку. Предпосылкой для развития такого процесса служит нестабильный блок горных пород в верхней части ледникового цирка. На космических снимках наблюдаются вывалы породы с двух сторон от конца висячего ледника, что указывает на возможный в будущем отрыв нестабильного блока породы, возможно с некоторым количеством льда объёмом порядка 1 млн. м³. Подобная ситуация наблюдалась недавно в Перу [Vilca et al., 2021].

6.2. I сценарий

В I сценарии рассматривается формирование прорывного паводка в результате спуска озера Бодомдара Нижнее с объёмом согласно данным батиметрической съёмки (328 тыс. м³). Для расчета гидрографа прорывного паводка использовалась модель прорыва озера, разработанная Ю.Б. Виноградовым [Виноградов, 1976; Виноградов, 1977]. Полученный гидрограф согласно I сценарию использовался в качестве входного для транспортно–сдвиговой модели селеобразования [Виноградов, Виноградова, 2010]. Следующим этапом было применение гидродинамической модели FLO–2D [O'Brien et al., 1993]. В качестве входных гидрологических данных для данного сценария использовался гидрограф селевой волны, полученный с применением транспортно–сдвиговой модели селеобразования.

Рассматриваемое озеро Бодомдара Нижнее, располагающееся в верховьях реки Дармайдован, подпружено мореной с ледниковым ядром. Модель прорыва озера, используемая в данной работе, была разработана для расчета прорыва озер, подпруженных ледником, однако, автор считает, что обнаружение погребённых ледниковых трещин во время маршрутного обследования озера (возможно, уже со сквозными таликами) дает возможность использовать данную модель. Геоморфологический анализ долины позволяет предположить, что прорыв озера Бодомдара Нижнее пойдёт сначала по каналам ледникового стока, а затем уже выйдет на поверхность. Аналогичная ситуация наблюдалась в 1953 и 2012 годах при прорывах озера Тезтор (Киргизия), где поток сначала прокладывал себе путь по внутрiledниковым каналам стока и только через 400 м вышел на поверхность [Erokhin et al., 2018].

Оценочная длина подледникового канала в данном случае составит 732 м. Температуры воды в озере была оценена в 2.5 °С. Морфометрические параметры чаши озера a и m , определенные по результатам батиметрической съёмки, составили 0.061 и 0.65 соответственно. Максимальный расход прорывного паводка по результатам моделирования

составит $167 \text{ м}^3/\text{с}$ и будет наблюдаться через 57 минут после начала. Увеличение начальной температуры воды в озере на $1 \text{ }^\circ\text{C}$ приведет к росту максимального расхода на $34 \text{ м}^3/\text{с}$, то есть на 20 %. Уменьшение длины подледникового канала также способствует росту расхода. Сокращение канала даже на 100 м приведет к росту расхода на 7 %, как и в случае увеличения температуры на $0.4 \text{ }^\circ\text{C}$.

По I сценарию был выделен потенциальный селевой очаг, располагавшийся на морене в верховьях реки Дармайдован, со средним уклоном в 13 ° (рисунок 6.2).

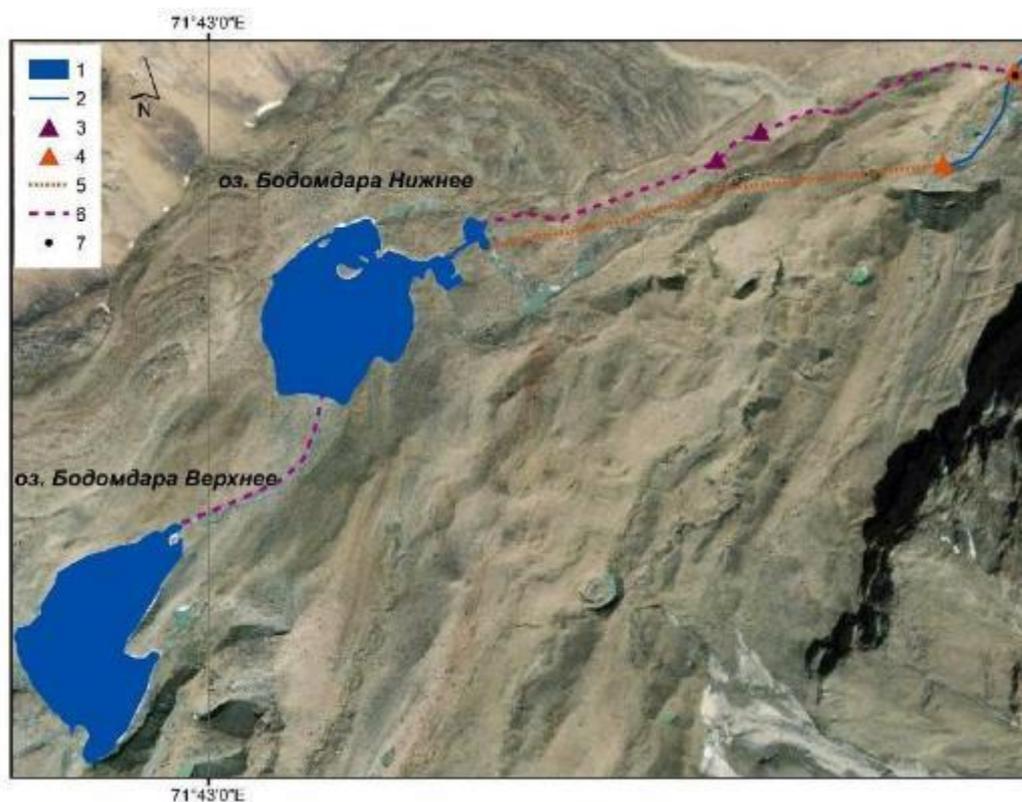


Рисунок 6.2. Схема расположения потенциальных зон подпитки. 1 – озера, 2 – реки, 3 – границы зоны подпитки (III сценарий), 4 – границы потенциального селевого очага (I сценарий), 5 – наиболее вероятный путь прохождения возможного прорывного паводка (I сценарий), 6 – наиболее вероятный путь при возникновении каскадного прорывного паводка (III сценарий), 7 – входной створ для расчёта по FLO-2D.

Для применения транспортно-сдвиговой модели необходимы морфометрические характеристики потенциального селевого очага. Исходные данные рельефа задавались на основе ЦМР PALSAR (размер ячейки — 12.5 м). Основными параметрами селеформирующих грунтов, необходимыми для моделирования, являются статический угол внутреннего трения потенциально селевого массива (ϕ), начальная влажность массива (ζ) и его плотность (ρ). Параметры оценивались на основе материалов инженерно-геологических изысканий

института «Севкавгипроводхоз» [Никулин, 2009] и работ [Виноградов 1980а, Виноградов, Виноградова, 2010, Виноградов и др., 2002]. В связи с тем, что автор не располагает статистическим рядом измерений данных параметров в потенциальном селевом очаге, были проведены численные эксперименты с разными значениями параметров указанных параметров (таблица 6.1).

Таблица 6.1. Варианты задания параметров селеформирующих грунтов в транспортно–сдвиговой модели и результаты расчета для I сценария.

№ варианта	1	2	3	4	5	6	7	8
ζ , безразмерная	0	0	0.133	0.133	0.2	0.2	0	0
ϕ , градусы	40	35	40	35	40	35	40	35
ρ , кг/м ³	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2600	2600
$Q_{\text{макс}}$, м ³ /с	459	502	550	616	605	688	496	546

Как можно видеть из таблицы 1, при увеличении статического угла внутреннего трения породы (ϕ) наблюдается рост максимального расхода селевого потока приблизительно на 9 % для абсолютно сухого массива (1 и 2 варианты). Наибольшее влияние оказывает именно начальная влажность (ζ) селеформирующих грунтов. Так, при ее увеличении до предела текучести, максимальный расход возрастает примерно на 100 м³/с. При расчете с использованием большей влажности расход селевого потока значительно увеличивается от 146 до 186 м³/с по сравнению с абсолютно сухим массивом. Начальная плотность потенциальной селевой массы также играет роль, так как ее увеличение положительно влияет на максимальный расход потока. Разница расходов селевого потока при плотности массива, равной 2000 кг/м³ и 2600 кг/м³, может составлять около 40 м³/с.

Определение данных параметров до сих пор остается достаточно затруднительным. Точечные измерения не могут отразить возможные вариации даже в пределах одного очага. Для иллюстрации того, что даже с низкой изначальной влажностью и плотностью потенциального селевого массива селевой поток при движении по нижележащим долинам может привести к значительным разрушениям, был использован 1 вариант параметров селеформирующих грунтов. Так, на выходе из потенциального очага расход селевого потока согласно I сценарию увеличится до 459 м³/с (таблица 6.1). Средняя плотность потока составит 1637 кг/м³, что соответствует грязевому потоку по классификации [Виноградов, Виноградова, 2010].

6.3. II сценарий

II сценарий также предполагает формирование прорывного паводка в результате спуска озера Бодомдара Нижнее с учетом объема, полученного по батиметрической съемке (328 тыс. м³). В данном сценарии не использовалась транспортно–сдвиговая модель селеобразования (рисунок 4.1). Это было сделано для того, чтобы оценить влияние приращения материала в потенциальном очаге на нижележащие долины. Гидрограф прорывного паводка также был получен с помощью модели прорыва озера, предложенной Ю.Б. Виноградовым [Виноградов, 1976; Виноградов, 1977]. Максимальный расчетный расход прорывного паводка также составил 167 м³/с. Следующим этапом было моделирование потока в долине с помощью гидродинамической модели FLO–2D.

6.4. III сценарий

В сценарий III рассматривался каскадный прорыв озёр Бодомдара в результате перелива или размыва моренной перемычки. Расход прорывного паводка был оценен по формуле К. Хуггеля и соавторов [Huggel et al., 2004]. На втором этапе, согласно III сценарию, полученный расход использовался в качестве входных гидрологических данных в транспортно–сдвиговой модели. Рассчитанный гидрограф селевой волны применялся для зонирования долины во FLO–2D.

Максимальный расход прорывного паводка составил 430 м³/с. Форма входного гидрографа принималась практически симметричной, максимум наблюдался через 24 мин от начала подъёма, продолжительность паводка составила 0.8 ч.

При проведении расчетов по транспортно–сдвиговой модели для получения морфометрических данных также использовалась ЦМР PALSAR с размером ячейки 12.5 м [Earthdata...].

Оценка параметров селеформирующих грунтов, как и для I сценария, проводилась с использованием работ [Никулин, 2009; Виноградов, Виноградова, 2010; Виноградов и др., 2002]. Согласно III сценарию приращение материала будет происходить на участке подпитки выше конуса выноса левого притока (рисунок 4.2). Средний уклон в зоне подпитки составит 14.8°. Также были проведены численные эксперименты с различными вариантами задаваемых параметров потенциальной селевой массы (таблица 6.2).

Таблица 6.2. Варианты задания параметров селеформирующих грунтов в транспортно–сдвиговой модели и результаты расчета для III сценария.

№ варианта	1	2	3	4	5	6	7	8
ζ , безразмерная	0	0	0.133	0.133	0.2	0.2	0	0
ϕ , градусы	40	35	40	35	40	35	40	35
ρ , кг/м ³	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2600	2600
$Q_{\text{макс}}$, м ³ /с	840	911	932	1028	984	1094	880	963

Согласно результатам моделирования, при увеличении плотности потенциального селевого массива примерно на 600 кг/м³ будет наблюдаться рост максимального расхода в среднем на 5 %. Самое значительное влияние будет оказывать начальная влажность потенциального массива. Ее увеличение может привести к возрастанию максимальных расходов на величину от 92 до 183 м³/с. Результаты моделирования показывают, что формирование селевого потока определяется значениями уклонов в селевом очаге, но может значительно варьироваться в зависимости от начального состояния потенциального селевого массива. Для оценки параметров, при которых может наблюдаться наибольшее значения пикового расхода в конкретном потенциальном селевом очаге, необходимы дальнейшие исследования.

В данной работе для моделирования потока в нижележащих долинах использовался I вариант параметров селеформирующих грунтов. Так, согласно III сценарию и выбранному набору параметров массива после прохождения участка подпитки расход потока возрастет до 840 м³/с. Плотность потока составит 1489 кг/м³, что соответствует селевому потоку низкой плотности [Виноградов, Виноградова, 2010].

6.5. IV сценарий

Согласно IV сценарию, рассматривался каскадный прорывной паводок в результате прорыва озера Бодомдара Верхнее и последующего прорыва озера Бодомдара Нижнее. В данном сценарии пропусклся этап с использованием транспортно–сдвиговой модели селеобразования. Расход прорывного паводка был также оценен по той же формуле [Huggel et al., 2004], что и для III сценария и составил 430 м³/с с максимумом через 24 минуты после начала. Гидрограф прорывного паводка задавался в качестве входных гидрологических данных в модель FLO–2D. Результаты моделирования приведены ниже.

6.6. Построение гидродинамической модели для долины реки Бодомдара

Для всех сценариев зонирование долины осуществлялось с помощью гидродинамической модели FLO-2D, на основе которой могут быть получены глубины затопления, скорости течения, время добегания. В качестве входных гидрологических данных по I и III сценариям использовались гидрографы, полученные в транспортно-сдвиговой модели селеобразования, для II и IV – гидрографы прорывного паводка. Рельеф для моделирования был построен с использованием ЦМР PALSAR [Earthdata...]. Также контуры русел уточнялись по данным космических снимков. Так, в случае моделирования потока по реке Шахдара были обнаружены ошибки, полученные при сканировании рельефа в наиболее узких местах речной долины с высокими скалистыми бортами, поэтому дополнительно привлекались данные топографических карт масштаба 1:50000. Данные съемки с БПЛА позволили получить рельеф для конуса выноса реки Бодомдара с высокой детальностью. Разрешение исходной цифровой модели местности составило 1 м. Наиболее вероятные параметры селевых потоков были заданы на основе анализа материалов предыдущих исследований [Petrakov et al., 2012]. Концентрация наносов была принята в интервале от 20 до 35%. Исследуемая область для моделирования была разбита на 5 участков (рисунок 6.3):

- 1.а. Верхний участок потенциального селевого очага по I сценарию (длина участка 225 м)
- б. Верхний участок подпитки рыхлообломочным материалом по III сценарию (84 м)
2. а. От потенциального селевого очага до вершины устьевого конуса реки Бодомдара. Поток рассматривался как селевой, базовый расход реки Бодомдара задавался равным $5 \text{ м}^3/\text{с}$ (длина участка 27 км).
- б. От озера Бодомдара Нижнее до вершины устьевого конуса реки Бодомдара. Поток рассматривался как селевой, базовый расход реки Бодомдара задавался равным $5 \text{ м}^3/\text{с}$ (длина участка 28.5 км).
3. Участок устьевого конуса реки Бодомдара по данным высокодетальной беспилотной съемки. Поток на данном участке рассматривался как селевой по реке Бодомдара и водный по реке Шахдара. Базовый расход реки Шахдара задавался равным $30 \text{ м}^3/\text{с}$ (длина участка 2.4 км).
4. Река Шахдара ниже конуса реки Бодомдара до впадения реки Дашт. Базовый расход реки Шахдара задавался равным $30 \text{ м}^3/\text{с}$. Поток рассматривался как водный (длина участка 18.4 км).

5. Река Шахдара от впадения реки Дашт до впадения реки Шахдара в реку Гунт. Базовый расход реки Шахдара задавался равным $30 \text{ м}^3/\text{с}$. Поток рассматривался как водный (длина участка 27.2 км).

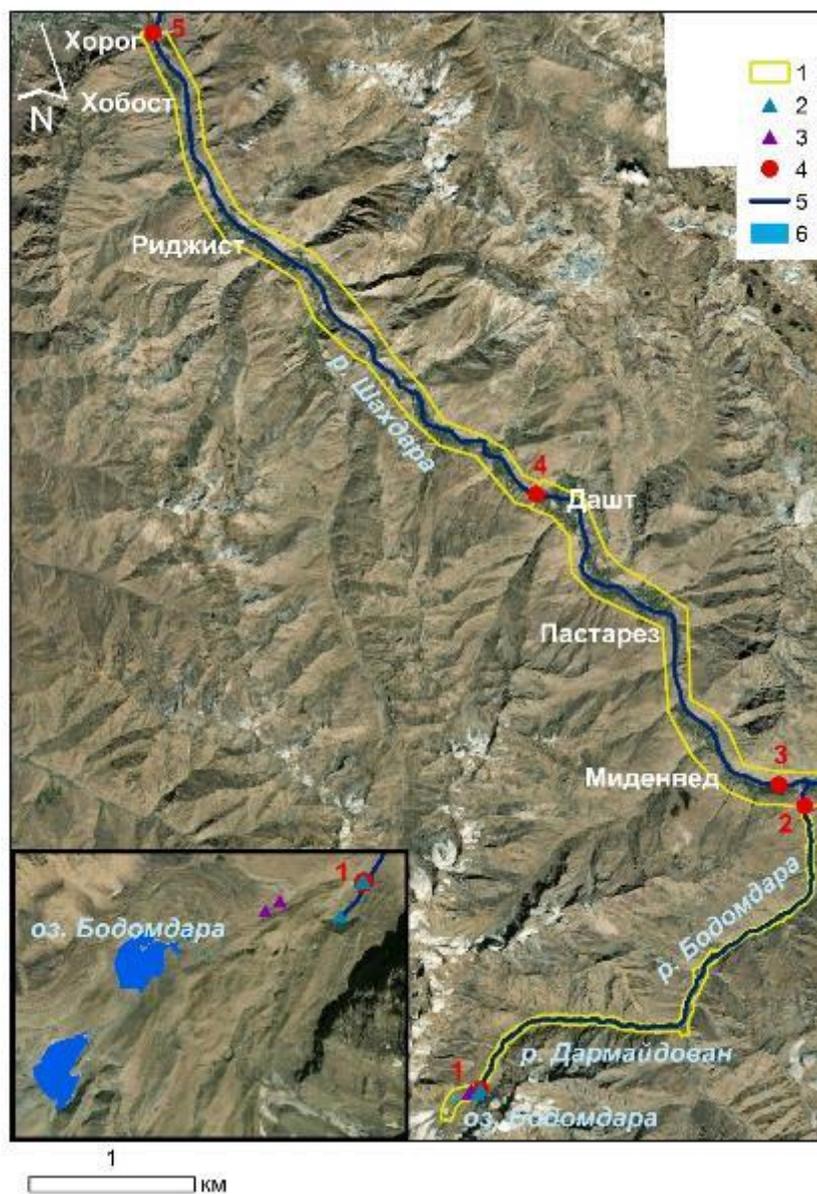


Рисунок 6.3. Схема моделирования прорывных паводков. 1 – границы моделирования по FLO–2D, 2 – границы потенциального селевого очага (I сценарий), 3 – границы зоны подпитки (III сценарий), 4 – створы для расчёта гидрографов по FLO–2D, 5 – реки, 6 – озера.

6.7. Сравнение результатов гидродинамического моделирования

По результатам гидродинамического моделирования по I сценарию время добегания селя от потенциального очага до вершины конуса выноса для будет равняться 1.67 часа, для II

сценария без использования транспортно–сдвиговой модели соответственно от озера Бодомдара Нижнее и до вершины консу – 2.09 часа. При этом максимальный расход воды в вершине устьевого конуса реки Бодомдара составит $143 \text{ м}^3/\text{с}$ при входном расходе $459 \text{ м}^3/\text{с}$, полученном после прохождения потенциального селевого очага (I сценарий), и $81 \text{ м}^3/\text{с}$ при пиковом расходе прорывного паводка в $167 \text{ м}^3/\text{с}$ (II сценарий) (рисунок 4.4). Для III и IV сценариев, где рассматривается каскадный прорывной паводок при прорыве озер Бодомдара, расчетное время добегания будет варьироваться от 1.37 до 1.84 часа с момента прорыва. Максимальный расход для III сценария на вершине конуса выноса составит $348 \text{ м}^3/\text{с}$ при входном расходе в $840 \text{ м}^3/\text{с}$, полученном после прохождения зоны подпитки. Для IV сценария, в котором не использовалась программа FLOVI, расход потока на вершине конуса выноса равняется $176 \text{ м}^3/\text{с}$ при входном расходе прорывного паводка $430 \text{ м}^3/\text{с}$. рисунок 6.4).

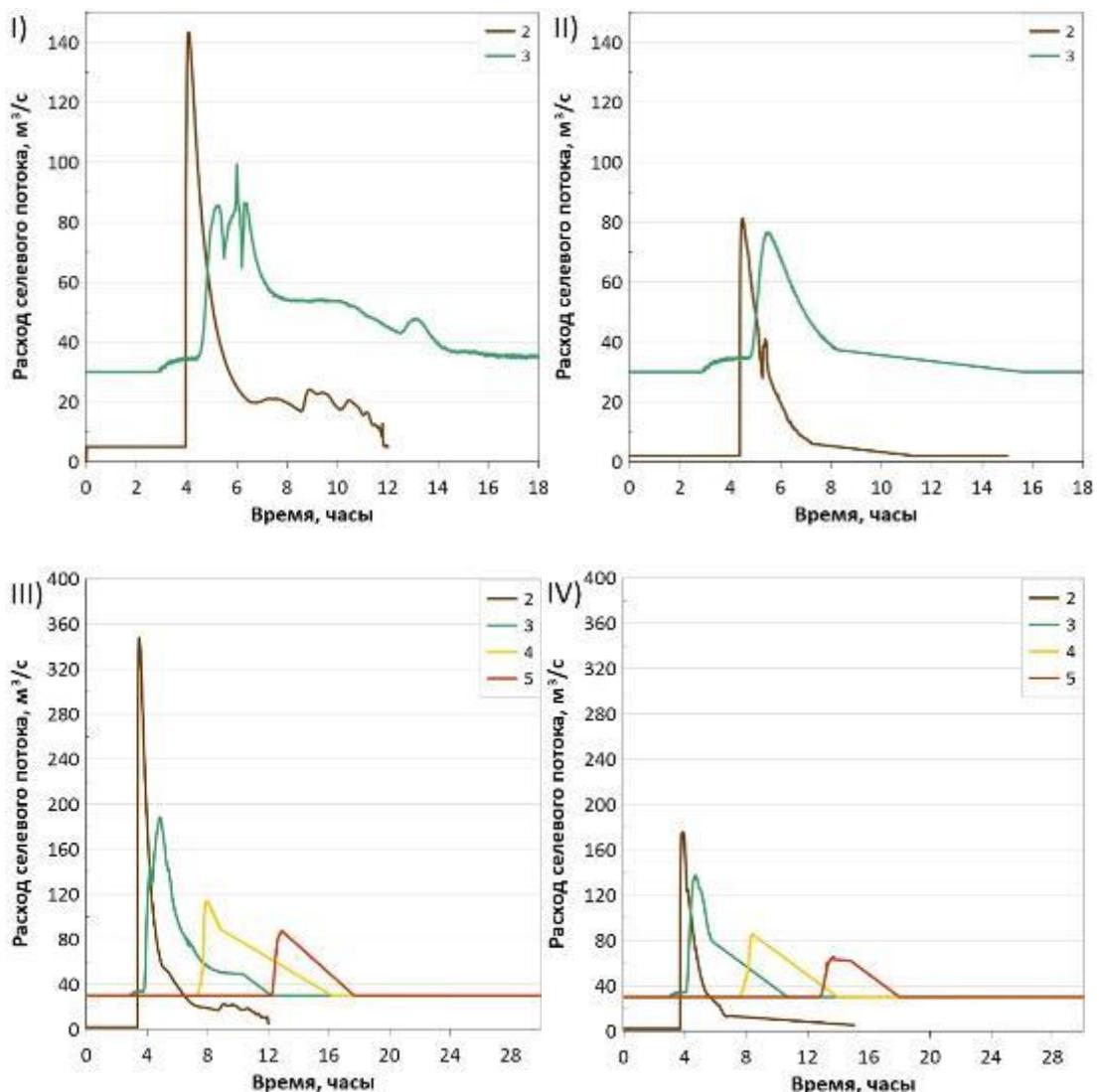


Рисунок 6.4. Гидрографы прорывного паводка, полученные по результатам моделирования: 1 – на выходе из потенциального очага, 2 – вершина конуса реки Бодомдара,

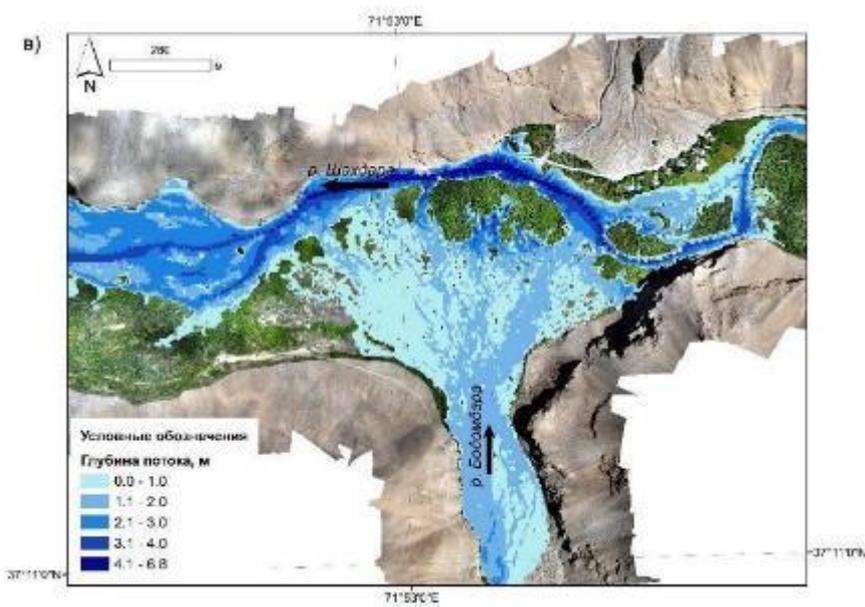
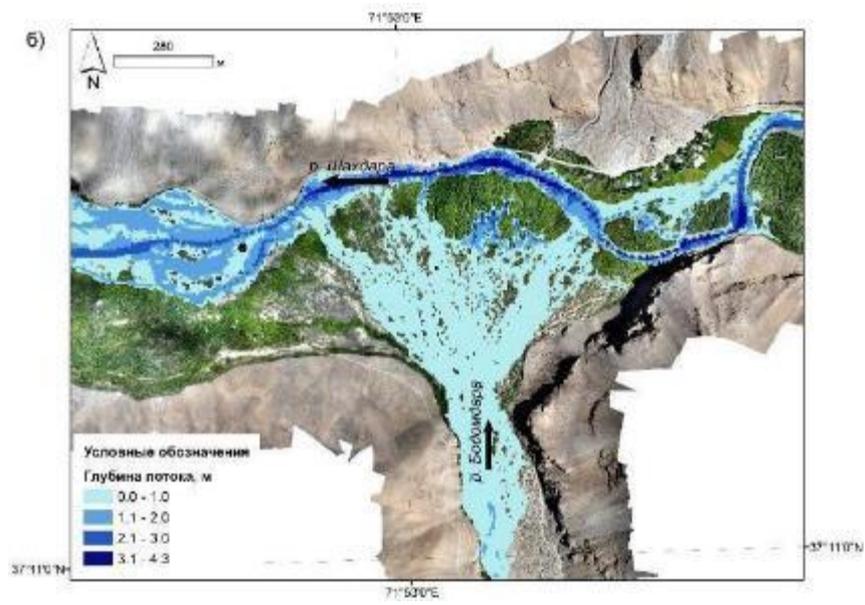
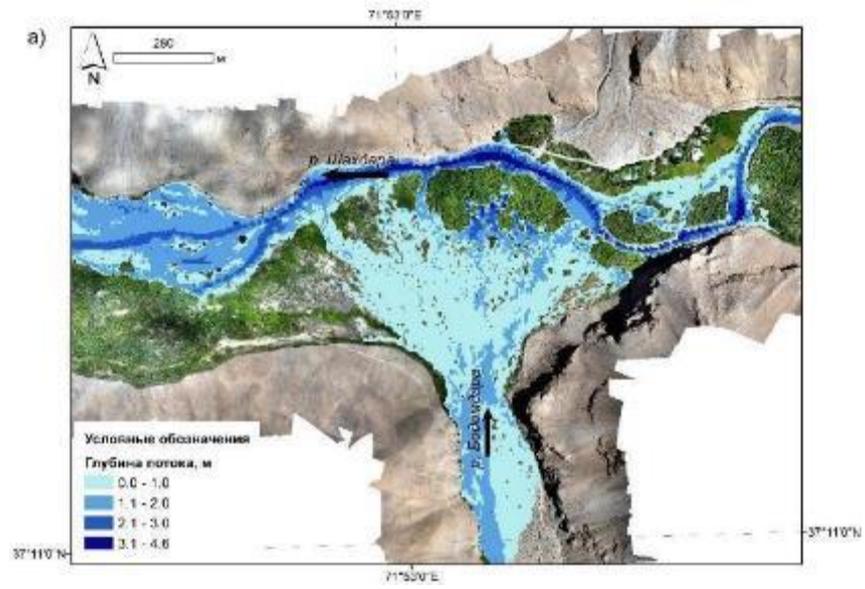
3 – река Шахдара ниже конуса реки Бодомдара, 4 – река Шахдара ниже конуса реки Дашт, 5 – река Шахдара у впадения в реку Гунт.

При использовании транспортно–сдвиговой модели на вершине конуса выноса при сценарии прорыва озера Бодомдара Нижнее расход потока будет выше на 77%, при каскадном прорывном паводке на 98%.

В долине реки Бодомдара при прохождении прорывного паводка будут наблюдаться наибольшие глубины и скорости потока. При движении потока по долине скорости течения для I и II сценариев будут составлять от 1.5 до 5 м/с и выше, максимальная скорость в местах сужения долины для I сценария составит 15.3 м/с, для II сценария – 12.9 м/с. По III и IV сценариям скорости потока в долине реки Бодомдара в большинстве своем будут варьироваться в пределах от 1.8 до 5 м/с и выше, максимальная скорость для III будет равняться 18.1 м/с, для IV – 16.3 м/с. Глубины в русле будут меняться от 0.5 до 7.7 м для разных сценариев. Однако, в этой долине нет объектов инфраструктуры и населённых пунктов, поэтому опасность прохождения потока является только потенциальной угрозой.

На конусе выноса при моделировании наблюдается растекание потока по его поверхности. Так, для I сценария, при прорыве озера Бодомдара Нижнее с объемом в 328 тыс. м³, глубины потока на большей части конуса выноса не будут превышать 2 м, достигая в русле реки Шахдара 4.6 м (рисунок 6.5а). Скорость потока на конусе выноса составляет 1.6 м/с, в русле реки Бодомдара – до 3.7 м/с. Согласно II сценарию, в котором также предполагается прорыв озера Бодомдара Нижнее, но не используется транспортно–сдвиговая модель, глубина потока на конусе выноса будет не больше 1 м, максимальная в русле реки Шахдара – 4.4 м (рисунок 6.5б). При данном сценарии также не выделяется русло реки Бодомдара. Скорость потока на конусе выноса в среднем составит 1.6 м/с.

При моделировании каскадного прорывного паводка по III сценарию с использованием транспортно–сдвиговой модели будут наблюдаться наибольшие глубины потока. Так, на конусе выноса глубина будет достигать 3 м, а в русле реки Шахдара она будет доходить до 6.8 м (рисунок 6.5в). Скорость селя на конусе выноса для данного сценария будет меняться в пределах от 1.5 до 5 м/с. При IV сценарии, где не используется транспортно–сдвиговая модель селеобразования, на большей части конуса выноса глубина будет составлять 1 м, иногда доходя до 2. В русле реки Шахдара наибольшая глубина составит 5.2 м (рисунок 6.5г). Скорость потока при этом на конусе выноса будет меняться в пределах от 0.5 до 4 м/с.



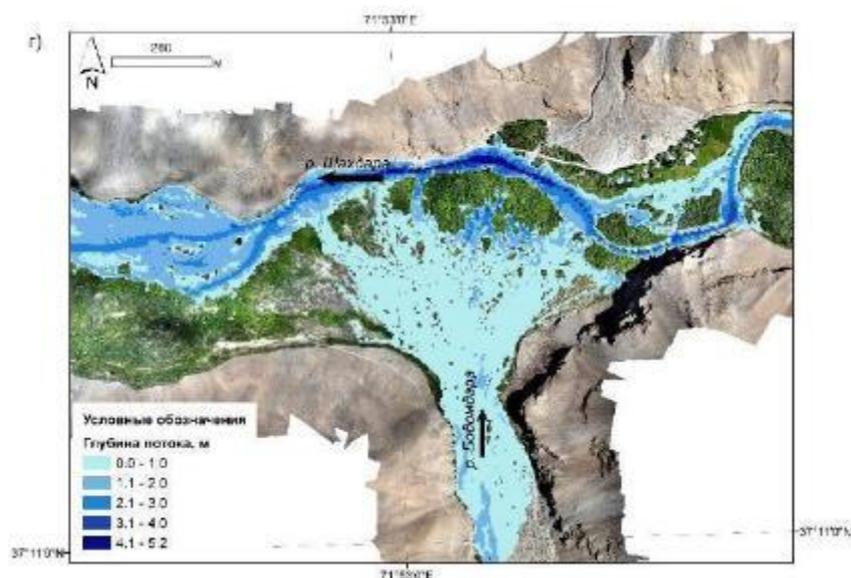


Рисунок 6.5. Глубины затопления в устье реки Бодомдара по результатам моделирования FLO–2D по данным о рельефе на основе высокодетальной аэросъемки с БПЛА: а) при сценарии прорыва озера I; б) при сценарии II; в) III сценарий; г) IV сценарии.

Как можно видеть на рисунках 4.5 и 4.6, при использовании транспортно–сдвиговой модели площадь затопления на конусе выноса увеличивается. Для сценариев I и II, в которых рассматривается прорыв озера Бодомдара Нижнее, разница между площадями затопления составит 22 %. При рассмотрении сценариев каскадного прорывного паводка III и IV разница в площадях затопления равняется 14%. Однако, устьевой конус реки Бодомдара и участок поймы реки Шахдара, где произойдет затопление территории (рисунок 6.6), в настоящее время освоены незначительно. Жилые и хозяйственные постройки в зоне затопления отсутствуют. Но на правом берегу реки Шахдара выше конуса выноса находится село Отжага, постройки которого могут быть подтоплены в случае подпруживания реки Шахдара селевым потоком.

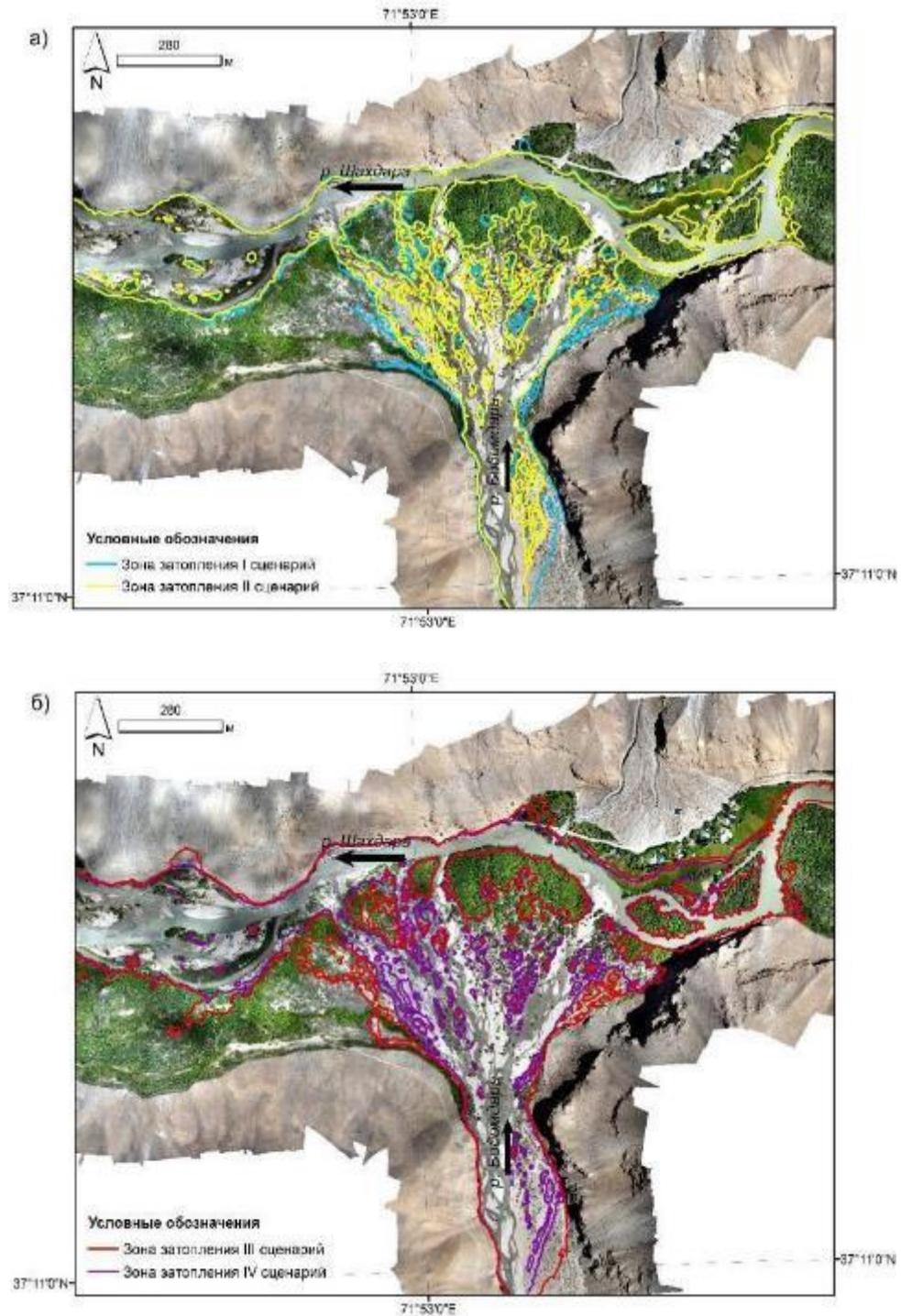


Рисунок 6.6. Зона затопления конуса выноса реки Бодомдара по четырем сценариям моделирования.

В таблице 6.3 приведены максимальные расходы и время добегания на 5 участках. В связи с большими расходами в сценариях, где рассматривался каскадный прорывной паводок (III и IV), по ним также были проведены расчеты по долине реки Шахдара до ее устьевой области.

Таблица 6.3. Максимальные расходы и время добегания на 5 участках по результатам моделирования с использованием комплекса математических моделей.

№	Описание участка	Сценарий I		Сценарий II		Сценарий III		Сценарий IV	
		Q, м ³ /с	t, ч						
1	Расход прорывного паводка	167	2.39	167	2.39	430	2.00	430	2.00
2	На выходе из очага	459	2.40	–	–	840	2.00	–	–
3	Вершина конуса реки Бодомдара	143	4.07	81	4.48	348	3.47	176	3.84
4	река Шахдара ниже конуса реки Бодомдара	86	5.2	77	5.49	188	4.8	137	4.68
5	река Шахдара ниже конуса реки Дашт	–	–	–	–	114	7.92	86	8.37
6	рек Шахдара у впадения в реку Гунт	–	–	–	–	89	13.0	66	14

В русле реки Шахдара ниже конуса при прохождении прорывного паводка разница в расходах, полученных по I и II сценариям, будет небольшая и составит всего 12 м³/с. Однако, для сценариев III и IV, которые предлагают каскадный прорыв озер Бодомдара, расходы потока значительно разнятся. Так, в русле реки Шахдара ниже конуса выноса реки Бодомдара разница в расходах потока составит 37%, ниже конуса выноса реки Дашт – 33 %, в устьевой

области реки Шахдара – 35 %. Полученные расходы по сценариям III и IV для реки Шахдара значительно превышают расход 5% обеспеченности (48.6 м³/с), определенный для кишлака Хабост в 4 км юго–восточнее города Хорога [Ресурсы поверхностных вод..., 1971].

Согласно результатам моделирования по III сценарию, скорость в русле реки Шахдара в среднем будут меняться от 2.2 до 5 м/с, на прилегающих территориях до 1.5 м/с. Для IV сценария скорость потока в русле реки Шахдара также варьируется от 1 до 5 м/с. Глубины потока на участке между конусами выноса рек Бодомдара и Дашт для IV сценария в русле реки Шахдара будут достигать 2.4 м, на участках пойм до 1 м. По III сценарию максимальная глубина в русле реки Шахдара составит 2.6 м, на территории пойм также будет равняться 1 м. На следующем участке, простирающемся до устья реки Шахдара, глубина потока по III в русле будет меняться от 1.5 до 2.7 м, на пойме глубина будет достигать 1.5 м. Согласно IV сценарию, на том же участке глубина потока в русле будет в среднем составлять от 1 до 2.4 м. На поймах глубина потока будет достигать максимум 1 м, на многих участках уровень поднимется не более чем на 0.3 м. Зона затопления на 5 участке для III сценария с использованием транспортно–сдвиговой модели оказывается на 5 % больше, чем для сценария IV без данной модели. На 6 участке также наблюдается увеличение зоны затопления для III сценария на 9%.

Большинство населенных пунктов в бассейне реки Шахдара расположены на достаточно высоких отметках относительно уреза воды. Однако жилые и хозяйственные постройки, а также пастбища и луга могут оказаться в зоне затопления в случае, если они расположены на берегу рек и в поймах, где глубина потока по разным сценариям может варьироваться от 0.2 до 2 м. Для уточнения границ зон моделирования в данном районе необходимо использовать данные с высоким разрешением, учитывающим местные особенности рельефа.

Выводы

Рассмотрены вероятные сценарии возникновения прорывных паводков в долине реки Бодомдара: I и II сценарии – прорыв озера Бодомдара Нижнее, III и IV – каскадный прорывной паводок. Для сценариев I и III было проведено моделирование с использованием комплекса математических моделей: модель прорыва озера, транспортно–сдвиговая модель, объединенные в программу FLOVI, и модель FLO–2D. Для оценки влияния транспортно–сдвиговой модели в приращении расхода потока и увеличении площадей затопления в сценариях III и IV данная модель не использовалась.

В модели прорыва озера были выполнены численные эксперименты с уменьшением длины канала и увеличением температуры воды в озере. При уменьшении длины канала на

100 м и более будет наблюдаться рост расхода на 7%, эквивалентный увеличению температуры воды в озере от 0.4 °С.

При использовании транспортно–сдвиговой модели особое внимание должно уделяться уточнению параметров потенциального селевого массива. В связи с тем, что именно параметры ПСМ определяют максимальные расходы потока, были проведены численные эксперименты с различными вариантами задания исходных данных. Наибольшее влияние, согласно результатам эксперимента, оказывает начальная влажность массива.

Также была проведена оценка максимальных характеристик потоков при разных сценариях в долине и на конусе выноса реки Бодомдара и для реки Шахдара ниже по течению. По результатам моделирования для сценариев, где использовалась транспортно–сдвиговая модель, были получены большие значения расходов потока, глубин, скоростей и площадей зон затопления. Вклад транспортно–сдвиговой модели в значения максимальных расходов составил от 12 до 98%, площади зон затопления изменяются от 5 до 22 %. Так как модель FLO–2D не учитывает процессы приращения материала при прохождении прорывного паводка, использование транспортно–сдвиговой модели в потенциальных селевых очагах в комплексе расчетов может помочь в получении более реалистичных данных.

Таким образом, для долины реки Бодомдара была проведена оценка потенциальных прорывных паводков, в дальнейшем трансформирующихся в селевые потоки.

Глава 7. Анализ применимости комплекса моделей

В рамках данной работы была разработана и протестирована компьютерная программа FLOVI для расчета прорывных паводков и селевых потоков в зоне формирования. В основе данной программы лежат уравнения моделей прорыва озера и транспортно–сдвигового селеобразования, предложенные Ю.Б. Виноградовым [Виноградов, Виноградова, 2010]. Далее на участках транзита и аккумуляции наносов применялась гидродинамическая модель FLO–2D. При адаптации комплекса моделей к реальным объектам были получен ряд выводов и рекомендаций для дальнейшего применения комплекса моделей и мониторинга опасных процессов в исследуемых объектах.

Модель прорыва озер. Была продемонстрирована работоспособность модели прорыва для озер с ледниковой плотиной в случае, если озеро подпружено мореной с ледяным ядром на примере озера Бодомдара Нижнее (ГБАО, Таджикистан). При этом рассматривался вариант прорыва озера по каналам стока, сформированным в ледяном ядре морены. Для получения более точных данных необходима информация о расположении ядра в морене и его морфометрические характеристики, что может быть получено в ходе геофизических работ. Это позволит более точно оценить длину предполагаемого подледникового канала, а также превышение высот на входе и выходе из туннеля.

Начальная температура воды в озере является одним из параметров модели, к которым она наиболее чувствительна. Если температура возрастет на 1 °С, максимальный расход по данным моделирования увеличится на 20 %. При этом уменьшение длины канала на 100 м приведет к росту расхода на 7 %, что будет эквивалентно увеличению температуры почти на 0.4 °С. Согласно классификации [Хатчинсон, 1969], по термическому режиму озёра в горах могут относиться к субполярному или к полярному типу. В субполярных озерах температура поверхности воды выше 4 °С наблюдается только летом в течение очень короткого промежутка времени. В полярных озерах температуры поверхности воды в озере всегда находятся в интервале от 0 до 4 °С. В модели прорыва озера используется именно средняя температура воды в озере. В связи с этим для моделирования прорывного паводка в случае отсутствия измерений начальную температуру воды в озере можно задавать в пределах от 0 и до 4 °С. В каждом конкретном случае следует учитывать высоту расположения озера, близость ледников, а также распределение глубин в озере.

В транспортно–сдвиговой модели особенности зоны формирования потока учитываются только путем задания уклона и ширины потока, а также параметров потенциального селевого массива, таких как начальная влажность, плотность и угол

внутреннего трения. В работе показано, как данная модель используется снеговых и ледниковых селевых потоков. Однако модель также может быть использована для расчетов селей дождевого генезиса, при этом необходимо учитывать количество осадков, которое затем может трансформироваться во входной расход, поступивший в очаг. Также при использовании модели для расчета лахаров следует провести уточнение значения параметров потенциального селевого массива и учитывать осадки и таяние снега в результате извержения вулкана. При моделировании многостадийных ледниковых катастроф, что, например, наблюдалось в ущелье Кармадон в 2002 году, Шакса и Санта 1970 [Петраков, 2010; Петраков и др., 2018; Thauyen et al., 2021], необходимо вводить уточняющие коэффициенты в расчетные схемы. В данном случае поток занимает промежуточную стадию между лавиной и селем и представляет собой смесь льда, рыхлообломочного материала и воды, однако последней недостаточно для образования селя [Петраков, 2010].

Однако существуют сложности с определением параметров потенциального селевого массива при проведении полевых работ. Это связано с тем, что потенциальный селевой массив представляет собой грубообломочный материал с тонкодисперсным заполнителем. Если для заполнителя можно определить значения плотности и угла внутреннего трения, то для крупной фракции это достаточно затруднительно. Также показатель влажности в пределах массива может значительно варьироваться на разных глубинах в течение суток и в рамках сезонных изменений. Результаты моделирования демонстрируют, что при прочих равных условиях начальная влажность потенциального селевого массива оказывает наибольшее влияние на значение максимального рассчитанного расхода селя. Так, значение расхода для варианта массива, полностью заполненного водой, может быть выше почти в 16 раз, чем для абсолютно сухого. Вклад угла внутреннего трения при его изменении на 5° в формировании максимального расхода при низкой начальной влажности незначителен и составляет от 1 до 8%. При увеличении влажности разница в расходах для вариантов, где УГВТ изменяется на 5° , составит от 10 до 50%. Изменение плотности массива на 600 кг/м^3 может привести к росту расхода примерно от 2 до 9 %, в среднем примерно на 5%. Изменение плотности на 1000 кг/м^3 дает увеличение расхода примерно на 18%. Однако, определяющее значение на величину максимального расхода селя в очаге по результатам моделирования оказывает начальная влажность массива. В данной работе моделирование велось для трех возможных ситуаций: абсолютно сухого массива, увлажненного до предела текучести и заполненного водой. Для определения полной влагоемкости, при которой массив будет заполнен водой, необходимы также значения пористости массива. В отсутствие каких-либо измерений параметров селевого массива, для первичной оценки селевой опасности можно рекомендовать проводить расчеты

для абсолютно сухого массива. Далее в качестве численных экспериментов можно использовать пограничные значения влажности, представленные в данной работе. Также можно рекомендовать при проведении полевых работ определять полную влагоемкость массива, при которой возможно формирование максимального расхода селевого потока.

Также в случае, если имеются данные наблюдений, можно провести оценку наиболее подходящих параметров потенциального селевого массива по результатам численных экспериментов. Например, для селевого потока 2015 года в русле реки Барсемдара (ГБАО, Таджикистан) имелось большое количество видеоматериалов катастрофы. Автором была проведена оценка материалов видеосъемки. Данная оценка включила в себя определение места на космических снимках, которое попало на кадры съемки, его привязка, выделение участка, где проходили волны, определение расстояния и времени прохождения волн. Таким образом, были рассчитаны значения скорости селевой волны. Далее по ЦММ, полученной с БПЛА после катастрофы, была проведена оценка площади поперечного сечения потока и оценен расход. Вариант задания параметров, по которому был получен максимальный расхода в транспортно–сдвиговой модели, выбирался как наиболее близкий к оценке по видеосъемке.

Также на примере долины реки Барсемдара для оценки значений максимального расхода передового вала применялся эмпирический коэффициент, предложенный Ю.Б. Виноградовым [Виноградов, Виноградова, 2010]. Численные эксперименты, проведенные автором, показали, что при увеличении начальной влажности массива данным коэффициентом можно пренебречь в силу его условности.

Рассчитанный гидрограф селевой волны в программе FLOVI использовался как входной гидрограф для *гидродинамической модели FLO–2D*. Для использования селевого блока в модели необходимо задавать реологические параметры, такие как напряжение пластического трения и вязкость потока. В случае, если отсутствуют измерения данных параметров, авторы модели предлагают использовать значения, определенные для бассейнов рек в Скалистых горах возле городов Аспен и Гленвуд–Спрингс (таблица 2.2). В работе на примере моделирования в долинах рек Барсемдара (ГБАО, Таджикистан) и Герхожан–Су (Кабардино–Балкарская республика, Россия) была показана чувствительность модели FLO–2D к параметрам селевого блока. В зависимости от заданных параметров разница между максимальными расходами и данными видео материалов может составлять от 3 до 115%. Наибольшая разница между максимальными расходами наблюдается при задании нескольких селевых волн. Так, для долины реки Барсемдара входной гидрограф состоял из трех последовательных волн с перерывом в 0.5 часа, различия в расходах составляют от 3 до 115

%.

По результатам моделирования селевого потока 2000 года в долине реки Герхожан–Су разница в максимальных расходах для потоков с одинаковой объемной концентрацией составляет до 52 %. Следует отметить, что для вариантов задания параметров b), c) и d) наблюдалось образование большого количества волн на вершине конуса выноса, несмотря на то, что входной гидрограф имел один пик, что также может частично объясняет большое различие в максимальных расходах. Для варианта параметра e) наблюдалось максимальное значение расхода, при этом авторы модели предлагают использовать этот вариант для очень вязкого селевого потока, похожего на жидкий бетон. При моделировании прохождения возможного селя в русле реки Герхожан–Су после подвижки оползня Бузулган набор параметров e) не использовался. Разница в расходах для разных вариантов составила от 1 до 10 %. Примечательно, что для долины реки Барсемадара максимальные расходы были получены с использованием набора параметров c), а минимальные – при e). Границы площадей затопления также значительно варьируются в зависимости от параметров селевого блока. Наименьшая площадь затопления для всех сценариев была получена при оценке влияния оползня Бузулган в долине реки Герхожан–Су по набору параметров c). Это может быть связано с более высокими скоростями потока на конусе выноса, получаемыми по результатам модели. Необходимо отметить, что максимальный расход при этом не был наименьшим по сравнению с остальными параметрами. Однако, при моделировании потока на конусе выносе реки Барсемадара, площади затопления, получаемыми по набору параметров c) были наибольшими. Таким образом, для каждого объекта в случае отсутствия данных измерений параметров в самом бассейне или же аналогичном ему следует проводить расчеты с различными значениями параметров селевого блока. Также при выборе параметров можно опираться на гранулометрический состав отложений, на основе которых авторами модели [O'Brien, Julien, 1988] были получены реологические параметры.

Важной особенностью данной работы является использование комплекса моделей для оценки характеристик селевых потоков и прорывных паводков. На примере реки Барсемадара было показано, в гидродинамической модели FLO–2D не учитывается эрозия потока, а также процессы, происходящие при формировании селевого потока в очаге. Для прорывного паводка в долине реки Бодомдара, разница в расходах для сценариев, где применялась транспортно–сдвиговая модель или отсутствовала, составила от 12 до 98 %. Глубины на конусе выноса для сценариев без транспортно–сдвиговой модели также уменьшались примерно на 2 м. Также русло на ЦММ не выделялось отчетливо, поэтому конус выноса затоплялся практически равномерно. Границы зон затопления без использования транспортно–сдвиговой модели в комплексе моделей были меньше примерно от 5 до 22 %. Разница в площадях зон затопления

также увеличивалась при использовании более детальной съемки рельефа с БПЛА. При моделировании селевого потока без использования транспортно–сдвиговой модели на примере долины реки Барсемдара было показано, что величина рассчитанного расхода оказывается меньше оцененного по видеоматериалам примерно на 98 %.

В работе также была продемонстрирована возможность оценки селевого расхода в программе FLOVI для потенциальных селевых очагов на примере долины рек Бодомдара (ГБАО, Таджикистан). Для долины реки Барсемдара (ГБАО, Таджикистан) моделирование выполнялось для селевого потока 2015 года, а также схожего по характеристикам селевого потока в будущем. Для долины реки Герхожан–Су (Кабардино–Балкарская республика, Россия) осуществлялось моделирование селевого потока 2000 года, а также была оценена селевая опасность после подвижки оползня Бузулган в 2020 году. Расчеты трансформации потока в долине при этом выполнялись с помощью модели FLO–2D. Также при моделировании уже прошедших селевых потоков использовался рельеф, полученный по съемкам до катастрофы. Рассчитанные значения максимальных расходов для прошедших селевых потоков попадают в диапазон оценок, выполненных по видеосъемке. Так, для долины реки Герхожан–Су относительная ошибка между оценёнными на конусе и рассчитанными расходами на вершине конуса составила от 4 до 22 % при том, что не все волны были сняты на видео. Для долины реки Барсемдара разница в рассчитанных расходах на вершине конуса выноса и оценённых по видеосъемке в устье реки составила 3 от до 115% в зависимости от параметров модели FLO–2D. Это подтверждает возможность совместного использования программ FLOVI и FLO–2D PRO для оценки потенциальной селевой опасности.

Кроме того, в работе была показана возможность применения транспортно–сдвиговой модели на участках подпитки потоком твердого материала в русле. Существуют селевые бассейны, где в русле реки помимо зоны зарождения можно выделить еще несколько участков активного насыщения потока твердым материалом. Для долины Герхожан–Су было продемонстрировано поочередное применение программ FLOVI для расчета расходов селея в зонах подпитки и FLO–2D для моделирования транзита потока и аккумуляции.

Моделирование на конусах выносах всех исследуемых рек проводилось с использованием данных БПЛА. При этом в программе Agisoft Metashape проводилась автоматическая классификация точек для класса «высокая растительность». Это позволило увеличить детальность, так на полученной ЦММ было отражено расположение деревьев, зданий, направляющих стенок в русле. Результаты моделирования с использованием данных БПЛА лучше согласуются с наблюдаемой площадью затопления. На примере реки Барсемдара, было показано, что при использовании данных ЦМР PALSAR, разрешением 12.5

м, наблюдалось затопление левобережной части конуса, которое в реальности не происходило. По результатам моделирования с аналогичным гидрографом, но рельефом, полученным с БПЛА, поток практически полностью концентрируется в русле, растекания потока по конусу не наблюдается. Таким образом, с использованием данным БПЛА для всех трех объектов впервые были получены карты пространственного распределения скоростей потока, глубин для разных сценариев расчета и вариантов задания начальных параметров. Данные карты могут быть использованы местными органами власти для оценки зон затопления при планировании развития населенных пунктов на конусах выноса изучаемых рек.

Полученные результаты демонстрируют высокую эффективность использования предложенного комплекса моделей для оценки характеристик как прорывных паводков, так и селевых потоков. Таким образом, можно рекомендовать использование данного комплекса для оценки селевой опасности территории.

Для долины реки Бодомдара рекомендуется проводить дальнейший мониторинг по изменению объема озер Бодомдара Нижнее и Верхнее, например, с использованием данных дистанционного зондирования [Mergili, Schneider 2011; Кидяева и др., 2020]. По результатам полевых исследований также можно отслеживать динамику развития озера. В случае постоянного увеличения объема озер необходимо проводить наблюдения за изменением уровня воды в озере. При планировании развития на территории следует учитывать карты затопления, полученные на участке конуса выноса реки Бодомдара.

В селевом очаге долины реки Барсемдара рекомендуется проводить инструментальные наблюдения, включая установку автоматической метеостанции. Полученные данные могут быть использованы для составления прогноза схода селевых потоков с использованием пороговых значений температуры воздуха и осадков. Также можно рекомендовать установить видеокамеру с ночным видением на выходе из селевого очага для того, чтобы фиксировать прохождение селевой волны. Рекомендуется установить систему оповещения местных жителей, а также провести беседы с населением и пробную эвакуацию населения, например, в случае увеличения уровня озера Барсемкуль в результате прохождения селевых потоков. Также при прохождении селевого потока, схожего по мощности с тем, что наблюдался в 2015 году, в зоне затопления могут оказаться дома в непосредственной близости к конусу выноса. Таким образом, требуются дополнительные инженерные изыскания для защиты села Барсем.

В долине реки Герхожан–Су также рекомендуется организовать инструментальные наблюдения за динамикой развития селевого очага и оползня Бузулган, включая установку видеокамеры. Также следует провести инженерно–геологической съёмку оползня Бузулган. Кроме того, рекомендуется провести расчистку функционирующего лотка от отложившихся

за предыдущие годы селевых отложений до восстановления его пропускной способности. Также необходимо провести дополнительные инженерные изыскания и разработать проект по созданию дополнительных селезащитных мер в бассейне. В бассейне следует развернуть систему оперативного оповещения и организовать возможные места для эвакуации населения.

Заключение

Согласно цели данного исследования и защищаемым положениями, были сделаны следующие выводы:

1. На настоящий момент разработано большое количество математических моделей, при этом ни одна из них не учитывает комплексно все процессы, происходящие при образовании прорывного паводка и формировании селевого потока в очаге. В рамках данной работы была создана компьютерная программа FLOVI на языке программирования Python. Данная программа объединяет в себе уравнения модели прорыва озера и модернизированной автором модели транспортно–сдвигового селеобразования.
2. Для объектов (долины рек Барсемдара, Бодомдара, Герхожан–Су) впервые был применен комплекс моделей (модель прорыва озера, транспортно–сдвиговая и FLO–2D) и получены карты пространственного распределения глубины, скорости потока и границы зоны затопления на конусах выносов для различных сценариев.
3. По результатам численных экспериментов в моделях были выявлены определяющие параметры, изменение которых приводит к большим вариациям значений максимальных расходов и площадей затопления. Модель прорыва озера имеет наибольшую чувствительность к начальной температуре воды, транспортно–сдвиговая – к влажности потенциального селевого массива, FLO–2D – к реологическим параметрам (вязкости и напряжения пластического трения).
4. Модель прорыва озера, разработанная для озер с ледяной плотиной, впервые применялась для озер, подпруженных мореной с ледяным ядром, для сценариев прорыва озера по подледниковым каналам стока.
5. Созданная программа FLOVI применялась как одна из моделей в комплексе расчетов. Использование рассчитанного гидрографа селевой волны из FLOVI как входного в модели FLO–2D позволило получать более близкие к наблюдаемым значениям значения расходов потока, глубин и скоростей. Разница в максимальных расходах по сценариям, где программа применялась или не использовалась, могла достигать десятков раз.
6. Была показана возможность использования транспортно–сдвиговой модели для оценки потенциальной селевой опасности в долинах, где селевые очаги еще не перешли в активную стадию развития, ранее такие расчеты не проводились.

7. Транспортно–сдвиговая модель применялась не только для селевого очага, но также и на участках дополнительного набора рыхлообломочного материала в руслах рек, ранее модель для таких участков не использовалась.
8. Данные видеоматериалов в случае отсутствия данных иных наблюдений могут быть использованы в качестве прямой оценки скорости селевого потока для калибровки и верификации моделей. Определение данной динамической характеристики потока является одним из важнейших вопросов, как научных исследованиях, так и в проектно–изыскательных работах.
9. Предложенный комплекс моделей позволяет улучшить оценку характеристик селевых потоков и прорывных паводков.

Список литературы

Авессаломова, И. А. Горные ландшафты: структура и динамика: учеб. пособие / И. А. Авессаломова, М. Н. Петрушина, А. В. Хорошев. – М.: Изд-во Московского ун-та, 2002. – 158 с.

Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО). – Текст: электронный // СевКавНИИВХ: офиц. сайт. – 2014. – URL: <https://gmvo.skniivh.ru/> (дата обращения: 18.06.2022).

Агроклиматические ресурсы Кабардино–Балкарской, Северо–Осетинской, Чечено–Ингушской АССР / под ред. Ш. Ш. Народицкой. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 272 с.

Аномальная подвижка оползня Бузулган в долине р. Герхожан–Су (Центральный Кавказ) в 2020 г. / М. Ю. Беккиев, М. А. Анаев, М. Д. Докукин [и др.] // ГеоРиск. – 2020. – Т. XIV, № 4. – С. 44–54.

Барановский, А. Ф. Селевые потоки 2000 года в бассейне Герхожан–Су / А. Ф. Барановский // Защита народнохозяйственных объектов от воздействия селевых потоков: материалы Междунар. конф. по селям. – Пятигорск: Севкавгипроводхоз, 2004. – Вып. 2. – С. 90–96.

Барсемская селевая катастрофа на Памире в 2015 году и ее аналоги на Центральном Кавказе / М. Д. Докукин, С. С. Черноморец, Е. А. Савернюк [и др.] // ГеоРиск. – 2019. – Т. XIII, № 1. – С. 26–36.

Барышников, Н. Б. Динамика русловых потоков: учеб. / Н. Б. Барышников – СПб.: Изд-во РГГМУ, 2007. – 313 с.

Батиметрическая съемка озера Сарез (1 этап): отчет / С. С. Черноморец, К. С. Висхаджиева, В. М. Кидяева [и др.]. М.: Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, 2020. – Т. 1. – 200 с.

Божинский, А. Н. Математическая модель катастрофического селевого потока в 2000 г. в г. Тырныаузе / А. Н. Божинский, Н. Н. Виноградова, И. В. Крыленко // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2004. – № 5. – С. 22–27.

Быстрое восстановление ледника Колка (Кавказ) после гляциальной катастрофы 2002 года / Д. А. Петраков, К. А. Аристов, А. А. Алейников [и др.] // Криосфера Земли. – 2018. – Т. 22, № 1. – С. 58–71.

Виноградов, Ю. Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки / Ю. Б. Виноградов. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 154 с.

Виноградов, Ю. Б. Математическое моделирование в гидрологии / Ю. Б. Виноградов, Т. А. Виноградова. – М.: Академия, 2010. – 304 с.

Виноградов, Ю. Б. Метод расчёта гидрографа паводка при прорыве подпруженного ледником озера / Ю. Б. Виноградов // Селевые потоки: сб. статей / под ред. Ю. Б. Виноградова, Т. Л. Киренской. – М.: Гидрометеиздат, 1976. – Вып. 1. – С. 138–153.

Виноградов, Ю. Б. Транспортный и транспортно–сдвиговый селевые процессы / Ю. Б. Виноградов // Селевые потоки: сб. статей / под ред. Ю. Б. Виноградова, Т. Л. Киренской. – М.: Гидрометеиздат, 1980а. – Вып. 4. – С. 3–19.

Виноградов, Ю. Б. Этюды о селевых потоках / Ю. Б. Виноградов. – Л.: Гидрометеиздат, 1980б. – 160 с.

Виноградова, Н. Н. Сток горных рек Кавказа в условиях современных изменений климата / Н. Н. Виноградова, О. В. Виноградова // Докл. и сообщ. Двадцать шестого пленар. межвузов. координац. совещ. по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. – Арзамас: Изд–во АГПИ, 2011. – С. 85–87.

Волошина, А. П. Климатические условия гляциальной зоны Большого Кавказа / А. П. Волошина // Оледенение Эльбруса / под ред. Г. К. Тушинского. – М.: Изд–во Московского ун–та, 1968. – С. 127–138.

Гагошидзе, М. С. Селевые явления и борьба с ними / М. С. Гагошидзе. – Тбилиси: Сабчота сакартвело, 1970. – 385 с.

Герасимов, В. А. Селевые потоки 10 и 11 августа 1977 г. в бассейне р. Герхожан Су (Северный Кавказ) и условия их образования / В. А. Герасимов // Селевые потоки: сб. статей / под ред. Ю. Б. Виноградовой, Т. Л. Киренской. – М.: Гидрометеиздат, 1980. – Вып. 4. – С. 68–76.

Герасимов, В. А. Схема прогнозирования селевых потоков в бассейне р. Герхожан Су / В. А. Герасимов // Труды Высокогорного геофизического института. – 1981. – Вып. 49. – С. 133–137.

Герасимов, В. А. Условия образования селей в бассейне р. Герхожансу / В. А. Герасимов // Труды Высокогорного геофизического института. – 1967. – Вып. 9. – С. 99–114.

Гидрологический ежегодник. 1961 г. Т. 5. Бассейны рек Средней Азии. Вып. 0–4, 9. Бассейны рек Аральского моря, оз. Иссык–Куль и Каспийского моря / под ред. М. Ф. Елисейевой. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 396 с.

Гнездилов, Ю. А. Оценка гипотетического прорыва озера Башкара / Ю. А. Гнездилов, Е. Н. Иващенко, Н. Ю. Красных // Сборник научных трудов ОАО «Севкавгипроводхоз». Пятигорск: Севкавгипроводхоз, 2007. – Вып. 17. – С. 122–145.

Голубев, Г. Н. Дешифрирование селей высокогорий по аэрофотоснимкам / Г. Н. Голубев, И. А. Лабутина // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 1966. – № 1. – С. 48–53.

Голубев, Г. Н. Изменения рельефа морен в зоне формирования гляциальных селей (по данным аэрофотосъемок) / Г. Н. Голубев, И. А. Лабутина // Материалы гляциологических исследований. – 1968. – № 14. – С. 322–325.

Голубцов, В. В. О гидравлическом сопротивлении и формуле для расчета средней скорости течения горных рек / В. В. Голубцов // Труды Казахского регионального научно-исследовательского гидрометеорологического института: сб. статей. – М.: Гидрометеиздат, 1969. – Вып. 33. – С. 30–41.

Динамика селевого бассейна р. Герхожан–Су (Кабардино–Балкария) после катастрофы в июле 2000 года / И. В. Крыленко, Д. А. Петраков, О. В. Тутубалина [и др.] // Материалы гляциологических исследований. – 2004. – № 96. – С. 159–166.

Докукин, М. Д. К вопросу о процессах формирования и трансформаций селей в бассейне р. Герхожан Су / М. Д. Докукин // Труды Высокогорного геофизического института. – 1985а. – Вып. 7. – С. 58–71.

Докукин, М. Д. Особенности динамики ледниковых озер с подземными каналами стока (анализ разновременной аэрокосмической информации / М. Д. Докукин, С. И. Шагин // Криосфера Земли. – 2014. – Т. 18, № 2. – С. 47–56.

Докукин, М. Д. Формирование гляциальных селевых очагов при деградации ледников Приэльбрусья / М. Д. Докукин // Материалы гляциологических исследований. – 1985б. – № 53. – С. 62–71.

Докукин, М. Д., Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы / М. Д. Докукин, А. В. Хаткутов // Лёд и Снег. – 2016. – Т. 56, № 4. – С. 472–479.

Запорожченко, Э. В. Сели бассейна р. Герхожан–Су: история проявления, условия формирования, энергетические характеристики / Э. В. Запорожченко // Сборник научных трудов ОАО «Севкавгипроводхоз». Пятигорск: Севкавгипроводхоз, 2002. – Вып. 15. – С. 80–148.

Запорожченко, Э. В. Уроки селевых катастроф недавнего прошлого / Э. В. Запорожченко // Обеспечение безопасности гидротехнических сооружений и

предотвращение вредного воздействия вод в период прохождения половодий и паводков: материалы науч.–практ. конф. – Пятигорск, 2005. – С. 162–175.

Золотарев, Е. А. Режим ледника Каярты на Центральном Кавказе – активного селевого очага / Е. А. Золотарев, В. В. Поповнин, И. Б. Сейнова // Материалы гляциологических исследований. – 1982. – № 43. – С. 69–75.

Керемкулов, В. А. Модель опорожнения моренного озера через грот / В. А. Керемкулов, И. Г. Цукерман // Селевые потоки: сб. статей / под ред. Б. С. Степанова, Г. П. Елистратовой. – М.: Гидрометеиздат, 1985. – Вып. 9. – С. 59–70.

Костенко, Н. П. Вертикальные климатические и структурно–геоморфологические условия формирования селей / Н. П. Костенко, Н. Б. Сейнова. – Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 1982. – № 1. – С. 26–33.

Костенко, Н. П. Развитие рельефа горных стран / Н. П. Костенко. – М.: Мысль, 1970. – 368 с.

Кренке, А. Н. Климатические условия существования оледенения Средней Азии / А. Н. Кренке // Известия АН СССР. Серия географическая. – 1973. – № 1. – С. 19–33.

Кучеренко, В. Е. Некоторые пространственные и временные характеристики поля осадков в высокогорьях Приэльбрусья / В. Е. Кучеренко // Труды Высокотного геофизического института. – 1987. – Вып. 68. – С. 106–113.

Кюнж, Ж. А. Численные методы в задачах речной гидравлики / Ж. А. Кюнж, Ф. М. Холли, А. Вервей. – М.: Энергоатомиздат, 1985. – 255 с.

Мальнева, И. В. Метеорологические условия формирования катастрофических селей в июле 2000 г. в бассейне р. Герхожан–Су и прогноз селевой опасности / И. В. Мальнева, Н. К. Кононова // Геологическое изучение и использование недр: науч.–техн. информ. сб. – М.: «Геоинформмарк, 2001. – Вып. 6. – С. 75–81.

Методика мониторинга селевого бассейна в условиях горной криолитозоны (на примере долины реки Герхожан–Су, Кавказ) / Д. А. Петраков, О. В. Тутубалина, С. С. Черноморец, И. В. Крыленко // Криосфера Земли. – 2004. – Т. 8, № 3. – С. 57–67.

Михайлов, В. О. Математическое моделирование селей, обвалов и оползней / В. О. Михайлов, С. С. Черноморец. – М.: Ламберт, 2011. – 131 с.

Моделирование селевых потоков снегового генезиса (на примере реки Барсемдара, Таджикистан) / В. А. Юдина (Куровская), С. С. Черноморец, Т. А. Виноградова, И. Н. Крыленко // Криосфера Земли. – 2022. – Т. 26, № 3. – С. 51–63.

Мониторинг метеорологических условий зоны формирования водных ресурсов трансграничной реки Пяндж (Таджикистан) / П. И. Норматов, Г. Т. Фрумин, И. Ш. Норматов, А. О. Муминова // Ученые записки РГГМУ. – 2017. – № 47. – С. 9–15.

Москалев, Е. Л. Инфильтрационные параметры селевого бассейна Герхожансу (Северный Кавказ) / Е. Л. Москалев, Е. А. Рубцов // Труды Высокогорного геофизического института. – 1984. – Вып. 54. – С. 77–84.

Мухаббатов, Х.М. Водные ресурсы Таджикистана и проблемы водопользования в Центральной Азии / Х. М. Мухаббатов // Проблемы постсоветского пространства. – 2016. – № 3. – С. 29–45.

Никулин, А. С. Опыт определения углов внутреннего трения селевых грунтов / А. С. Никулин // Сборник научных трудов ОАО «Севкавгипроводхоз». Пятигорск: Севкавгипроводхоз, 2009. – Вып. 18. – С. 30–33.

Опыт изучения гляциальных селей Большого Кавказа (на примере реки Герхожансу бассейна реки Баксан) / Г. К. Тушинский, А. И. Попов, Г. Н. Голубев [и др.] // Информационный сборник о работах Географического факультета Московского государственного университета по Международному геофизическому году / отв. ред. Г. К. Тушинский. – М., 1966. – № 13. – С. 5–106.

Опыт моделирования прорыва Башкаринских озер / В. М. Кидяева, Д. А. Петраков, И. Н. Крыленко [и др.] // ГеоРиск. – 2018. – Т. 12, № 2. – С. 38–46.

Оценка динамических характеристик селевого потока по видеоматериалам / Д. П. Соколова, В. А. Куровская, А. А. Осташов, Н. А. Казаков // Гидросфера. Опасные процессы и явления. – 2019. – Т. 1, Вып. 1. – С. 31–51.

Оценка количественных характеристик селевого потока 2015 г. в долине р. Барсемдара (Таджикистан) по видеоматериалам и результатам моделирования / В. А. Куровская, С. С. Черноморец, Т. А. Виноградова [и др.] // Геориск. – 2020. – Т. 14, № 3. – С. 12–22.

Панов, В. Д. Селевые потоки в бассейне реки Герхожансу (Северный Кавказ) в июле 2000 г. / В. Д. Панов, П. М. Лурье, В. М. Заруднев // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 2. – С. 89–97.

Перов, В. Ф. Селеведение: учеб. пособие / В. Ф. Перов. – М.: Изд-во Геогр. фак. МГУ, 2012. – 272 с.

Петраков, Д. А. Опасные гляциальные процессы и защита от них / Д. А. Петраков // Геориск. – 2010. – № 2. – С. 6–14.

Погода и климат: справ.-информ. портал. – URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/climate/38954.htm> (дата обращения: 18.06.2022).

Подвижки ледников Памира в первые 20 лет XXI века / В. М. Котляков, Л. В. Десинов, В. А. Рудаков // Доклады Российской Академии Наук. Науки О Земле. 2020. – Т. 495, № 1. – С. 64–68.

Попов, С. В. Оценка расхода воды в процессе развития прорывного паводка ледниковых и подледниковых водоёмов / С. В. Попов, Г. В. Пряхина, А. С. Боронина // Криосфера Земли. – 2019. – Т. XXIII, № 3. – С. 25–32.

Природопользование Приэльбрусья: сб. статей / под ред. Г. И. Рычагова, И. Б. Сейновой. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 183 с.

Промежуточный отчет по оценке состояния селевого бассейна Герхожан-су после схода катастрофических селей в 2000 г. / Черноморец С.С., Алейников А.А. и др. – М., 2001. – 141 с.

Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года / С. С. Черноморец, Д. А. Петраков, А. А. Алейников [и др.] // Криосфера Земли. 2018. – Т. 22, № 2. – С. 70–80.

Прорывоопасные озера бассейна реки Гунт (Горно-Бадахшанская автономная область, Таджикистан): оценка опасности и моделирование прорывов / В. М. Кидяева, С. С. Черноморец, Е. А. Савернюк [и др.] // Снежные лавины, сели и оценка риска: сб. статей. – М.: Перо, 2020. – С. 18–44.

РД 52.30.238–89 Руководство селестоковым станциям и гидрографическим партиям. Вып. 1. Организация и проведение работ по изучению селей. – М.: Гидрометеиздат, 1990. – 199 с.

Реакция ледников Центрального Кавказа в 2001–2010 гг. на изменения температуры и количества осадков / Г. А. Носенко, Т. Е. Хромова, О. В. Рототаева, М. В. Шахгеданова // Лёд и Снег. – 2013. – Т. 53, № 1. – С. 26–33.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Гидрологическая изученность. Т. 14. Бассейны рек Средней Азии. Вып. 3 Бассейн р. Аму-Дарьи / под ред. В. М. Федотовой. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 322 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Гидрологическая изученность. Т. 8. Северный Кавказ / под ред. Д. Д. Мордухай-Болтовского. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 309 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 14. Средняя Азия. Вып. 3. Бассейн р. Амударьи / под ред. Ю. Н. Иванова. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 472 с.

Рубцов, Е. А. Комплексное изучение селеопасного района города Тырнауза / Е. А. Рубцов, И. Б. Сейнова // Селевые потоки и горные русловые процессы: сб. докл. на X Всесоюз. селевой конф. / отв. ред. И. В. Егиазаров [и др.]. – Ереван: Изд-во АН Армянской ССР, 1968. – С. 297–303.

Руководство по расчёту селевых потоков: отчёт о НИР / Ю.Б. Виноградов, Т. А. Виноградова. – СПб., 2002. – 22 с.

Сейнова, И. Б. Ледники и сели Приэльбрусья. (Эволюция оледенения и селевой активности) / И. Б. Сейнова, Е. А. Золотарёв. – М.: Научный мир, 2001. – 204 с.

Сейнова, И. Б. Причины селевой активности в бассейне р. Герхожан–Су / И. Б. Сейнова, Е. А. Рубцов // Труды Государственного гидрологического института. – 1967. – Вып. 141. – С. 121–126.

Селевые потоки 14–15 августа 2017 г. в бассейне р. Герхожан–Су (Центральный Кавказ): условия и причины формирования, динамика, последствия / М. Д. Докукин, М. А. Анаев, М. Ю. Беккиев [и др.] // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: тр. 5-й Междунар. конф. / под ред. Г. Гавардашвили, С. С. Черноморца. – Тбилиси: Универсал, 2018. – С. 317–330.

Селевые потоки в долине реки Барсемдара в июле 2015 г. и подпрудное озеро Барсемкуль на реке Гунт (Горно–Бадахшанская автономная область, Таджикистан) / С. Черноморец, Е. Савернюк, Р. Бобов [и др.] // Вторые Виноградовские чтения. Искусство гидрологии: сб. докл. Междунар. науч. конф. памяти выдающегося русского ученого Ю. Б. Виноградова. – СПб.: Изд-во Санкт–Петербургского гос. ун-та, 2015. – С. 261–264.

Селевые явления Юго–Восточного Казахстана: в 4 т. Т. 3. Селевые процессы и селетехнические сооружения / Б. С. Степанов, Р. К. Яфязова; под ред. А. Р. Медеу. – Алматы, 2014. – 434 с.

Соколовский, Д. Л. Речной сток (основы теории и методики расчетов) / Д. Л. Соколовский. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 539 с.

Справочник по климату СССР. Вып. 31. Таджикская ССР. Ч. 4. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 212 с.

Сход оползня Бузулган: моделирование селей по реке Герхожан–Су и сценарии их воздействия на город Тырныауз после произошедших в 2020 году изменений / В. А. Куровская, С. С. Черноморец, И. Н. Крыленко [и др.] // Водные ресурсы. – 2022. – Т. 49, № 1. – С. 43–53.

Темникова, Н. С. Климат Северного Кавказа и прилежащих степей / Н. С. Темникова. – Л.: Гидрометеиздат, 1959. – 368 с.

Тукаев, О. В. Селевые явления Памира: катастрофы, закономерности, прогноз / О. В. Тукаев. М.: ВНИИ ГОЧС, 2002. 176 с.

Условия образования гляциальных селей долины р. Герхожан Су, их прогнозирование и рекомендации по борьбе с селями: науч. отчет экспедиции МГУ / под ред. Г. К. Тушинского. – М.: МГУ, 1964.

Флейшман, С. М. Сели / С. М. Флейшман. – 2-е изд., перераб. и доп. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 312 с.

Флейшман, С. М. Формирование гляциальных селей непрорывного генезиса в бассейне Герхожан–Су на Северном Кавказе / С. М. Флейшман, И. Б. Сейнова, Е. А. Золотарев // Материалы гляциологических исследований. – 1979. – Вып. 35. – С. 195–198.

Хатчинсон, Д. Э. Лимнология / Д. Э. Хатчинсон; сокр. пер. с англ. Г. В. Цыцарпина, Г. Г. Шинкар; ред. и предисл. Л. Л. Россолимо. – М.: Прогресс, 1969. – 592 с.

Чалов, Р. С. Русловедение: теория, география, практика: в 3 т. Т. 2. Морфодинамика речных русел / Р. С. Чалов. – 2-е изд. – М.: URSS, 2018. – 960 с.

Чербарь, В.В. Особенности формирования и использования почв в аридных горах Западного Памира / В. В. Чербарь // Устойчивое Развитие Горных Территорий. – 2010. – Т. 2, № 1. – С. 19–26.

Черноморец, С. С. К 40-летию университетских селевых экспедиций в бассейне р. Герхожан–Су (Кавказ) / С. С. Черноморец, О. В. Тутубалина // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2005. – № 2. – С. 79–80.

Черноморец, С. С. Селевые очаги до и после катастроф / С. С. Черноморец. – М.: Научный мир, 2005. – 184 с.

Шварев, С.В. Количественная оценка факторов активизации селей в 2006–2019 годах на склоне хребта Аибга (Западный Кавказ) / С. В. Шварев, С. В. Харченко, В. Н. Голосов, М. И. Успенский // География и природные ресурсы. — 2021. — Т. 42, № 2. — С. 41–50.

Шварев, С.В. Причины и последствия техногенной активизации селей в 2006–2019 гг. на водосборе притока руч. Сулимовский (район пос. Красная Поляна, Западный Кавказ) / С. В. Шварев, С. В. Харченко, В. Н. Голосов, М. И. Успенский // Геориск. — 2020. — Т. 14, № 2. — С. 66–76.

Шульц, В. Л. Реки Средней Азии / В. Л. Шульц. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 691 с.

Эдельштейн, К. К. Гидрология озер и водохранилищ: учеб. для вузов / К. К. Эдельштейн. – М.: Перо, 2014. – 399 с.

Яблоков, А. А. Сели Таджикистана / А. А. Яблоков // Сборник научных трудов ОАО «Севкавгипроводхоз». Пятигорск: Севкавгипроводхоз, 2009. – Вып. 18. – С. 88–102.

70 years of lake evolution and glacial lake outburst floods in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for the future / A. Emmer, S. Harrison, M. Mergili [et al.] // *Geomorphology*. 2020. – Vol. 365. – ID 107178.

Agisoft Metashape Professional. – Текст: электронный // Группа компаний «Геоскан»: офиц. сайт. – 2022. – URL: https://www.geoscan.aero/ru/software/agisoft/metashape_pro (дата обращения: 18.06.2022).

Aizen, V. Pamirs / V. Aizen // *Encyclopedia of snow, ice and glaciers* / V. P. Singh, P. Singh, U. K. Haritashya (eds.). – Dordrecht: Springer, 2011. – P. 813–815.

An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps / C. Huggel, W. Haeberli, A. Käab, D. Bieri [et al.] // *Can. Geotech. J.* – 2004. – Vol. 41. – P. 1068–1083.

Analysis and dynamic modeling of a moraine failure and glacier lake outburst flood at Ventisquero Negro, Patagonian Andes (Argentina) / R. Worni, M. Stoffel, C. Huggel [et al.] // *J. Hydrol.* – 2012. – Vol. 444–445. – P. 134–145.

Analyzing the triggering factors of glacial lake outburst floods with SAR and optical images: a case study in Jinweng Co, Tibet, China / L. Yang, Z. Lu, C. Zhao [et al.] // *Landslides*. – 2022. – Vol. 19. – P. 855–864.

Application of three-dimensional rockfall modelling to rock face engineering / C. Wendeler, Y. Bühler, P. Bartelt, J. Glover // *Geomechanics and Tunnelling*. – 2017. – Vo. 10, No. 1. – P. 74–80.

Assessment of glacier hazards and glacier runoff for different climate scenarios based on remote sensing data: a case study for a hydropower plant in the Peruvian Andes / C. Huggel, W. Haeberli, A. Käab [et al.] // *Observing our Cryosphere from Space: Proc. of EARSeL-LISSIG-Workshop*. – Bern, 2002b. – No. 2. – P. 22–33.

BASEMENT – basic simulation environment for computation of environmental flow and natural hazard simulation / R. Faeh, R. Mueller, P. Rousselot [et al.]. – Текст: электронный // VAW Mitteilung, ETH Zurich: сайт – 2012. – URL: <https://basement.ethz.ch/> (дата обращения: 18.06.2022).

Blown, I. G. Catastrophic lake drainage within the Homathko River basin, British Columbia / I. G. Blown, M. Church // *Can. Geotech. J.* – 1985. – Vol. 22. – P. 551–563.

Calculation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain with the numerical simulation program RAMMS / M. Christen, P. Bartelt, J. Kowalski, L. Stoffel // *Whistler 2008: Proc. of the Intern. Snow Science Workshop*. – Whistler, Canada, 2008. – P. 709–716.

Capart, H. Analytical solutions for gradual dam breaching and downstream river flooding / H. Capart // *Water Resour. Res.* – 2013. – 49. – P. 1968–1987.

Cesca, M. Comparison between FLO–2D and RAMMS in debris–flow modelling: a case study in the Dolomites / M. Cesca, V. D’Agostino // *WIT Trans. Eng. Sci.* – 2008. – Vol. 60. – P. 197–206.

Clague, J. J. Glacier–related outburst floods / J. J. Clague, J. E. O’Connor // *Snow and ice–related hazards, risks, and disasters* / W. Haeberli, C. Whiteman (eds.). – 2nd ed. – Amsterdam: Elsevier, 2021. – P. 467–499.

Climate change and the global pattern of moraine–dammed glacial lake outburst floods / S. Harrison, J. S. Kargel, C. Huggel [et al.] // *The Cryosphere.* – 2018. – Vol. 12. – P. 1195–1209.

Costa, J. E. Paleohydraulic reconstruction of flash–flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range / J. E. Costa // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1983. – Vol. 94, No. 8. – P. 986–1004.

Costa, J. E. The formation and failure of natural dams / J. E. Costa, R. L. Schuster // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1988. – Vol. 100. – P. 1054–1068.

Dattilo, G. Simulation of a cellular landslide model with CAMELOT on high performance computers / G. Dattilo, G. Spezzano // *Parallel Computing.* – 2003. – Vol. 29, No. 10. – P. 1403–1418.

Debris flow hazard of glacial lakes in the Central Caucasus / D. A. Petrakov, I. V. Krylenko, S. S. Chernomorets [et al.] // *Debris–flow hazards mitigation: mechanics, prediction, and assessment* / C. L. Chen, O. Major (eds.). – Rotterdam; Millpress, 2007. – P. 703–714.

Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events / V. Perov, S. Chernomorets, O. Budarina [et al.] // *Natural Hazards.* – 2017. – Vol. 88. – P. 199–235.

Debris flow modelling in Julian Alps using FLO–2D / C. Calligaris, M. A. Boniello, L. Zini // *Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense and Debris Flows II* / D. De Wrachien, C.A. Brebbia, M.A. Lenzi (eds.). – New Forest, UK. – 2008. – Vol. 60. – P. 81–88.

Earthdata: сайт. – URL: <https://search.earthdata.nasa.gov/search> (дата обращения: 18.06.2022).

EarthExplorer: сайт. – URL: <https://earthexplorer.usgs.gov/> (дата обращения: 18.06.2022).

EO Browser // SentinelHub: сайт. – URL: <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/?zoom=10&lat=41.90023&lng=12.49969&themeId=DEFAULT-THHEME&toTime=2022-09-21T20%3A03%3A39.680Z> (дата обращения: 18.06.2022).

Evaluating Titan2D mass–flow model using the 1963 Little Tahoma Peak avalanches, Mount Rainier, Washington / M. F. Sheridan, A. J. Stinton, A. Patra [et al.] // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2005. – Vol. 139, No. 1–2. – P. 89–102.

Evans, S. F. The maximum discharge of outburst floods caused by the breaching of man–made and natural dams / S. F. Evans // *Can. Geotech. J.* – 1986. – Vol. 23, No. 3. – P. 385–387.

FLO-2D Software, Inc. FLO-2D Users manual (Version 2006.01). – Nutrioso, AZ, USA: FLO-2D Software, 2006.

Floods from dam failures: open-file report 85-560 / J. E. Costa. – Denver, CO, USA: U.S. Geological Survey, 1985. – 54 p.

Fread, D. L. BREACH: an erosion model for earthen dam failures (Revision 1, August 1991) / D. L. Fread. – Silver Spring, MD, USA: NOAA, 1988. – 35 p.

Fread, D. L. The development and testing of a dam-break flood forecasting model / D. L. Fread // Proc. of the Dam-Break Flood Routing Model Workshop. – Washington D.C.: Water Resources Council, 1977. – P. 164–197.

Froehlich, D. C. Peak outflow from breached embankment dam / D. C. Froehlich // Journal of Water Resources Planning and Management. – 1995. – Vol. 121, No. 1. – P. 90–97.

Geidl, M., 2007. Integrated modeling and optimization of multi-carrier energy systems: DSc thesis / Martin Geidl. – Zurich, 2007. – 125 p.

Glacial lake outburst floods in the Pamir of Tajikistan: challenges in prediction and modelling / M. Mergili, D. Schneider, R. Worni, J. F. Schneider // Italian Journal of Engineering Geology and Environment. – 2011. – P. 973–982.

Glacial lakes in Austria – distribution and formation since the Little Ice Age / J. Buckel, J. C. Otto, G. Prasicek, M. Keuschnig // Global and Planetary Change. – 2018. – Vol. 164. – P. 39–51.

Glacial lakes of the Central and Patagonian Andes / R. Wilson, N. F. Glasser, J. M. Reynolds [et al.] // Global and Planetary Change. – 2018. – Vol. 162. – P. 275–291.

Glacier and debris flow disasters around Mt. Kazbek, Russia/Georgia / S. S. Chernomorets, O. V. Tutubalina OV, I. B. Seinova [et al.] // Debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction, and assessment / C. L. Chen, O. Major (eds.). – Rotterdam; Millpress, 2007. – P. 691–702.

Glacier-dammed lake outburst events of Gornensee, Switzerland / M. Huss, A. Bauder, M. Werder [et al.] // J. Glaciol. – 2007. – Vol. 53, No. 181. – P. 189–200.

Haeberli, W. Frequency, characteristics of glacier floods in the Swiss Alps / W. Haeberli // Ann. Glaciol. – 1983. – No. 4. – P. 85–90.

Hanging glacier avalanche (Raunthigad–Rishiganga) and debris flow disaster on 7 February 2021, Uttarakhand, India: a preliminary assessment / R. J. Thayyen, P. K. Mishra, S. K. Jain [et al.] // Nat. Hazards. – 2022. – P. 1–28.

Huggel, C. Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? / C. Huggel, J. J. Clague, O. Korup // Earth Surf. Processes Landforms. – 2012. – Vol. 37, No. 1. – P. 77–91.

Hungr, O. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches / O. Hungr // *Can. Geotech. J.* – 1995. – Vol. 32. – P. 610–623.

Improving the accuracy of prediction of breach formation through embankment dams and flood embankments / M. A. A. Mohamed, P. G. Samuels, M. W. Morris, G. S. Ghataora // *River Flow 2002: Proc. of the 1st Intern. Conf. on Fluvial Hydraulics* / D. Bousmar, Y. Zech (eds.). – Lisse, The Netherlands: A. A. Balkema, 2002. – P. 663–673.

Increasing glacial lake outburst flood hazard in response to surge glaciers in the Karakoram / N. A. Bazai, P. Cui, P. A. Carling [et al.] // *Earth–Science Reviews.* – 2021. – Vol. 212. – ID 103432.

Inventory and recently increasing GLOF susceptibility of glacial lakes in Sikkim, Eastern Himalaya / S. Aggarwal, S.C. Rai, P.K. Thakur, A. Emmer // *Geomorphology.* – 2017. – Vol. 295. – P. 39–54.

Inventory of glacial lakes and identification of potentially dangerous glacial lakes in the Koshi, Gandaki, and Karnali River Basins of Nepal, the Tibet Autonomous Region of China / S. R. Bajracharya, A. B. Shrestha, F. Shrestha [et al.]. – Kathmandu: ICIMOD, 2020. – 54 p.

J–42–107: Пархав: топограф. карта масштаба 1:100 000 / Генштаб. – М., 1987.

J–42–108: Рошткала: топограф. карта масштаба 1:100 000 / Генштаб. – М., 1988.

Jian, W. Mechanism of the Anlesi landslide in the Three Gorges Reservoir, China / W. Jian, Z. Wang, K. Yin // *Engineering Geology.* – 2009. – Vol. 108, No. 1–2. – P. 86–95.

K–38–14: Тырныауз: топограф. карта масштаба 1:100 000 / Генштаб. – М., 1988.

K–38–26: Местиа: топограф. карта масштаба 1:100 000 / Генштаб. – М., 1989.

Keiler, M. Assessing a large-scale debris flow in Barsem, Tajikistan: exceptional size, duration and process chain / M. Keiler, M. Zimmermann, S. Bigler, S. Fuchs // *Proc. of the EGU General Assembly Conf.* – Vienna: EGU, 2018. – P. 5405.

Kumar, B. Impacts of climate change: glacial lake outburst floods (GLOFs) / B. Kumar, T. S. Murugesh Prabhu // *Climate change in Sikkim – patterns, impacts and initiatives* / M. L. Arrawatia, S. Tambe (eds.). – Gangtok, India: Information and Public Relations Department, Government of Sikkim, 2012. – P. 81–102.

Lala, J. M. Modeling the glacial lake outburst flood process chain in the Nepal Himalaya: reassessing Imja Tsho's hazard / J. M. Lala, D. R. Rounce, D. C. McKinney // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* – 2018. – No. 22. – P. 3721–3737.

Losses and damages connected to glacier retreat in the Cordillera Blanca, Peru / A. Motschmann, C. Huggel, M. Carey [et al.] // *Clim. Change.* – 2020. – Vol. 162. – P. 837–858.

Mergili, M. Regional-scale analysis of lake outburst hazards in the southwestern Pamir, Tajikistan, based on remote sensing and GIS / M. Mergili, J. F. Schneider // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* – 2011. – Vol. 11. – P. 1447–1462.

Modeling of extreme hydrological events in the Baksan River basin, the Central Caucasus, Russia / E. D. Kornilova, I. N. Krylenko, E. P. Rets [et al.] // *Hydrology.* – 2021. – Vol. 8, No. 24. – P. 1–24.

Modelling breach initiation and growth / M. W. Morris, M. Hassan, A. Kortenhaus [et al.] // *Flood risk management: research and practice* / P. Samuels [et al.] (eds.). – London; Routledge, 2009. – P. 581–591.

Modelling outburst floods from moraine-dammed glacial lakes / M. J. Westoby, N. F. Glasser, J. Brasington [et al.] // *Earth-Sci. Rev.* – 2014. – Vol. 134. – P. 137–159.

Monitoring of Bashkara glacier lakes (Central Caucasus, Russia) and modelling of their potential outburst / D. A. Petrakov, A. A. Aleinikov, S. S. Chernomorets [et al.] // *Natural Hazards.* – 2012. – Vol. 61, No. 3. – P. 1293–1316.

Morris, M. W. Improving the accuracy of breach modelling: why are we not progressing faster? / M. W. Morris, G. Hanson, M. Hassan // *J. Flood Risk Manag.* – 2008. – Vol. 1, No. 3. – P. 150–161.

Neoglacial increase in high-magnitude glacial lake outburst flood frequency, upper Baker River, Chilean Patagonia (47°S) / E. Vandekerkhove, S. Bertrand, D. Mauquoy [et al.] // *Quat. Sci. Rev.* – 2020. – Vol. 248. – ID 106572.

O'Brien, J. S. Laboratory analysis of mudflow properties / J. S. O'Brien, P. Y. Julien // *J. Hydraul. Eng.* – 1988. – Vol. 114, No. 3. – P. 877–887.

O'Brien, J. S. Two-dimensional water flood, mudflow simulation / J. S. O'Brien, P. Y. Julien, W. T. Fullerton // *J. Hydraul. Eng.* – 1993. – Vol. 119, No. 2. – P. 244–259.

Pickert, G. Breaching of overtopped river embankments controlled by apparent cohesion / G. Pickert, V. Weitbrecht, A. Bieberstein // *J. Hydraul. Eng.* – 2011. – 49. – P. 143–156.

Pierce, M. W. Predicting peak outflow from breached embankment dams / M. W. Pierce, C. I. Thornton, S. R. Abt // *Journal of Hydrologic Engineering.* – 2010. – Vol. 15, No. 5. – P. 338–349.

Prediction of embankment dam breach parameters: a literature review and needs assessment: dam safety research report DSO-98-004 / T. Wahl. – Denver, CO, USA: U.S. Department of the Interior, 1998. – 67 p.

Rapid worldwide growth of glacial lakes since 1990 / D. H. Shugar, A. Burr, U. K. Haritashya [et al.] // *Nat. Clim. Change.* – 2020. – Vol. 10. – P. 939–945.

Recent changes of glacial lakes in the high mountain asia and its potential controlling factors analysis / M. Zhang, F. Chen, H. Zhao [et al.] // *Remote Sens.* – 2021. – Vol. 13. – ID 3757.

Recent Kyagar glacier lake outburst flood frequency in Chinese Karakoram unprecedented over the last two centuries / B. Yin, J. Zeng, Y. Zhang [et al.] // *Natural Hazards.* – 2019. – Vol. 95. – P. 877–881.

Regional short-term forecast of debris flow initiation for glaciated high mountain zone of the Caucasus / I. B. Seynova, Y. B. Andreev, I. N. Krylenko, S. S. Chernomorets // *Debris-flow hazards: mitigation, mechanics, prediction and assessment: Proc. of the 5th Intern. Conf.* / R. Genevois, D. L. Hamilton, A. Prestininzi (eds.). – Rome: Sapienza, 2011. – P. 1003–1011.

Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps / C. Huggel, A. Kääh, W. Haeberli [et al.] // *Can. Geotech. J.* – 2002a. – Vol. 39. – P. 316–330.

Response of glacial lakes to glacier and climate changes in the western Nyainqentanglha range / W. Luo, G. Zhang, W. Chen, F. Xu // *Sci. Total Environ.* – 2020. – Vol. 735. – ID 13960.

Riggs, H. C. A simplified slope-area method for estimating flood discharges in natural channels / H. C. Riggs // *J. Res. U.S. Geol. Surv.* – 1976. – Vol. 4, No. 3. – P. 285–291.

Seinova, I. B. Intensification of glacial debris flows in the Gerkhozhan basin, Caucasus, in the late 20th century / I. B. Seinova, V. V. Popovnin, Ye. A. Zolotaryov // *Landslide News.* – 2003. – No. 14/15. – P. 39–43.

Soldati, M. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial / M. Soldati, A. Corsini, A. Pasuto // *Catena.* – 2004. – Vol. 55, No. 2. – P. 141–161.

STONE: a computer program for the three-dimensional simulation of rock-falls / F. Guzzetti G. Crosta, R. Detti, F. Agliardi // *Computers & Geosciences.* – 2002. – Vol. 28, No. 9. – P. 1079–1093.

Strom A. Rockslides and rock avalanches of Central Asia: Distribution, Morphology and Internal Structure / A. Strom, K. Abdrakhmatov. — Elsevier, 2018. — 499 p.

The 2015 Chileno Valley glacial lake outburst flood, Patagonia / R. Wilson, S. Harrison, J. Reynolds [et al.] // *Geomorphology.* – 2019. – Vol. 332. – P. 51–65.

The 2020 glacial lake outburst flood at Jinwuco, Tibet: causes, impacts, and implications for hazard and risk assessment / G. Zheng, M. Mergili, A. Emmer [et al.] // *The Cryosphere.* – 2021. – Vol. 15. – P. 3159–3180.

Thorarinsson, S. Chap. IX. The ice dammed lakes of Iceland with particular reference to their values as indicators of glacier oscillations / S. Thorarinsson // *Geografiska Annaler.* – 1939. – Vol. 21, No. 3–4. – P. 216–242.

Vinogradova, T. A. The experimental debris flows in the Chemolgan River basin / T. A. Vinogradova, A. Yu. Vinogradov // *Natural Hazards*. – 2017. – Vol. 88, No. 1. – P. 189–198.

Walder, J. S. Methods for predicting peak discharge of floods caused by failure of natural and constructed earthen dams / J. S. Walder, J. E. O'Connor // *Water Resour. Res.* – 1997. – Vol. 33, No. 10. – P. 2337–2348.

Wang, S. Landslides, Integrated risk assessment of glacier lake outburst flood (GLOF) disaster over the Qinghai–Tibetan Plateau (QTP) / S. Wang, Y. Che, M. Xinggang // *Landslides*. – 2020. – Vol. 17. – P. 2849–2863.

Williams, G. P. Bank–full discharge of rivers / G. P. Williams // *Water Resour. Res.* – 1978. – Vol. 14, No. 6. – P. 1141–1154.

World_Imagery (MapServer) // ArcGIS REST Services Directory: сайт. – URL: https://services.arcgisonline.com/ArcGIS/rest/services/World_Imagery/MapServer (дата обращения: 18.06.2022).