ИЗВЕСТИЯ РАН. СЕРИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ, 2022, том 86, № 5, с. 746–762

ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ДИНАМИКА ГЕОСИСТЕМ

УДК 551.435.1

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЛЕВЫХ БАССЕЙНОВ ГОР ЕВРОПЕЙСКОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ СУБАРКТИКИ

© 2022 г. А. И. Рудинская[a], *, Ю. Р. Беляев[b], **

[a] Институт географии РАН, Москва, Россия

[b] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

*e-mail: rudinskaya94@gmail.com

**e-mail: yrbel@mail.ru

Поступила в редакцию 04.04.2022 г.
После доработки 10.07.2022 г.
Принята к публикации 12.07.2022 г.

Выполнен расчет морфометрических характеристик селевых бассейнов ключевых участков гор Европейского сектора Российской Субарктики (Монче-, Чуна- и Волчьих тундр, Хибин и Ловозерских тундр на Кольском полуострове, хр. Оченырд, массива г. Лядхэ, хр. Нярмынхой, кряжа Енганэпэ, Малого Пайпудынского, Большого Пайпудынского и Харбейского хребтов на Полярном Урале) средствами ГИС. Получен массив данных, содержащий сведения о водосборных площадях селевых бассейнов разных порядков, их высотном положении и средней крутизне поверхности, о длине, высотном положении и уклонах селеносных тальвегов, о площадях молодых и древних зон селевой аккумуляции бассейнов и о дальности выноса селевых отложений за пределы горных сооружений. Сравнение бассейнов разных порядков на ключевых участках позволило выявить наиболее типичные условия селеформирования в горах Европейского сектора Российской Субарктики. Селевые потоки формируются в водосборных бассейнах первого порядка (по Штраллеру–Философову) площадью от 0.6 до 3.2 км^2 и второго порядка площадью от 10 до 12 км^2. Наиболее типичные значения уклона селевых тальвегов первого порядка – от 90 до 330‰, второго порядка – от 45 до 100‰. Наиболее характерный высотный уровень селеформирования составляет от 400 до 800 м. В бассейнах первого порядка площади молодой селевой аккумуляции, как правило, составляют до 0.08–0.15 км^2, площади древней селевой аккумуляции – до 0.2–0.4 км^2, в бассейнах второго порядка площади молодой селевой аккумуляции составляют до 0.1–0.3 км^2, древней – до 0.2–1.0 км^2. Дальность выноса как молодых, так и древних селевых отложений за пределы горных сооружений до 0.8–1.3 км.

Ключевые слова: морфометрический анализ, селевые бассейны, водоснежные потоки, горы Кольского полуострова, Полярный Урал

DOI: 10.31857/S2587556622050107

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Европейский сектор Российской Субарктики относится к северной зоне развития селей – временных русловых потоков, состоящих из воды и продуктов разрушения горных пород и характеризующихся быстрым и кратковременным движением (Флейшман, 1978). Горы этой зоны (массивы Кольского полуострова и западный макросклон Полярного Урала) в соответствии с районированием территории Российской Федерации имеют среднюю степень селевой опасности (Perov et al., 2017).

Одна из характерных форм хозяйственного освоения для выбранных ключевых территорий – добыча полезных ископаемых. Селеопасные водотоки представляют потенциальную опасность для объектов горнопромышленной инфраструктуры, оказывающихся в зоне селевого воздействия. При благоприятных для селеформирования гидрометеорологических условиях отвалы горных выработок становятся дополнительным источником твердой фазы селевых потоков. Таким образом, при планировании и проведении горных работ необходимо иметь представление о существующих селевых бассейнах, их строении и особенностях их функционирования. Кроме того, рассматриваемая территория достаточно популярна у любителей специфического “дикого” туризма, и при планировании маршрутов следует принимать во внимание зоны потенциального селевого воздействия.

Интенсивность селевых потоков и их преобладающие генетические типы могут варьировать вследствие климатических колебаний. В связи с

этим изучение реликтовых форм селевого рельефа и отложений древних селевых потоков позволяет получать знания об эволюции природной среды.

Анализ морфометрических характеристик селевых бассейнов достаточно часто используется при оценке селевой опасности водосборов (Giannecchini et al., 2007; Welsh and Davis, 2011; Xu et al., 2013) или определения объема единовременных выносов селевого материала (Breien et al., 2008; Rybchenko et al., 2018). В большинстве случаев расчет морфометрических параметров производится с помощью анализа цифровых моделей рельефа (Ilinca, 2014; Thang et al., 2012; Wilford et al., 2004). Как правило, исследователи фокусируются на детальном изучении одного или нескольких ключевых бассейнов. Работы, в которых приводился бы подробный анализ морфометрических характеристик для генеральной совокупности селевых бассейнов сколь-либо обширной территории немногочисленны и чаще сосредотачиваются не на основных морфометрических показателях, а на производных индексах (например, Chen et al., 2011). Чаще всего они служат основой для создания статистических моделей подверженности селевым процессам. Преимущественно такие исследования проводились для селеопасных районов умеренной и внутритропической зоны, в то время как для северной зоны развития селевых явлений они практически отсутствуют. Исключение составляет работа коллектива НИЛ снежных лавин и селей географического факультета МГУ по Хибинским тундрам (Водоснежные ..., 2001).

Основные горные массивы Кольского полуострова соответствуют палеозойским и мезозойским интрузиям, внедрившимся в докембрийские магматические и метаморфические породы и оформившимся как горные сооружения во второй половине кайнозоя (Спиридонов, 1980). Эти горные массивы подразделяются на два типа – изометричные в плане, образованные девонскими щелочными породами кольцевых многофазных интрузий (Хибинские и Ловозерские тундры с максимальными высотами до 1000–1200 м), относительно густо и глубоко расчлененные, и вытянутые в плане, относительно монолитные, а также менее расчлененные, представленные меловыми интрузиями основного и ультраосновного состава (Чуна-, Монче- и Волчьи тундры с максимальными высотами до 800–1000 м).

Территория Полярного Урала сложена, в основном, сильно метаморфизированными осадочными и эффузивно-осадочными образованиями, прорванными интрузиями кислых, основных и ультраосновных пород. В эпоху герцинской складчатости на допалеозойском и палеозойском основании были сформированы горные сооружения, испытавшие неоднократные поднятия и последующую денудацию в мезозойскую эру. К концу мезозоя эти горные сооружения были сниверированы до состояния пенеплена, в олигоцене и миоцене вследствие сводово-глыбовых и сводовых поднятий сформировался орографически выраженный хребет (Оледенение ..., 1966). В качестве ключевых участков в настоящем исследовании выбраны группа изометричных в плане горных сооружений на северной оконечности Полярного Урала (хр. Оченырд, массив г. Лядхэ, хр. Нярмынхой с максимальными абсолютными высотами до 1200–1400 м), кряж Енганэпэ (наиболее высокая северо-восточная часть достигает 700–1000 м), расположенный к западу от основной горной цепи Полярного Урала, и вытянутые с северо-востока на юго-запад Малый Пайпудынский, Большой Пайпудынский и Харбейский хребты с максимальными высотами 900–1000 м, относящиеся к осевой зоне Полярного Урала.

Горные сооружения Кольского полуострова и хребты и массивы Полярного Урала расчленены глубокими долинами сложного тектоно-эрозионно-экзарационного генезиса, днища которых как минимум со времени деградации последнего покровного оледенения служат ареной развития селевых процессов. Горы Европейского сектора Российской Субарктики относятся к северной зоне формирования селевых потоков (Флейшман, 1978; Perov et al., 2017). Ведущий в настоящее время тип селевых явлений в этой зоне представлен водоснежными потоками. Формирование водоснежных потоков обычно связано с таянием снега во время весенних оттепелей или ливневых осадков. Селевая масса чаще всего представлена смесью комков и зерен снега с водой и обломочным материалом, составляющим до 5–10% объема смеси. После таяния снега формируется плащеобразное крупноячеистое скопление обломочного материала разной размерности мощностью до 0.5 м (Перов, 2012).

Для возникновения водоснежного потока гравитационного типа в тальвеге бассейна необходимы условия для обильного промачивания снега и поддержания начавшегося гравитационного движения водоснежной массы. Нижним пределом уклона русла для обеспечения подобной ситуации считается уклон около 90‰ (Водоснежные ..., 2001). Рассматриваемые горные массивы имеют сходные абсолютные и относительные высоты, в связи с чем в них могут наблюдаться схожие предельные значения длин и уклонов водотоков. В то же время на распределение длин и уклонов в значительной мере оказывают влияние особенности геоморфологического строения территории – в частности, глубина и густота расчленения. Таким образом, распределение уклонов селеносных тальвегов в разных горных массивах может отличаться в связи с влиянием локальных факторов. Кроме того, необходимо помнить и о гидрона-

порном механизме формирования водоснежных потоков. Потоки этого типа возникают при благоприятных условиях для подпруживания русла лавинами, то есть напрямую зависят от локальных геоморфологических условий в конкретном бассейне.

Площади бассейнов, вероятнее всего, также в значительной степени зависят от геоморфологического строения горного сооружения. На площади аккумуляции значительное влияние оказывает распределение рыхлых отложений по территории массива. Кроме того, на площади аккумулятивных тел также будет влиять положение рассматриваемого бассейна в общей структуре эрозионной сети территории. Так, в случае, если конус выноса селевого бассейна формируется в узле слияния двух водотоков, велика вероятность его последующего полного или частичного размыва.

В холодные эпохи плейстоцена в горах Европейского сектора Российской Субарктики развивалось обширное горно-долинное оледенение, а некоторые горные массивы оказывались частично или даже полностью перекрыты покровными ледниками. Горное оледенение, вероятно, существовало в этих массивах и в начале голоцена. Имеются данные об активизации горных ледников в Хибинах 4 тыс. л. н., около 2.5–2 тыс. л. н. и с середины XV до середины XIX в. (Евзеров, Николаева, 2010). На Полярном Урале деградация горных ледников началась в позднем дриасе и завершилась в период оптимума голоцена (Сурова и др., 1974), однако установлена их активизация в Малом ледниковом периоде (Иванов, 2013). Некоторые ледники эмбрионального типа, возникшие в Малом ледниковом периоде, сохранились и в настоящее время на Полярном Урале, в меньшей степени – в Хибинах.

Можно предполагать, что во время деградации этого оледенения в рассматриваемых горных массивах развивались ледниковые сели, формирование которых связано с прорывами ледниково-подпрудных и моренных озер, оползнями в моренных комплексах либо срывом фирново-ледяных масс. По составу селевой смеси ледниковые сели чаще всего бывают водокаменными, реже – грязекаменными или водоледяными. Ледниковые сели относятся к наиболее мощным селевым потокам. В высокогорьях объем единовременных выносов обломочного материала такими селями составляет от сотен тысяч до первых миллионов км^3 (Перов, 2012). В ряде долин Хибин и Ловозерских тундр (Garankina et al., 2019) установлены селевые террасы высотой до 5–10 м и конусы выноса площадью до 4 км^2, явно контрастирующие с морфологией, характерной для водоснежных потоков; их формирование связывают в том числе с прорывом моренно-подпрудных озер и последующим формированием водокаменных потоков на этапе дегляциации Хибинских и Ловозерских тундр в начале голоцена. В этой связи массовый анализ морфометрических параметров селевых бассейнов и форм селевого рельефа может послужить одним из инструментов по тестированию гипотезы о господстве иного типа селевых потоков на этапе дегляциации гор Европейского сектора Российской Субарктики.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В пределах изучаемой территории было проведено визуальное дешифрирование следов развития селевых процессов при помощи подобранных морфологических, геологических ландшафтных критериев (Рудинская и др., 2022)[1]. Для дешифрирования использовались карты Генерального штаба масштаба 1 : 100000, 1 : 50000 и 1 : 25000 и полученные из открытых источников с помощью свободно распространяемого программного комплекса SasPlanet космические снимки со спутников GeoEye и WorldView-2 субметрового пространственного разрешения. При дешифрировании селевого рельефа Хибин использовались также схемы очагов водоснежных потоков, опубликованные предшествующими исследователями (Водоснежные ..., 2001). Результаты дешифрирования территории Хибин, Ловозерских тундр и Малого и Большого Пайпудынского хребтов (Полярный Урал) были верифицированы в ходе полевого обследования. Были составлены схемы селевых бассейнов ключевых горных сооружений Европейского сектора Российской Субарктики (рис. 1, 2). При составлении схем селевых бассейнов зоны селевой аккумуляции были разделены на две условные возрастные генерации в зависимости от их морфологического облика и ландшафтных характеристик образующих их форм рельефа – на молодые и древние.

К молодым формам были отнесены образования свежего облика, для которых характерно либо полное отсутствие растительности, либо фрагментарный травянистый или мохово-лишайниковый покров с кустарниковой порослью. К древним зонам аккумуляции были отнесены участки, занятые смешанным и хвойным лесом с хорошо сформированным дерново-травянистым покровом. В случае, если зона аккумуляции селевого бассейна располагается выше границы леса, древние зоны аккумуляции характеризуются отчетливо выраженным ложбинно-грядовым рельефом и сплошным дерново-травянистым и/или мохово-лишайниковым покровом. Древние зоны аккумуляции наложены на ледниковые, флювиогляциальные и озерноледниковые отложения, слагающие равни-

[1] СП 479.1325800.2019. Инженерные изыскания для строительства в районах развития селевых процессов. М.: Стандартинформ, 2020. Приложение В24.

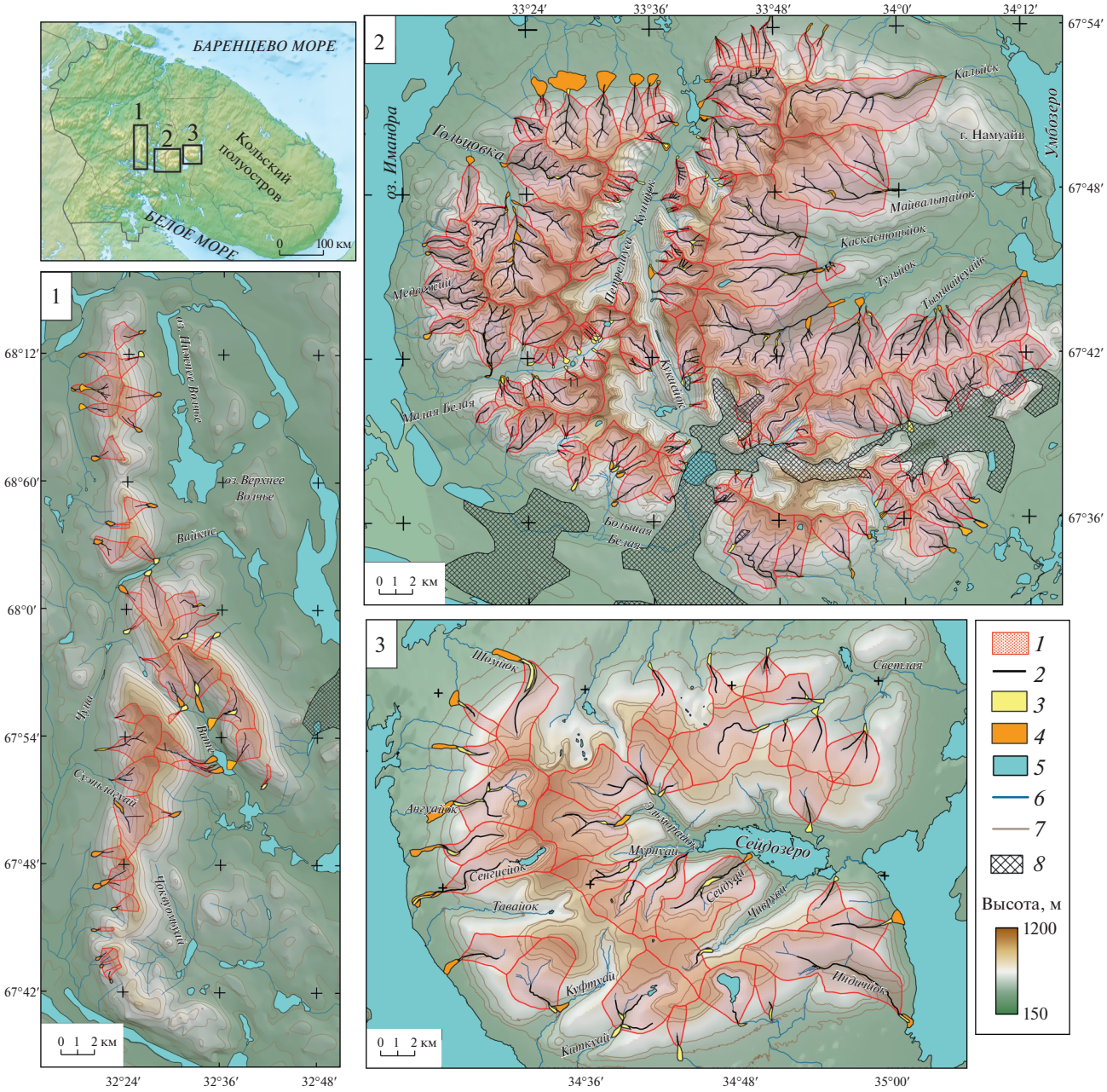

Рис. 1. Селевые бассейны гор Кольского полуострова (1 – Монче-, Чуна- и Вольчи тундры, 2 – Хибины, 3 – Ловозерские тундры).
1 – Селевые бассейны, *2* – зоны селевого транзита, *3* – молодые зоны селевой аккумуляции, *4* – древние зоны селевой аккумуляции, *5* – озера, *6* – водотоки, *7* – изогипсы, *8* – антропогенно преобразованные территории. Изогипсы проведены через 100 м.

ны, окружающие горные массивы, либо выстилающие днища горных долин. Начало их формирования, очевидно, было синхронно деградации последнего обширного оледенения, которая на Полярном Урале имела место около 70 тыс. л. н. (Svendsen et al., 2014), а в горах Кольского полуострова – в начале голоцена (Евзеров, Николаева, 2010), либо происходило уже после нее.

Расчет и анализ морфометрических характеристик бассейнов производился на основе цифровой модели рельефа (ЦМР) с пространственным разрешением 10 м/пиксель в среде свободно распространяемого программного обеспечения SAGA GIS. Для расчетов параметров селевых бассейнов всех ключевых территорий, за исключением Ловозерских тундр, использовалась модель

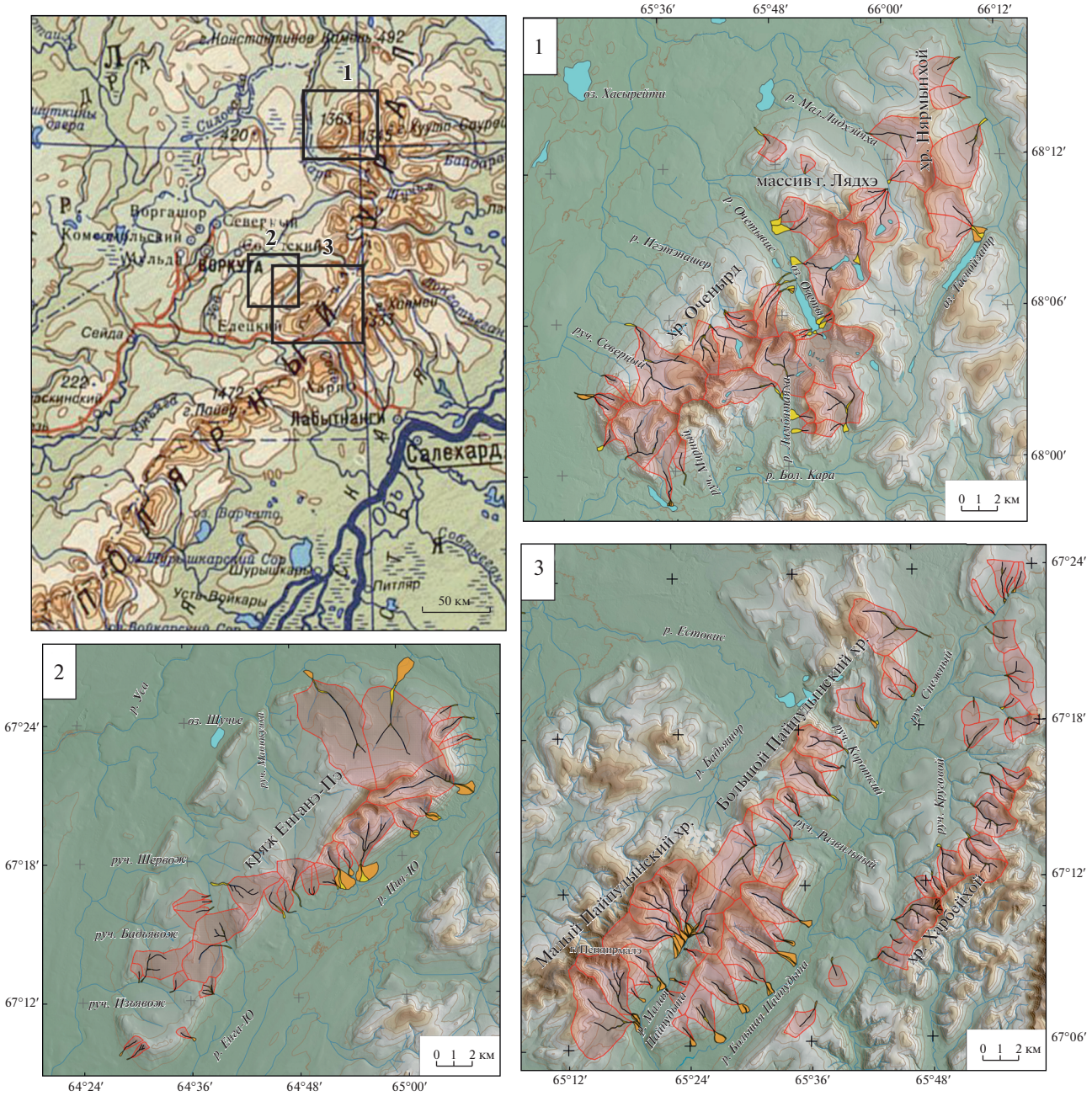

Рис. 2. Селевые бассейны ключевых участков Полярного Урала (1 – хр. Оченырд, массив г. Лядхэй, хр. Нярмынхой, 2 – кряж Енганепэ, 3 – Малый Пайпудыский, Большой Пайпудынский, Харбейский хребты). Условные обозначения см. на рис. 1.

Arctic DEM (Porter et al., 2018). Ввиду значительного количества крупных артефактов на фрагменте модели Arctic DEM на территорию Ловозерских тундр ЦМР для этого ключевого участка была получена с помощью оцифровки топографических карт масштаба 1 : 50000 и использования алгоритма “Topo to raster” в среде ArcGIS.

На первом этапе для каждого ключевого участка была подготовлена гидрологически корректная ЦМР. Для этого использовался модуль заполнения замкнутых понижений Fill Sinks (Wang and Liu, 2006). Далее, уже на основе откорректированной ЦМР было проведено автоматизированное построение границ селевых бассейнов и получены базовые морфометрические характеристики самих водосборов и селеносных русел. Для водосборов определялись максимальные, минимальные и средние абсолютные высоты, а также углы наклона поверхности. Для селеносных русел – длина русла, абсолютные высоты истока и устья,

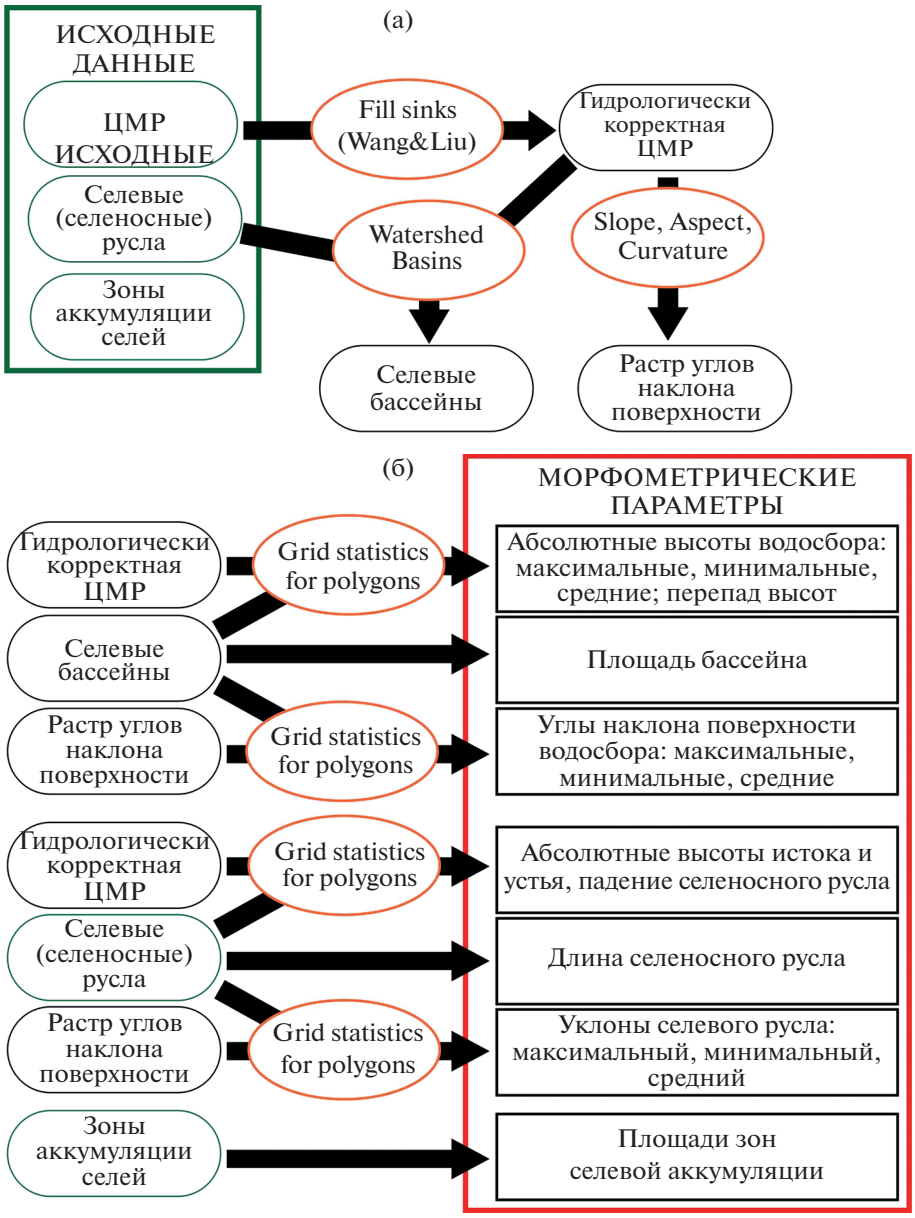

Рис. 3. Процедура предварительной подготовки данных (а) и получения морфометрических параметров (б) в среде SAGA GIS. В оранжевых овалах – использованные инструменты SAGA GIS.

падение русла, а также максимальные, минимальные и средние уклоны. Процедура получения этих морфометрических характеристики отражена на рис. 3. Также для всех селевых русел были определены их порядки по системе Штраллера–Философова (Философов, Денисов, 1963; Straler, 1957).

Для расчета наиболее типичных значений рассматриваемых морфометрических параметров в каждом горном массиве было оценено их распределение по 24 разрядам. Считается, что для построения наиболее наглядного распределения следует выбрать число разрядов, кратное шести – чтобы совокупность легко можно было поделить и пополам, и на три части (для работы с сигма-интервалами). Число разрядов при этом должно быть не слишком малым, и не слишком большим, чтобы наиболее точно охарактеризовать рассматриваемый массив данных (Викторов и др., 2016). В качестве наиболее характерного диапазона величин каждого признака был взят интервал, соответствующий 95% значений (то есть соответствующий 2-сигма интервалу при нормальном распределении). Далее полученные интервалы значений для шести ключевых участков были сопоставлены между собой для определения наиболее типичных значений морфометрических параметров селевых бас-

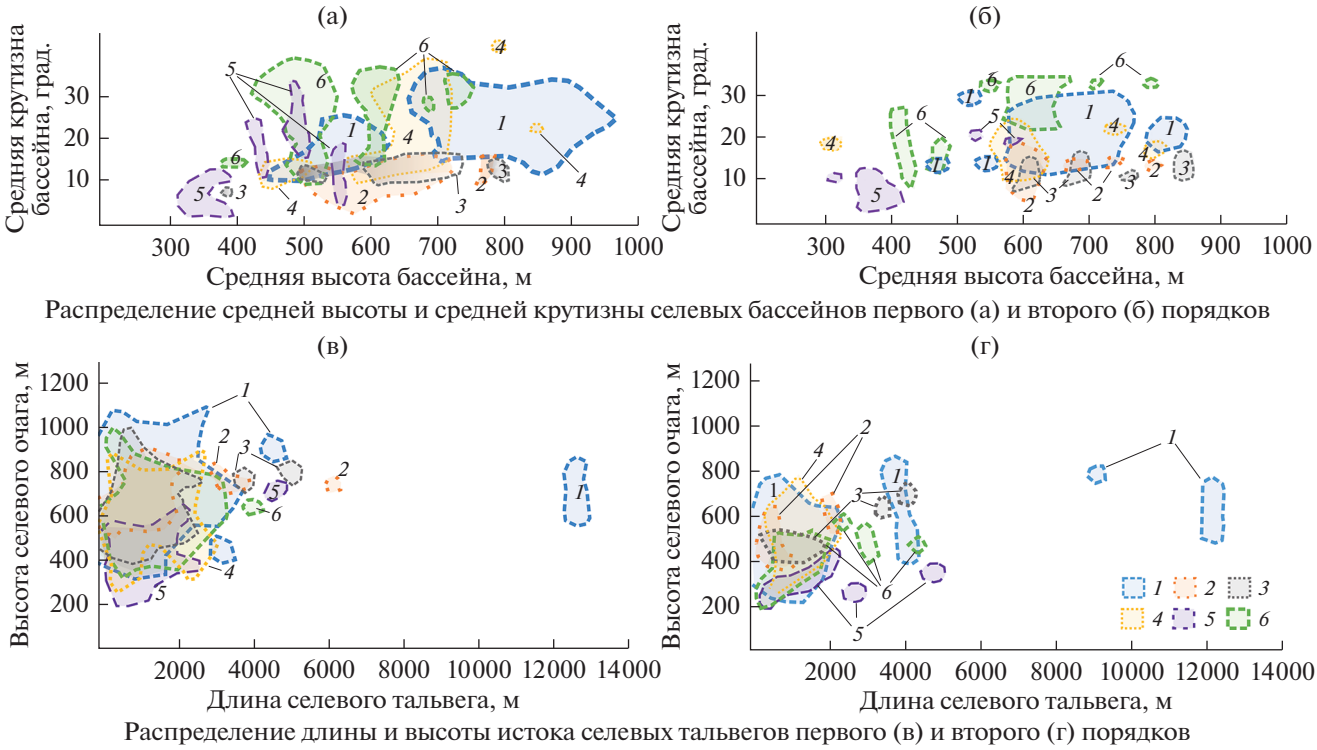

Рис. 4. Распределение морфометрических характеристик селевых бассейнов и тальвегов рассматриваемых горных массивов Европейского сектора Российской Субарктики.
1 – Хибины, *2* – Ловозерские тундры, *3* – Монче-, Чуна- и Волчьи тундры, *4* – хр. Оченырд, массив г. Лядхэ, хр. Нярмынхой, *5* – кряж Енганэпэ, *6* – Малый Пайпудынский хр., Большой Пайпудынский хр., Харбейский хр.

сейнов гор Европейского сектора Российской Субарктики.

При визуализации некоторых морфометрических параметров (рис. 4) для разделения бассейнов на группы была осуществлена иерархическая кластеризация методом одиночной связи с помощью программного комплекса STATISTICA. При визуализации распределения средней высоты и средней крутизны в бассейнах первого и второго порядков основанием для отнесения бассейнов к разным кластерам служило Евклидово расстояние, равное или больше 28; при визуализации распределения длины и высоты истока тальвегов первого и второго порядков – Евклидово расстояние, равное или больше 500.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На территории всех рассмотренных горных сооружений Европейского сектора Российской Субарктики преобладают селевые бассейны первого порядка, наименьшую долю (чуть более половины) они составляют в Хибинских тундрах, в остальных массивах их доля составляет около 70–80% (табл. 1). Доля селевых бассейнов второго порядка для всех массивов составляет около 20–30%. Максимальная доля бассейнов третьего порядка – почти 20% - характерна для Хибин, в то время как в Ловозерских тундрах и на территории кряжа Енганэпэ бассейны третьего порядка отсутствуют, а в других массивах их доля не превышает 1–2%. Максимальные площади бассейнов первого порядка наблюдаются в Ловозерских тундрах – наиболее характерные значения меняются в пределах 1.2–11.8 км^2, в то время как для остальных массивов наиболее характерные значения составляет от 0.2 до 5–7 км^2 (табл. 2). Для Хибинских тундр характерен наибольший разброс величины площадей бассейнов второго порядка; в то же время большая часть бассейнов второго порядка в Ловозерских тундрах имеет площадь более 11 км^2 (табл. 3). Площади бассейнов третьего порядка в пределах Хибин могут различаться на два порядка (табл. 4).

Наибольшие средние высоты (интервал 500–950 м) селевых бассейнов первого порядка характерны для Хибин, наименьшие – для кряжа Енганэпэ (350–550 м); для остальных массивов характерный интервал составляет 400–800 м. Средние высоты в бассейнах второго порядка в основном тяготеют к высотам от 450 до 700–800 м, за исключением кряжа Енганэпэ, где характерный интервал составляет 320–540 м. Характерная средняя высота бассейнов третьего порядка во

Таблица 1. Общая информация о селевых бассейнах ключевых горных массивов Европейского сектора Российской Субарктики

Показатель	Кольский полуостров			Полярный Урал		
	Хибины	Ловозерские тундры	Монче-, Чуна- и Волчьи тундры	Хр. Оченырд, массив г. Лядхэ, хр. Нярмынхой	кряж Енганэпэ	Мал. Пайпудынский хр., Бол. Пайпудынский хр., Харбейский хр.
Общая площадь массива, км^2	1380	650	765	598	523	640
Всего бассейнов, ед.	196	44	90	62	38	74
Бассейны без признаков селепроявлений, ед.	44	9	47	22	9	15
Селевые бассейны, ед.	152	35	43	40	30	59
в том числе:						
первого порядка	80	28	32	30	20	41
второго порядка	36	7	9	9	10	17
третьего порядка	19	0	1	1	0	1

всех изученных массивах приурочена к интервалу 500–850 м.

Среди бассейнов первого порядка наибольшей крутизной поверхности водосбора характеризуются бассейны Хибин и Малого и Большого Пайпудынского и Харбейского хребтов, а наименьшей – бассейны Ловозерских и Монче-, Чуна- и Волчьих тундр. Бассейны северной части Полярного Урала и кряжа Енганэпэ отличаются большим разбросом значений средней крутизны. Разброс значений средней крутизны бассейнов второго порядка несколько снижается во всех массивах.

Наибольший характерный диапазон высот истоков селеносных тальвегов первого порядка характерен для Хибин и ключевого участка в осевой зоне Полярного Урала – он составляет от 350–400 до 900–1000 м. Наименьшие характерные высоты наблюдаются в пределах кряжа Енганэпэ (230–540 м), в остальных массивах характерный диапазон варьируется от 300–500 до 900 м. Характерный высотный интервал расположения устьев селеносных тальвегов второго порядка во всех массивах составляет 200–700 м, за исключением кряжа Енганэпэ, где он составляет 200–400 м. Высоты устьев тальвегов второго порядка в пределах северного ключевого участка Полярного Урала характеризуются наибольшим разбросом значений (от 270 до 570 м), в Хибинах и Ловозерских тундрах они тяготеют к высотному интервалу от 400 до 500–600 м, в Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах и в районе Малого, Большого Пайпудынского и Харбейского хребта – к интервалу 200–450 м, а в пределах кряжа Енганэпэ – к интервалу 200–300 м. Селеносные тальвеги третьего порядка в Хибинах приурочены к высотному интервалу 280–560 м, в других массивах – от 200 до 460 м.

Наибольший разброс значений средней крутизны селеносных тальвегов первого порядка характерен для Хибин. Для Ловозерских, Монче, Чуна- и Волчьих тундр наиболее характерные значения находятся в схожем диапазоне (80–380 и 90–360‰). На Полярном Урале наибольший разброс наиболее характерных значений (20–520‰) наблюдается в пределах северного ключевого участка (хр. Оченырд, массив г. Лядхэ, хр. Нярмынхой). Максимальный разброс характерных значений тальвегов второго порядка также наблюдается в Хибинах. В Ловозерских, Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах наблюдаются схожие диапазоны наиболее характерных значений уклонов тальвегов второго порядка (45–180 и 45–210‰), хотя общий разброс значений в Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах существенно больше, чем в Ловозерских. Все рассматриваемые территории Полярного Урала характеризуются меньшим уклоном селеносных тальвегов второго порядка – максимальные значения уклонов не превышают 130‰. Уклон селеносных тальвегов третьего порядка в Хибинах составляет от 24 до 140‰, в других массивах от 50 до 80‰.

Во всех горных сооружениях, за исключением Хибин, длина селеносных тальвегов первого порядка не превышает 6 км. В Хибинах большая часть тальвегов имеет длину менее 5 км, однако есть несколько тальвегов длиной около 12 км (см. рис. 4).

Во всех рассматриваемых массивах длина большей части тальвегов второго порядка составляет менее 2 км. В Хибинах, Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах, на пределах кряжа Енганэпэ и

Таблица 2. Морфометрические характеристики селевых бассейнов первого порядка

Морфометрический показатель	Кольский полуостров			Полярный Урал		
	Хибины	Ловозерские тундры	Монче-, Чуна- и Волчьи тундры	Хр. Оченырд, массив г. Лядхэ, хр. Нярмынхой	кряж Енганэпэ	Мал. Пайпудынский хр., Бол. Пайпудынский хр., Харбейский хр.
	Общий диапазон значений/наиболее характерные значения **(95% значений)**					
Характеристика водосборных площадей						
Площадь бассейна, км^2	**0.03–6.4**/0.03–4.2	**1.2–22.2**/1.2–11.8	**0.2–9.9**/0.2–4.2	**0.2–10.1** / 0.2–7.2	**0.6–8.3** / 0.6–3.2	**0.2–8.2** / 0.2–4.9
Средняя высота бассейнов, м	**450–960**/490–940	**500–770**/500–730	**400–800**/500–800	**450–850**/450–800	**330–550**/350–550	**400–750**/440–750
Средняя крутизна бассейна, град.	**10–36**/13–36	**8–17**/6–16	**8–17**/10–17	**9–42**/9–40	**3–33**/3–24	**10–39**/15–36
Характеристика зон транзита селей						
Высотное положение истоков , м	**330–1040**/390–1000	**420–870**/540–870	**400–970**/470–880	**300–870**/320–820	**230–700**/230–540	**350–990**/350–910
Высотное положение устьев, м	**220–790**/260–750	**210–640**/230–640	**220–700**/220–540	**200–700**/260–640	**190–450**/190–370	**210–760**/260–730
Средний уклон тальвега, ‰	**12–840**/12–660	**40–470**/80–380	**70–370**/90–360	**20–660**/20–520	**20–690**/20–330	**70–710**/70–430
Общая длина зоны транзита, км	**0.1–12.1**/0.1–6.1	**0.3–6.0**/0.3–3.4	**0.1–5.0**/0.1–2.8	**0.4–2.9**/0.4–2.6	**0.2–4.5**/0.2–2.9	**0.3–3.9**/0.3–2.7
Характеристика зон аккумуляции селей						
Площадь молодых зон аккумуляции, км^2	**0.002–0.14**/0.00–0.09	**0.02–0.21**/0.02–0.15	**0.01–0.05**/0.01–0.04	**0.01–0.41**/0.01–0.33	**0.03–0.27**/0.03–0.14	**0.001–0.14**/0.00–0.08
Площадь древних зон аккумуляции, км^2	**0.01–0.41**/0.00–0.22	**0.00–0.61**/0.00–0.49	**0.01–0.17**/0.01–0.09	**0.06–0.44**/0.06–0.24	**0.11–1.49**/0.00–0.47	**0.04–0.84**/0.04–0.30
Дальность выноса молодых селевых отложений от подножия горных сооружений, км	**0.1–0.3**/0.0–0.4	**0.0–1.8**/0.0–0.7	**0.0–0.3**/0.0–0.2	**0.0–1.5**/0.0–1.3	**0.0–1.6**/0.0–1.3	**0.0–1.9**/0.0–1.3
Дальность выноса древних селевых отложений от подножия горных сооружений, км	**0.0–1.8**/0.0–0.8	**0.0–2.0**/0.0–1.7	**0.0–1.5**/0.0–0.4	**0.0–1.3**/0.0–1.1	**0.0–1.7**/0.0–1.2	**0.0–1.9**/0.0–1.3

Таблица 3. Морфометрические характеристики селевых бассейнов второго порядка

Морфометрический показатель	Кольский полуостров			Полярный Урал		
	Хибины	Ловозерские тундры	Монче-, Чуна- и Волчьи тундры	Хр. Оченырд, массив г. Лядхэ, хр. Нярмынхой	кряж Енганэпэ	Мал. Пайпудынский хр., Бол. Пайпудынский хр., Харбейский хр.
	Общий диапазон значений/наиболее характерные значения **(95% значений)**					
Характеристика водосборных площадей						
Площадь бассейна, км^2	**0.2–45.2**/0.2–20.80	**4.2–16.5**/11.0–16.5	**2.0–12.4**/3.7–12.4	**2.3–21.5** / 7.1–15.9	**0.7–33.9** / 0.7–14.5	**1.8–18.9** / 1.8–11.8
Средняя высота бассейнов, м	**480–850**/480–790	**590–800**/600–780	**590–840**/610–840	**300–850**/550–800	**320–580**/320–540	**430–790**/430–710
Средняя крутизна бассейна, град.	**12–30**/12–28	**5–18**/13–15	**9–16**/9–15	**11–23**/17–23	**4–20**/6–20	**10–33**/13–33
Характеристика зон транзита селей						
Высотное положение истоков , м	**230–790**/320–770	**390–650**/390–630	**360–700**/360–640	**290–790**/290–620	**210–450**/210–380	**210–580**/300–580
Высотное положение устьев, м	**120–630**/380–630	**310–560**/370–500	**230–470**/230–420	**270–630**/270–570	**190–310**/190–290	**210–450**/230–450
Средний уклон тальвега, ‰	**14–670**/14–370	**30–180**/45–180	**45–280**/45–210	**30–130**/40–130	**17–120**/17–80	**30–130**/30–100
Общая длина зоны транзита, км	**0.1–12.0**/0.1–3.3	**0.2–2.1**/0.2–2.0	**0.3–4.0**/0.3–3.5	**0.4–2.9**/0.4–1.9	**0.3–4.7**/0.3–2.7	**0.2–4.2**/0.3–3.1
Характеристика зон аккумуляции селей						
Площадь молодых зон аккумуляции, км^2	**0.002–0.53**/0.002–0.22	**0.01–0.10**/0.04–0.10	**0.025**/–	**0.07–0.57**/0.07–0.34	**0.003–0.37**/0.003–0.34	**0.01–0.08**/0.01–0.07
Площадь древних зон аккумуляции, км^2	**0.002–2.57**/0.00–2.04	**0.03–0.25**/0.03–0.13	**0.03–0.57**/0.03–0.52	**0.01–0.03**/–	**0.01–1.65**/–1.10	**0.10–0.42**/0.18–0.42
Дальность выноса молодых селевых отложений от подножия горных сооружений, км	**0.0–4.3**/0.00–1.2	**0.3**/–	–/–	**0.0–1.1**/0.0–0.9	**0.0–1.8**/0.0–1.1	**0.0–2.6**/0.0–1.8
Дальность выноса древних селевых отложений от подножия горных сооружений, км	**0.00–2.0**/0.0–1.2	**1.2**/–	**0.0–1.5**/0.0–1.0	–/–	**0.0–1.8**/0.0–1.7	**0.0–1.1**/0.0–0.8

Таблица 4. Морфометрические характеристики селевых бассейнов третьего порядка

Морфометрический показатель	Кольский полуостров			Полярный Урал		
	Хибины	Ловозерские тундры	Монче-, Чуна- и Волчьи тундры	Хр. Оченырд, массив г. Лядхэ, хр. Нярмынхой	кряж Енганэпэ	Мал. Пайпудынский хр., Бол. Пайпудынский хр., Харбейский хр.
	Общий диапазон значений/наиболее характерные значения **(95% значений)**					
Характеристика водосборных площадей						
Площадь бассейна, км^2	**0.39–30.38**/0.39–27.9	–	**6.7**/–	**20.7**/–	–	**6.7**/–
Средняя высота бассейнов, м	**480–850**/510–850	–	**620**/–	**680**/–	–	**500**/–
Средняя крутизна бассейна, град.	**11–27**/15–26	–	**13**/–	**17**/–	–	**10**/–
Характеристика зон транзита селей						
Высотное положение истоков, м	**320–560**/320–560	–	**375**/–	**460**/–	–	**370**/–
Высотное положение устьев, м	**280–440**/280–430	–	**210**/–	**300**/–	–	**340**/–
Средний уклон тальвега, ‰	**24–140**/30–110	–	**74**/–	**55**/–	–	**64**/–
Общая длина зоны транзита, км	**0.3–4.7**/0.3–4.4	–	**2.2**/–	**2.9**/–	–	**0.5**/–
Характеристика зон аккумуляции селей						
Площадь молодых зон аккумуляции, км^2	**0.01–0.10**/0.01–0.08	–	**0.00**/–	**0.00**/–	–	**0.00**/–
Площадь древних зон аккумуляции, км^2	**0.01–0.28**/0.03–0.23	–	**0.38**/–	**0.18**/–	–	**0.02**/–
Дальность выноса молодых селевых отложений от подножия горных сооружений, км	**0.0–0.6**/	–	**0**/–	**0.9**/–	–	**0.00**/–
Дальность выноса древних селевых отложений от подножия горных сооружений, км	**0.0–0.8**/–	–	**0**/–	**0**/–	–	**0.00**/–

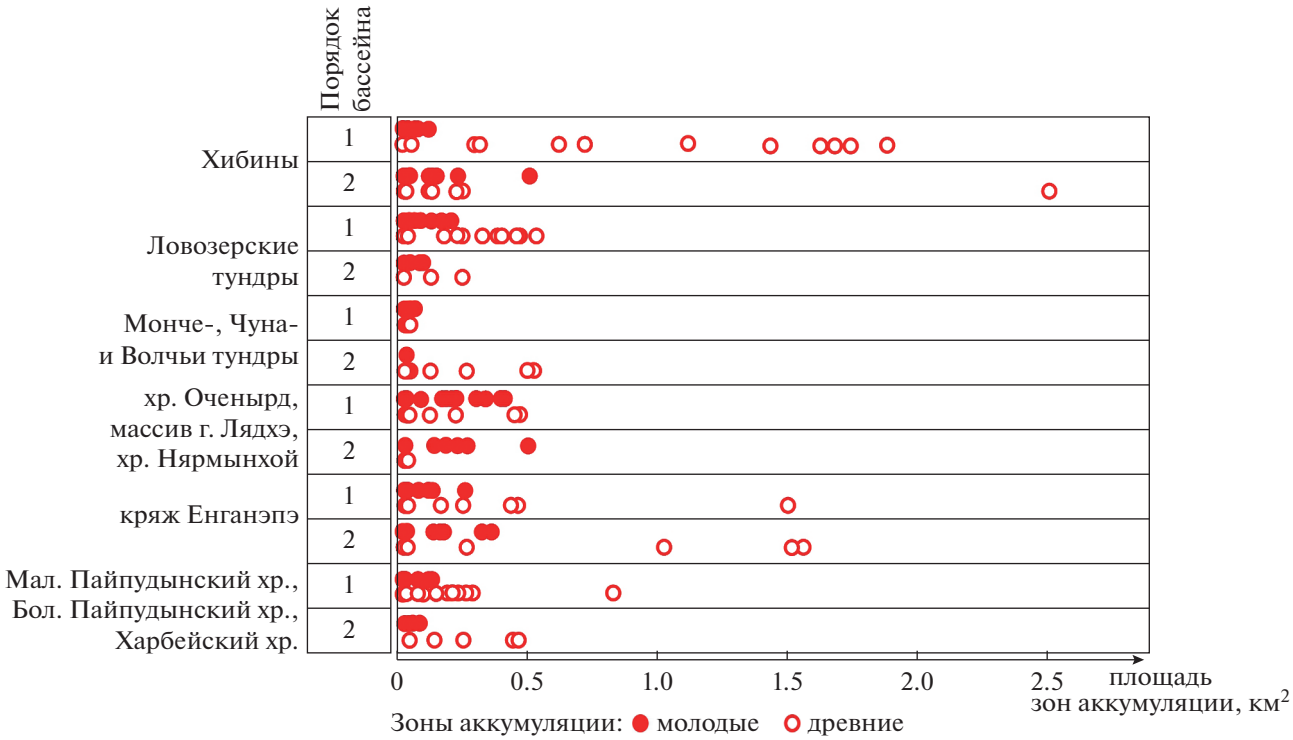

Рис. 5. Распределение площадей селевой аккумуляции в ключевых горных массивах Европейского сектора Российской Субарктики.

Большого и Малого Пайпудынского и Харбейского хребтов выделяется группа тальвегов длиной от 3 до 5 км, в Хибинах также наблюдаются тальвеги второго порядка длиной около 9 и 12 км.

Максимальные площади молодых зон аккумуляции бассейнов первого порядка (до 0.4 км^2) наблюдаются на северном ключевом участке Полярного Урала (хр. Оченырд, массив г. Лядхэ, хр. Нярмынхой), минимальные – в пределах Монче-, Чуна- и Волчьих тундр (до 0.05 км^2, рис. 5). В бассейнах второго порядка наибольшую площадь молодые зоны аккумуляции имеют в Хибинах и на северном ключевом участке Полярного Урала (до 0.5 км^2), наименьшую – в Ловозерских тундрах и в пределах Малого и Большого Пайпудынского и Харбейского хребтов (менее 0.1 км^2). У бассейнов третьего порядка молодые зоны аккумуляции наблюдаются лишь в Хибинах, их площади невелики – до 0.1 км^2.

Максимальные площади древней селевой аккумуляции в бассейнах первого порядка (до 1.5–1.8 км^2) наблюдаются в пределах кряжа Енганэпэ и в Хибинах, в других массивах самые крупные древние зоны аккумуляции в бассейнах первого порядка имеют в 2–3 раза меньшую площадь (см. рис. 5). Среди бассейнов второго порядка наибольшими площадями древних аккумулятивных тел характеризуются бассейны Хибин (до 2.6 км^2) и кряжа Енганэпэ (до 1.6 км^2). В других горных сооружениях площади древних аккумулятивных образований в бассейнах второго порядка не превышают 0.6 км^2, а на северном ключевом участке Полярного Урала они и вовсе составляют не более 0.03 км^2. В бассейнах третьего порядка площадь древних аккумулятивных тел не превышает 0.4 км^2.

В целом в бассейнах первого порядка практически для всех рассматриваемых массивов наблюдается сопоставимая дальность выноса молодых и древних селевых отложений за пределы горных сооружений – она составляет до 1.5–1.9 км. Однако в Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах современные селевые отложения вынесены за пределы массива не более чем на 0.3 км, а древние – не более чем на 1.5 км. Для бассейнов второго порядка максимальная дальность выноса молодых селевых отложений составляет около 4.3 км, древних – 2.2 км (Хибины), в то время как в других массивах дальность выноса молодых селевых отложений не превышает 2.6 км, древних – 1.5 км. Дальность выноса молодых селевых отложений за пределы массивов в бассейнах третьего порядка не превышает 0.9 км, древних – 0.8 км (наблюдается только в Хибинах).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Распределение площадей селевых бассейнов в значительной степени отражает степень эрозионного расчленения территории. В то же время развитие селевого процесса может само по себе приводить к увеличению расчленения территории – в случае, если селевой поток, начавший развиваться в пределах склонового селевого бассейна, со временем вырабатывает морфологически выраженный селевой врез (как правило, такая ситуация характерна для сравнительно небольших по площади селевых бассейнов, расположенных на склонах горных массивов либо на бортах крупных долин, в то время как сравнительно большие селевые бассейны обычно включают в себя выработанные ранее эрозионные либо ледниковые формы рельефа). В частности, в Хибинах как в наиболее расчлененном массиве наблюдается максимальное количество селевых бассейнов, при этом именно для Хибин характерны минимальные площади бассейнов первого порядка. В сравнительно слабо расчлененных Ловозерских тундрах площади крупнейших бассейнов первого порядка превышают площади некоторых бассейнов второго порядка.

Наибольшая средняя крутизна поверхности характерна для селевых бассейнов первого порядка в Хибинах и на Полярном Урале. По-видимому, это связано с тем, что значительная часть селевых бассейнов первого порядка в этих массивах приурочена к стенкам ледниковых каров, цирков и бортам троговых долин.

Установлено, что истоки селеносных тальвегов первого порядка приурочены к достаточно большому высотному диапазону – от 300–400 до 1000 м. Вероятнее всего, очаги, относящиеся к верхнему ярусу рельефа, представлены, главным образом, водосборными воронками в прибровочных частях склонов, а очаги со сравнительно низкими высотными отметками – перегибами продольного профиля водотоков, прорезающих днища каров, цирков и трогов. Такое распределение типов очагов может быть связано с высотной дифференциацией механизмов селеформирования: вероятнее всего, на более высоком гипсометрическом уровне преимущественно развиваются гравитационные водоснежные потоки, а на более низком – гидронапорные водоснежные потоки, возникающие при прорыве перегораживающих русло снежных плотин.

Высотный диапазон устьев селеносных тальвегов тоже достаточно широк, поскольку разгрузка селевых потоков и формирование конусов выноса может происходить как на высоких ярусах рельефа (например, у бассейнов, расположенных на склонах троговых долин и образующих конусы выноса в тыловых швах и на поверхности днищ последних), так и на сравнительно низких отметках – у бассейнов, аккумулирующих материал на предгорных равнинах.

Установлено, что в большинстве случаев длина селеносных тальвегов не превышает 6 км, причем для четырех из шести исследованных горных массивов характерная длина селевых тальвегов первого порядка не превышает 3 км. Таким образом, можно говорить о том, что наиболее часто транзит селевого материала осуществляется по тальвегам длиной до первых километров, поскольку для более дальнего выноса материала существующих уклонов обычно недостаточно. Более длинные селевые тальвеги, вероятно, характерны для бассейнов с развитыми гидронапорными механизмами возникновения водоснежных потоков. Кроме того, в пределах селевого бассейна по мере движения вниз по течению возможна трансформация водоснежного потока в водокаменный при условии достаточного количества рыхлого материала (например, если бассейн включает в себя формы ледникового рельефа – кары, цирки и троги, днища которых выстланы ледниковыми и водноледниковыми отложениями, либо если присутствуют селевые притоки, поставляющие рыхлый материал в главное русло).

Существенный разброс значений средних уклонов селеносных тальвегов также свидетельствует в пользу предположения о разных механизмах формирования потоков – гравитационном, при котором движение снега, составляющего большую часть селевой смеси, происходит под воздействием силы тяжести, и гидронапорном, при котором поток формируется вследствие прорыва водотоком снежной плотины в русле – в этом случае селевой перенос материала возможен и при сравнительно небольших уклонах (Водоснежные ..., 2001). Кроме того, продолжение транспортировки селевого материала по руслу при сравнительно низких средних уклонах возможно при формировании внутридолинных зон аккумуляции на наиболее выположенных участках и последующем новом насыщении потока обломками (в случае наличия необходимого рыхлого материала).

Сравнительно большие площади молодой аккумуляции в Хибинских и Ловозерских тундрах на Кольском полуострове и в пределах хр. Оченырд, массива г. Лядхэ, хр. Нярмынхой и кряжа Енганэпэ на Полярном Урале указывают на большую активность современных процессов селеобразования в этих массивах по сравнению с Монче-, Чуна- и Волчьими тундрами и Малым Пайпудынским, Большим Пайпудынским и Харбейским хребтом. В то же время площадь древних зон селевой аккумуляции во всех массивах превышает площадь молодых зон аккумуляции в 3–5 раз, а в Монче, Чуна- и Волчьих тундрах – более чем в 20 раз. При этом дальность выноса молодых и древних селевых отложений за пределы горных

сооружений в целом сопоставима, что, по-видимому, обусловлено локализацией молодых аккумулятивных тел в притальвежных зонах водотоков.

При анализе площади древних зон аккумуляции необходимо учитывать, что в их пределах зачастую достаточно сложно выделить отчетливые генерации, сформированные во время одного селевого события. Таким образом, площадь древних зон селевой аккумуляции позволяет судить о совокупности относительно близко по времени расположенных событиях сходной мощности. Учитывая это допущение, можно заключить, что соотношение размеров молодых и древних аккумулятивных тел и их взаимное расположение указывает на направленное снижение мощности селевых потоков рассматриваемых горных сооружений с начала формирования селевого рельефа на этапе деградации последнего обширного горного оледенения до настоящего времени. Кроме того, подобное соотношение площадей молодой и древней селевой аккумуляции свидетельствует в пользу предположения о развитии преимущественно ледниковых селей на этапе дегляциации, представленных, судя по вещественному составу наиболее древних селевых отложений, главным образом водокаменными потоками. Тем не менее, необходимо помнить о следах мощных сравнительно недавних селевых событий – например, о формировании не ранее начала прошлого века зоны аккумуляции площадью 0.07 км^2 в бассейне Малой Белой в Хибинах (Гаранкина, Лукашов, 2018) или о единовременном выносе водоснежным потоком смеси снега и обломков объемом 500 тыс. м^3 в бассейне р. Б. Пайпудына в 1973 г. (Познанин, 1975). Таким образом, общая тенденция к снижению мощности селевых потоков с эпохи дегляциации до настоящего времени может быть нарушена отдельными селевыми событиями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как правило, в горах Европейского сектора Российской Субарктики селевые потоки формируются в водосборных бассейнах первого–второго порядков. Характерная площадь бассейнов первого порядка составляет от 0.6 до 3.2 км^2, второго порядка – от 10 до 12 км^2. Уклон селевых тальвегов первого порядка, как правило, составляет от 90 до 330‰, второго порядка – от 45 до 100‰. Наиболее часто селевые потоки формируются в интервале высот от 400 до 800 м (исключение составляет кряж Енганэпэ, селевые бассейны которого фактически расположены вне указанного высотного интервала). В бассейнах первого порядка характерные площади молодой селевой аккумуляции составляют до 0.08–0.15 км^2, древней селевой аккумуляции – до 0.2–0.4 км^2; в бассейнах второго порядка характерные площади молодой селевой аккумуляции составляют до 0.1–0.3 км^2, древней – до 0.2–1.0 км^2. Дальность выноса молодых и древних селевых отложений за пределы горных сооружений сопоставима и обычно составляет до 0.8–1.3 км.

Характерная черта рассмотренных горных массивов Европейского сектора Российской Субарктики – единичные селевые бассейны третьего порядка или их отсутствие (исключение составляют Хибины). Это связано, с одной стороны, с самой высокой степенью эрозионного расчленения Хибин по сравнению с другими массивами, и, с другой стороны, с характерным для Хибин малыми селевыми бассейнами, которые самостоятельно увеличивают степень расчленения территории. Для всех массивов характерны тальвеги первого порядка длиной в первые километры с предположительно гравитационным типом движения. Бассейны первого порядка с гидронапорными водоснежными потоками либо склонные к трансформации водоснежных потоков в водокаменные встречаются достаточно редко (примерно в 5% случаев). Площади бассейнов зачастую связаны с их геоморфологическим строением – как правило, наиболее крупные по площади – это бассейны, включающие в себя кары, цирки и троговые долины. Максимальные по площади молодые зоны аккумуляции, по-видимому, характерны для горных массивов с более широким распространением отложений горных ледников, выстилающих днища долин.

Судя по соотношению площади и взаимного расположения молодых и древних зон селевой аккумуляции и отложениям, слагающим последние, можно предполагать, что на этапе дегляциации в связи с большей водо- и материалообеспеченностью в пределах рассматриваемых горных массивов преобладали ледниковые сели, представленные водокаменными потоками. В подавляющем большинстве бассейнов формы древнего селевого рельефа не уничтожены полностью последующими селевыми событиями и не перекрыты целиком более молодыми селевыми отложениями, что свидетельствует о направленной тенденции к снижению мощности селевых потоков в послеледниковье в рассмотренных горных массивах Европейского сектора Российской Субарктики.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ по проекту № 17-05-00630 “Пространственно-временные аспекты взаимодействия селевых и флювиальных процессов в долинах низкогорных массивов Кольского полуострова” и ГЗ АААА-А16-121040100323-5 “Эволюция природной среды в кайнозое, динамика рельефа, геоморфологические опасности и риски природопользования”.

FUNDING

The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research under project no. 17-05-00630 "Spatial and temporal characteristics of interaction of debris flows and fluvial processes in river valleys of the Kola Peninsula low mountains" and State Assignment АААА-А16-121040100323-5 "Evolution of the natural environment in the Cenozoic, relief dynamics, geomorphological hazards and risks of nature management."

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность за постоянное внимание к работе и рекомендации по ее улучшению сотрудникам кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ В.А. Ульянову и Е.В. Гаранкиной.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors express their deep gratitude for constant attention to work and recommendations for its improvement to employees of the Department of Geomorphology and Paleogeography, Faculty of Geography of Moscow State University V.A. Ulyanov and E.V. Garankina.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Викторов А.С., Капралова В.Н., Орлов Т.В., Трапезникова О.Н., Архипова М.В., Березин П.В., Зверев А.В., Панченко Е.Н. Математическая морфология ландшафтов криолитозоны. М.: РУДН, 2016. 232 с.

Водоснежные потоки Хибин / ред. В.Ф. Перов, А.Н. Божинский, А.О. Евтеев и др. М.: Географический факультет МГУ, 2001. 167 с.

Гаранкина Е.В., Лукашов А.А. Вероятная роль сейсмических событий в провоцировании селевых явлений в Хибинах (Кольский полуостров, Россия) // Геориск. 2018. Т. 12. № 4. С. 48–57.

Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Первый опыт реконструкции поверхности ледникового покрова в различные стадии оледенения (на примере района Хибинских и Ловозерских тундр на Кольском полуострове) // Вестн. ВГУ. Сер. Геология. 2010. № 1. С. 54–59.

Иванов М.Н. Эволюция оледенения Полярного Урала в позднем голоцене. М.: Географический факультет МГУ, 2013. 200 с.

Оледенение Урала / гл. ред. Г.А. Авсюк, А.О. Кеммерих. М.: Наука, 1966. 538 с.

Перов В.Ф. Селеведение: Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 274 с.

Познанин В.Л. Сели северной части Полярного Урала // Изучение и охрана гидросферы. М., 1975. С. 10–11.

Рудинская А.И., Беляев Ю.Р., Гуринов А.Л., Беляев В.Р, Гаранкина Е.В. Геоморфологические позиции селевых бассейнов Ловозерских тундр // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: География. 2022. № 2 (в печати).

Сурова Т.Г., Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К. Развитие оледенения Полярного Урала в позднем плейстоцене и голоцене (в связи с изучением отложений ледниково-подпрудных озер) // МГИ. Хрон., обс. М.: ВИНИТИ, 1974. Вып. 23. С. 61–68.

Спиридонов А.И. Страна Фенноскандия // Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М.: Высшая школа, 1980. С. 19–26.

Философов В.П., Денисов С.В. О порядке речных долин и их связи с тектоникой // Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1963. С. 487–509.

Флейшман С.М. Сели. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 312 с.

Breien H., De Blasio F.B., Elverhoi A., Hoeg K. Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Norway // Landslides. 2008. № 5. P. 271–280. https://doi.org/10.1007/s10346-008-0118-3

Chen C.-Y., Yu F.-C. Morphometric analysis of debris flows and their source areas using GIS // Geomorphology. 2011. № 129. P. 387–397. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.03.002

Garankina E., Belyaev V., Belyaev Y., Gurinov A., Ivanov M., Kuzmenkova N., Romanenko F., Rudinskaya A., Tulyakov E. Integration of landforms, deposits and paleosols analysis for reconstructing Holocene debris flow activity in the low mountains of Kola Peninsula // Clim. Change Impacts on Sediment Dynamics: Measurement, Model. and Manag. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences (SPEES). Springer Cham, 2019. № 381. P. 47–51. https://doi.org/10.1007/978-3-030-03646-1_9

Giannecchini R., Naldini D., D'Amato Avanzi G., Puccinelli A. Modelling of the initiation of rainfall induced debris flows in the Cardoso basin (Apuan Alps, Italy) // Quat. Int. 2007. № 171. P. 108–117. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.01.011

Forman R., Gordon M. Landscape Ecology. Cambridge, 1986. 336 p.

Ilinca V. Characteristics of debris flow from the lower part of the Lotru River Basin (South Carpatians, Romania) // Landslides. 2014. № 11. P. 505–512. https://doi.org/10.1007/s10346-013-0412-6

Lang S., Blaschke T. Landschaftsanalysemit GIS. Stuttgart, 2007. 389 p.

Perov V., Chernomorets S., Budarina O., Savernyuk E., Leontieva T. Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events // Nat. Hazards. 2017. № 88. P. 199–235. https://doi.org/10.1007/s11069-017-2841-3

Porter C., Morin P., Howa I., Noh M.J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesen M. ArticDEM. Harvard Dataverse. Vol. 1. 2018. https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH

Rybchenko A., Kadetova A., Kozireva E. Relation between basin morphometric features and dynamic characteristics of debris flows – a case study in Siberia, Russia //

J. of Mountain Sci. 2018. № 15. P. 618–630. https://doi.org/10.1007/s11629-017-4547-0

Strahler A. Quantitative analysis of watershed geomorphology // Eos Trans. AGU. 1957. № 38 (6). P. 913–920.

Svendsen J., Krüger L., Mangerud J., Astakhov V., Paus A., Nazarov D., Murray A. Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in Northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5–2 // Quat. Sci. Rev. 2014. Vol. 92. P. 409–428. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.10.008

Tang Ch., Zhu J., Chang M., Ding J., Xin Qi. An empirical-statistic model for predicting debris flow runout zones in the Wenchuan earthquake area // Quat. Int. 2012. № 250. P. 63–73. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.11.020

Wang L., Liu H. An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling // Int. J. Geogr. Inform. Sci. 2006. Vol. 20. № 2. P. 193–213. https://doi.org/10.1080/13658810500433453

Welsh A., Davis T. Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards // Landslides. 2011. № 8. P. 183–194. https://doi.org/10.1007/s10346-010-0238-4

Wilford D., Sakal M., Innes J., Sidle R., Bergerud W. Recognition of debris flow, debris-flood and flood hazard through watershed morphometrics // Landslides. 2004. № 1. P. 61–66. https://doi.org/10.1007/s10346-003-0002-0

Xu W., Yu W., Jing Sh., Zhang G., Huang J. Debris flows susceptibility assesement by GIS and information value model in a large-scale region, Sychuan Province (China) // Nat. Hazards. 2013. № 65. P. 1379–1392. https://doi.org/10.1007/s11069-012-0414-z

Morphometric Features of Debris Flow Basins of the Mountains of the Russian Subarctic's European Sector

A. I. Rudinskaya[1], * and Yu. R. Belyaev[2], **

[1]*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

[2]*Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

**e-mail: rudinskaya94@gmail.com*

***e-mail: yrbel@mail.ru*

We calculated the morphometric features of the debris flow basins of the key mountain massifs of the Russian Subarctic's European sector (the Monchetundra, the Chunatundra, the Volchyi Tundry, the Khibiny, the Lovozerskiye Tundry on the Kola Peninsula and the Ochenyrd Ridge, the Lyadkhe mountain massif, the Nyarmynkhoi Ridge, the Enganepe Ridge, the Malyi Paypudinskii Ridge, the Bolshoi Paypudinskii Ridge and the Kharbeyskii Ridge on the Polar Ural) by means of GIS. We obtained a data on (a) the different order basins watershed area, height, and mean surface slope, (b) talwegs' length, altitude position and slope, (c) young and ancient accumulation zones area and range of removal of debris flow deposits beyond the limits of mountain massifs. Comparison of basins of different orders in key areas allowed to identify the most typical conditions for debris flow formation in the mountains of the European sector of the Russian Subarctic. Debris flow form in watersheds of the first order (according to Straller–Filosofov) with an area of 0.6 to 3.2 km^2 and of the second order with an area of 10 to 12 km^2. The most typical slope values of mudflow thalwegs of the first order are from 90 to 330‰, of the second order from 45 to 100‰. The most typical altitude level of debris flow formation is from 400 to 800 m. In the basins of the first order, the areas of young debris flow accumulation as a rule, are up to 0.08–0.15 km^2, the areas of ancient debris flow accumulation are up to 0.2–0.4 km^2. In the basins of the second order, the areas of young debris flow accumulation are up to 0.1–0.3 km^2; of ancient—up to 0.2–1.0 km^2. The range of removal of both young and ancient debris flow deposits beyond the boundaries of mountain massifs is up to 0.8–1.3 km.

Keywords: morphometric analysis, debris flow basins, slushflows, mountains of Kola Peninsula, Polar Ural

REFERENCES

Breien H., De Blasio F.B., Elverhoi A., Hoeg K. Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Norway. *Landslides,* 2008, no. 5, pp. 271–280. https://doi.org/10.1007/s10346-008-0118-3

Chen C.-Y., Yu F.-C. Morphometric analysis of debris flows and their source areas using GIS. *Geomorphology*, 2011, vol. 129, pp. 387–397. https://doi.org/10.1016/ j.geomorph.2011.03.002

Evzerov V.Ya., Nikolaeva S.B. The first experience in reconstructing the surface of glaciers at various stages of glaciation (on the example of the region of the Khibiny and Lovozero tundras on the Kola Peninsula). *Vestn. Voronezh. Gos. Univ.*, *Ser. Geol.*, 2010, no. 1, pp. 54–59. (In Russ).

Filosofov V.P., Denisov S.V. On the order of river valleys and their connection with tectonic. In *Morfometricheskii metod pri geologicheskikh issledovaniyakh* [Morphometric Method in Geological Research]. Saratov: Saratov Univ. Publ., 1963, pp. 487–509. (In Russ.).

Fleishman S.M. *Seli* [Debris flows]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1978. 312 p.

Forman R., Gordon M. *Landscape Ecology*. Cambridge, 1986. 336 p.

Garankina E., Belyaev V., Belyaev Y., Gurinov A., Ivanov M., Kuzmenkova N., Romanenko F., Rudinskaya A., Tulyakov E. Integration of landforms, deposits and paleosols analysis for reconstructing Holocene debris flow activity in the low mountains of Kola Peninsula. In *Climate Change Impacts on Sediment Dynamics: Measurement, Modelling and Management.* Chalov S., Golosov V., Li R., Tsyplenkov A., Eds. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences (SPEES). Cham: Springer, 2019, pp. 47–51. https://doi.org/10.1007/978-3-030-03646-1_9

Garankina E.V., Lukashov A.A. The probable role of seismic events as mudflow trigger in the Khibiny (Kola Peninsula, Russia). *Georisk,* 2018, vol. 12, no. 4, pp. 48–57. (In Russ.).

Giannecchini R., Naldini D., D'Amato Avanzi G., Puccinelli A. Modelling of the initiation of rainfall induced debris flows in the Cardoso basin (Apuan Alps, Italy). *Quat. Int.*, 2007, vol. 171, pp. 108–117. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.01.011

Ilinca V. Characteristics of debris flow from the lower part of the Lotru River Basin (South Carpatians, Romania). *Landslides,* 2014, no. 11, pp. 505–512. https://doi.org/10.1007/s10346-013-0412-6

Ivanov M.N. *Evolutsiya oledeneniya Polarnogo Urala v pozdnem golotsene* [Evolution of Glaciation in the Polar Ural in the Late Holocene]. Moscow: Mosk. Gos. Univ., Fakul'tet Geogr. Publ., 2013. 200 p.

Lang S., Blaschke T. *Landschaftsanalysemit GIS.* Stuttgart, 2007. 389 p.

Oledenenie Urala [The Urals Glaciation]. Avsyuk G.A., Kemmerikh A.O., Eds. Moscow: Nauka Publ., 1966. 538 p.

Perov V.F. *Selevedenie*. *Uchebnoe posobie* [Debris Flow. Tutorial]. Moscow: Mosk. Gos. Univ. Publ., 2012. 274 p.

Perov V., Chernomorets S., Budarina O., Savernyuk E., Leontieva T. Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events. *Nat. Hazards*, 2017, no. 88, pp. 199–235. https://doi.org/10.1007/s11069-017-2841-3

Porter C., Morin P., Howa I., Noh M.J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesen M. *ArcticDEM.* Harvard Dataverse, V1, 2018. https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH

Poznanin V.L. Debris flows of the northern part of the Polarny Ural. In *Izuchenie i okhrana gidrosfery* [Study and Protection of the Hydrosphere]. Moscow: Nauka Publ., 1975, pp. 10–11. (In Russ.).

Rudinskaya A.I., Belyaev Yu.R., Gurinov A.L., Belyaev V.R., Garankina E.V. Geomorphological positions of debris flow basins in the Lovozerskiye Tundry. *Vestn. Mosk. Univ., Ser. 5: Geogr.*, 2022, no. 2. (In Russ.).

Rybchenko A., Kadetova A. Kozireva E. Relation between basin morphometric features and dynamic characteristics of debris flows – a case study in Siberia, Russia. *J. Mt. Sci.*, 2018, no. 15, pp. 618–630. https://doi.org/10.1007/s11629-017-4547-0

SP 479.1325800.2019 (Code of Rules). Engineering Surveys for Construction in Areas of Debris Flow Development. Moscow: Standartinform, 2020. (In Russ.).

Spiridonov A.I. Fennoscandia region. In *Geomorfologicheskoe raionirovanie SSSR i prilegayushchikh morei* [Geomorphological Zoning of the USSR and Adjacent Seas]. Moscow: Vysshaya Shkola Publ., 1980, pp. 19–26. (In Russ.).

Strahler A. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos Trans, AGU*, 1957, vol. 38, no. 6, pp. 913–920.

Surova T.G., Troitskii L.S., Punning Ya-M.K. Development of the Polar Urals glaciation in the late Pleistocene and Holocene (in connection with the study of ice-dammed lakes sediments). In *MGI. Khron., obs.* Moscow: VINITI, 1974, vol. 23, pp. 61–68. (In Russ).

Svendsen J., Krüger L., Mangerud J., Astakhov V., Paus A., Nazarov D., Murray A. Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in Northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5-2. *Quat. Sci. Rev.*, 2014, vol. 92, pp. 409–428. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.10.008

Tang Ch., Zhu J., Chang M., Ding J., Xin Qi. An empirical-statistic model for predicting debris flow runout zones in the Wenchuan earthquake area. *Quat. Int.*, 2012, no. 250, pp. 63–73. https://doi.org/10.1016/j.quaint. 2010.11.020

Viktorov A.S., Kapralova V.N., Orlov T.V., Trapeznikova O.N., Arkhipova M.V., Berezin P.V., Zverev A.V., Panchenko E.N. *Matematicheskaya morfologiya landshavtov kriolitozony* [Mathematical Morphology of Permafrost Landscapes]. Moscow: RUDN, 2016. 232 p.

Vodosnezhnye potoki Khibin [Slushflows of the Khibiny]. Perov V.F. Bozhinskii A.N., Myagkov S.M. et al., Eds. Moscow: Geogr. Fak. Mosk. Gos. Univ., 2001. 167 p.

Wang, L., Liu H. An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling. *Int. J. Geogr. Inf. Sci.*, 2006, vol. 20, no. 2, pp. 193–213. https://doi.org/10.1080/13658810500433453

Welsh A., Davis T. Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards. *Landslides*, 2011, no. 8, pp. 183–194. https://doi.org/10.1007/s10346-010-0238-4

Wilford D., Sakal M., Innes J., Sidle R., Bergerud W. Recognition of debris flow, debris-flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides*, 2004, no. 1, pp. 61–66. https://doi.org/10.1007/s10346-003-0002-0

Xu W., Yu W., Jing Sh., Zhang G., Huang J. Debris flows susceptibility assessment by GIS and information value model in a large-scale region, Sychuan Province (China). *Nat. Hazards,* 2013, no. 65, pp. 1379–1392. https://doi.org/10.1007/s11069-012-0414-z