

УДК 551.435.174(234.851)

СЕЛЕВОЙ РЕЛЬЕФ В БАСЕЙНЕ МАЛОЙ ПАЙПУДЫНЫ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)[#]

© 2023 г. А. И. Рудинская^{1,*}, Ю. Р. Беляев²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

*E-mail: rudinskaya94@gmail.com

Поступила в редакцию 21.12.2022 г.

После доработки 17.02.2023 г.

Принята к публикации 14.03.2023 г.

Проведены исследования селевого рельефа Полярного Урала в долине Малой Пайпудыны. По результатам анализа данных дистанционного зондирования и полевых съемочных работ установлено, что на рассматриваемой территории расположено 14 селевых бассейнов. Обнаружены следы схода пяти водоснежных потоков весны 2021 г. Выделены характерные формы рельефа для разных морфодинамических зон селевых бассейнов. Зоны зарождения преимущественно расположены на склонах Большого и Малого Пайпудынских хребтов и представлены водосборными воронками. В зонах транзита V-образные донные врезь чередуются с участками с ящико- и корытообразным образным поперечным профилем. В пределах конусов выноса отчетливо выделяются две генерации селевых образований. Молодые зоны аккумуляции локализованы в прирусловых участках и представлены галечно-валунными грядами высотой до 0.5 м либо полностью лишенными растительности, либо с фрагментарным травянистым покровом. Древние зоны аккумуляции представляют собой треугольные и выпуклые в поперечном профиле образования, состоящие из системы гряд и ложбин, освоенных кустарничковой растительностью. Площадь молодых зон не превышает 0.06 км², в то время как площадь древних может достигать 0.4 км². Селевые конусы наложены на днище троговой долины Малой Пайпудыны, представляющее собой преимущественно область ледниковой аккумуляции. Вероятно, формирование этих конусов выноса началось после деградации последнего оледенения. Для селевых бассейнов рассчитаны морфометрические параметры.

Ключевые слова: селевые потоки, водоснежные потоки, селевой рельеф, Полярный Урал

DOI: 10.31857/S2949178923030088, **EDN:** WDKBWN

ВВЕДЕНИЕ

Согласно зонированию селеопасных территорий Российской Федерации, преобладающий тип селевых явлений на Полярном Урале — водоснежные потоки, характерные для Субарктики в целом (Petrov et al., 2017). Они формируются при таянии снега во время весенних оттепелей либо ливневых осадков, селевая масса представлена смесью снега с водой и обломочным материалом (последний составляет до 5–10% объема). После таяния снега в области аккумуляции формируется плащеобразное (мощностью до 0.5 м) крупночешуйчатое скопление обломочного материала разной размерности. Тем не менее имеются свидетельства о преобладании селевых процессов иного генетического типа на этапе дегляциации в

других районах Субарктики — в частности, в горах Кольского п-ова (Garankina et al., 2019). В связи с этим можно предполагать, что во время деградации горного оледенения на Полярном Урале также могли развиваться ледниковые сели, связанные с оползнеобразованием в моренных комплексах либо срывом фирново-ледяных масс, а также сели, обусловленные сбросом воды из моренно-подпрудных или приледниковых озер при прорывах их плотин или выплесками воды при ударах крупных лавин в акватории озер. Состав селевой смеси чаще всего позволяет отнести ледниковые сели к водокаменным потокам, реже — к грязекаменным или водоледачным. Ледниковые сели способны к единовременному выносу материала объемом от сотен тысяч до первых миллионов км³ (Перов, 2012), что позволяет отнести этот генетический тип селевых потоков к наиболее мощным.

В соответствии с современными представлениями, последнее обширное покровное оледене-

[#] Ссылка для цитирования: Рудинская А.И., Беляев Ю.Р. (2023). Селевой рельеф в бассейне Малой Пайпудыны (Полярный Урал) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 3. С. 14–25. <https://doi.org/10.31857/S2949178923030088>; <https://elibrary.ru/WDKBWN>

ние Полярного Урала относится к четвертой морской изотопной стадии – МИС 4 (Svendsen et al., 2014). Центром оледенения служил Карский шельф, ледниковые потоки обтекали Полярный Урал, продвигаясь с севера на юг. Таким образом, долины западного склона Полярного Урала подвергались одновременному воздействию покровного ледника,двигающегося в южном направлении вдоль западного макросклона Полярного Урала, и каровых ледников, развивавшихся в это же время в самих горных долинах. Долины внутренней части Полярного Урала, открывающиеся, в частности, к трансуральской депрессии долины Соби, находились в несколько иных палеогляциологических условиях. В их пределах развивалось горно-долинное оледенение, и по мере его деградации нижние части долин становились ареной развития иных геоморфологических процессов, в частности, селевых. В связи с этим для проверки гипотезы о возможной смене господствующего типа селевых потоков со времени деградации последнего крупного оледенения на Полярном Урале было решено исследовать селевой рельеф в долине р. Малой Пайпудыны, расположенной в осевой части Полярного Урала на левобережье р. Соби.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Изучение селевого рельефа производилось по стандартной методике и подразделялось на три этапа: предполетной камеральной, полевой и обработка полученных данных. Первый этап был посвящен поиску следов селей с помощью дешифровочных критериев (Рудинская и др., 2022) в соответствии с существующими рекомендациями (Голубев, Лабутина, 1966; Садов, 1972; Перов, 2012). Использовались синтезированные в естественных цветах космические снимки субметрового разрешения со спутников GeoEye и WorldView-2, полученные из открытых источников с помощью программного комплекса SasPlanet, и топографические карты Генерального штаба масштаба 1 : 100 000. В ходе полевого обследования была уточнена схема предварительного дешифрирования, зафиксированы морфологические параметры селевого рельефа, описаны селевые отложения, выделены границы морфодинамических зон селевых бассейнов. Были обследованы 15 бассейнов притоков и главное русло Малой Пайпудыны. Следы селей были выявлены в ее верхнем течении и в 13 бассейнах ее притоков.

Для оценки селевой составляющей в строении рельефа бассейна Малой Пайпудыны проведена съемка и составлены геоморфологическая карта и карта селевых бассейнов. С помощью цифровой модели рельефа ArcticDEM с пространственным разрешением 2 м средствами ГИС согласно разработанной методике (Рудинская, Беляев, 2022)

были рассчитаны (в том числе для бассейнов подчиненного значения, входящих в состав сложных селевых бассейнов): площадь бассейнов и зон селевой аккумуляции, перепад высот в их пределах, высота очагов зарождения селевых потоков, падение, уклон и длина зон транзита (табл. 1).

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Долина Малой Пайпудыны находится между Малым и Большим Пайпудынскими хребтами, вытянутыми с северо-востока на юго-запад, с максимальными высотами 900–1000 м. Они сложены метаморфизованными позднеерифейскими песчаниками с прослоями алевросланцев и раннеордовикскими конгломератами, гравелитами и песчаниками (Государственная ..., 2013). В герцинскую эпоху сформировались горные сооружения, которые к концу мезозоя были пенепленизированы. В олигоцене и миоцене территория испытала поднятие, в результате чего сформировался орографически выраженный хребет (Ананьев, 1980).

Последнее покровное оледенение Полярного Урала относится к ранневалдайскому времени (Svendsen et al., 2014; Svendsen et al., 2018, Svendsen et al., 2023). Граница Карского ледникового покрова проходила в районе долины р. Лонготъёган, примерно в 30 км к северу от долины Малой Пайпудыны (Астахов, 2017). Одновременно с покровным развивалось горно-долинное оледенение: долины и цирки в осевой зоне Полярного Урала к северу от долины р. Соби были целиком заняты горными ледниками, в то время как вершинные поверхности оставались свободными от льда. Морены выдвинуты за пределы гор на несколько километров. Можно также предположить, что ледники, установленные для середины XX столетия (Ivanov, 2012), существовали и в МИС 4 (рис. 1, (а)) и, вероятно, были несколько больше.

В МИС 2 на Полярном Урале развивалось только горно-долинное оледенение. Судя по результатам космогенного датирования по ^{10}Be конечно-моренных гряд, во время последнего ледникового максимума горные ледники западного макросклона Полярного Урала были локализованы главным образом в карах и цирках и не спускались по долинам ниже 400–500 м (Mangerud, 2008). Их морена представлена щебно-дресвяными суглинками или супесями с обилием (до 80%) плохо- и средне-окатанных глыб, валунов, щебня и гальки. Размер отдельных валунов достигает 0.8 м (Шишкин, 2007). Вероятнее всего, горные ледники, установленные для середины XX столетия, существовали также в МИС 2 и были локализованы в карах и цирках (рис. 1, (б)). В начале позднего дриаса ледники постепенно деградировали, а в период оптимума голоцена исчезли (Сурова и др., 1974, 1975). Установлена активиза-

Таблица 1. Морфометрические характеристики селевых бассейнов исследуемой территории
Table 1. Morphometric features of the key area debris flow basins

Морфометрические характеристики									
водосборных площадей				зон транзита селей			зон аккумуляции селей		
Селевой бассейн	Порядок главного водотока*	Площадь бассейна, км ²	Перепад высот в пределах бассейна, м	Н _{абс} истока, м	Падение, м	Средний уклон тальвега, ‰	Общая длина зоны транзита, м	Площадь молодых зон аккумуляции, км ²	Площадь древних зон аккумуляции, км ²
1	2	18.935	822	216	9	146	211	0.066	0.252
1-1	1	11.600	644	465	245	165	2693	0.026	—
1-2	1	18.600	899	629	366	128	3994	0.117	—
2	2	8.950	966	342	122	113	1702	0.081	0.175
2-1	1	4.982	837	487	130	191	1287	0.011	—
2-2	2	3.258	742	421	81	192	861	—	—
2-2-1	1	0.580	664	560	123	172	899	0.008	—
2-2-2	2	1.506	670	468	48	160	422	—	—
2-2-2-1	1	0.916	623	570	104	223	601	—	—
2-2-2-2	1	0.916	601	585	119	263	616	—	—
3	1	0.543	434	581	312	428	881	—	0.091
4	1	1.625	491	537	253	330	836	—	0.027
5	1	3.219	769	614	314	216	2337	0.056	0.209
6	1	8.186	781	585	260	211	3398	0.056	0.525
7	1	3.731	720	731	394	292	3245	0.036	0.362
8	2	7.251	776	454	124	240	2294	0.019	0.412
8-1	2	3.915	600	531	82	82	649	—	—
8-1-1	1	1.465	521	801	271	155	1743	—	—
8-1-2	1	2.106	525	803	276	158	1736	—	—
8-2	1	1.889	675	700	249	140	1777	—	—
9	1	6.711	674	603	220	227	3070	0.073	0.303
10	1	6.116	646	561	174	198	2087	0.061	0.098
11	2	4.397	504	409	77	160	1127	0.031	0.084
11-1	2	2.004	491	420	27	56	1287	0.014	—
11-1-1	1	0.993	473	482	70	61	496	—	—

Примечание. * — по Штраллеру-Философфу (Философов, Денисов, 1963).

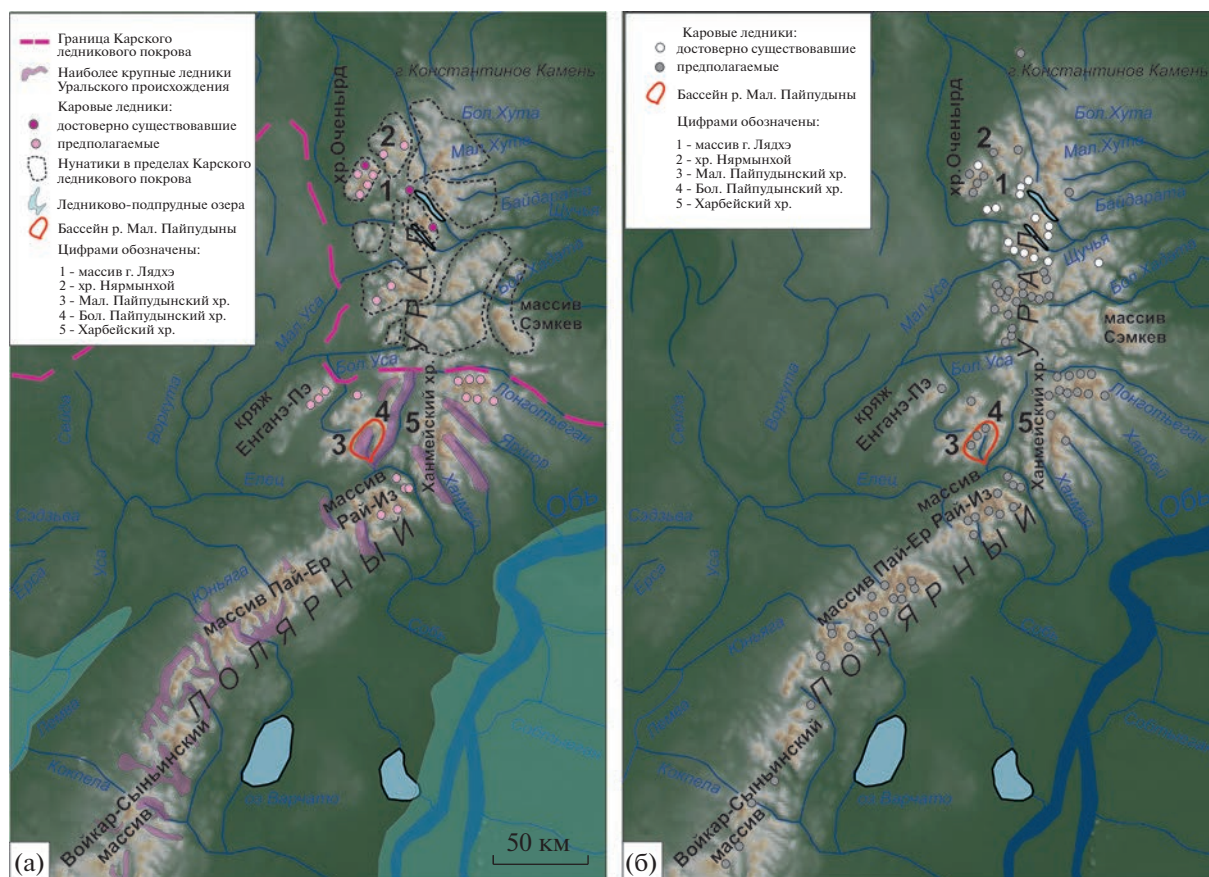


Рис. 1. Реконструкция оледенения Полярного Урала в МИС 4 (а) и МИС 2 (б) (по Astakhov, 2017; Ivanov, 2012; Magnerud et al., 2008; Svendsen et al., 2014; Svendsen et al., 2018; Svendsen et al., 2023).

Fig. 1. Reconstruction of the glaciation of the Polar Urals in MIS 4 (a) and MIS 2 (b) (according Astakhov, 2017; Ivanov, 2012; Magnerud et al., 2008; Svendsen et al., 2014; Svendsen et al., 2018; Svendsen et al., 2023).

ция горных ледников в Малом ледниковом периоде. Своего максимального размера они достигли в XVI–XVII вв. (Иванов, 2013, Solomina et al., 2010). Современных ледников в долине Малой Пайпудыны не наблюдается. Три ледника, существовавшие в 1960-х гг. на восточном склоне Малого Пайпудынского хребта, к 2016 г. полностью растаяли. Отложения голоценовых ледников чаще всего представлены несортированными дресвяно-щебнистыми отложениями с валунами и примесью суглинков и супесей мощностью до 3–5 м (Черкасова, Иванов, 2020).

Элювиальный чехол, покрывающий водораздельные поверхности и привершинные склоны хребтов, начал формироваться в позднем плейстоцене. Он представлен смесью глыб и щебня мощностью до 5 м с супесчаным либо суглинистым заполнителем. Нижние части относительно крутых склонов (на высотах менее 500–600 м) перекрыты глыбами и щебнем мощностью до 30 м. На более пологих склонах, подверженных курумово-солифлюкционной моделировке, широко развит чехол, представленный преимущественно

обломками глыбовой размерности. В тыловых частях днищ долин широко распространены делювиальные и пролювиальные отложения, представленные смесью валунов, гальки и щебня мощностью до 10 м (Государственная ..., 2013). Глубокие долины сложного тектоно-эрозийно-экзарационного генезиса, расчленяющие горные сооружения Полярного Урала, как минимум со времени деградации последнего обширного оледенения в МИС 4 могли служить ареной развития селевых процессов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Площадь водосборного бассейна Малой Папудыны составляет около 110 км². Он включает в себя троговую долину длиной около 16.5 км и прилегающие к ней восточный склон Малого и западный склон Большого Пайпудынского хребтов (рис. 2). Ширина троговой долины в верховьях по бровкам составляет 0.6 км, по днищу — около 0.2 км, в среднем течении — 3 км по бровкам и 1.7 км по днищу, в приустьевой части — 1.3 км по

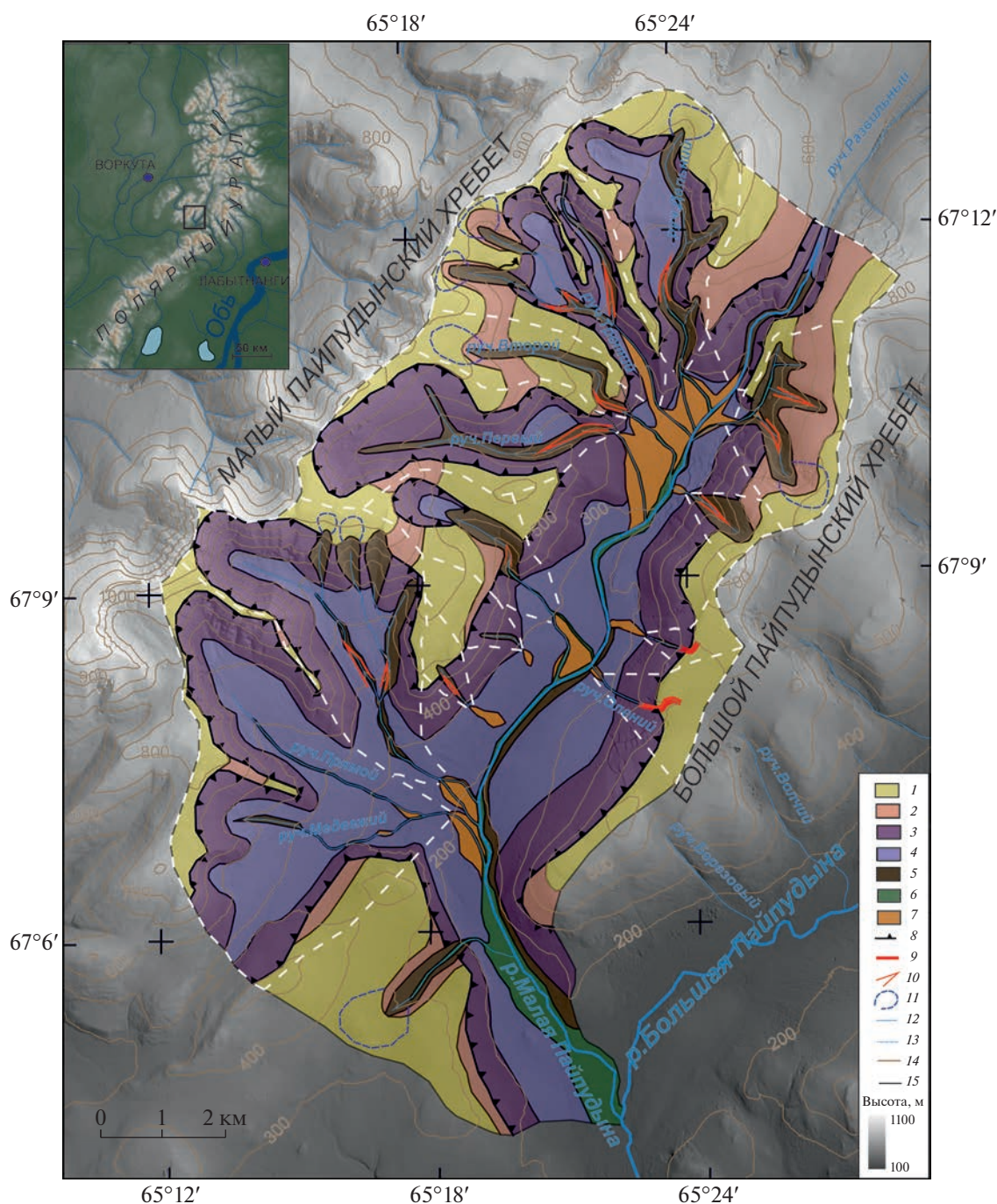


Рис. 2. Геоморфологическое строение бассейна р. Малой Пайпудыны.

1 – плоские, полого выпуклые и наклонные вершинные поверхности; 2 – поверхности комплексной денудации пологонаклонные; 3 – экзарационные склоны; 4 – холмисто-западинный моренный рельеф; 5 – эрозионные склоны; 6 – эрозионно-аккумулятивные днища долин постоянных и временных водотоков; 7 – пролювиально-селевые конусы выноса и внутренние дельты; 8 – бровки каров, цирков и троговых долин; 9 – тектонические ущелья; 10 – селевые врезы; 11 – контуры водосборных воронок; 12 – русла постоянных водотоков; 13 – тальвеги временных водотоков; 14 – изогипсы; 15 – геоморфологические границы. Белыми пунктирными линиями обозначены границы селевых бассейнов.

Fig. 2. Geomorphological structure of the Malaya Paipudyna basin.

1 – flat, gently convex and inclined summit surfaces; 2 – gently sloping surfaces of complex denudation; 3 – exarational slopes; 4 – hummocky moraine relief; 5 – erosional slopes; 6 – erosional and accumulative bottoms of permanent and temporary watercourses' valleys; 7 – proluvial and debris flow fans and internal deltas; 8 – contours of cirques and trough valleys; 9 – tectonic gorges; 10 – debris flows bottom cuts; 11 – contours of drainage funnels; 12 – beds of permanent watercourses; 13 – thalwegs of temporary watercourses; 14 – isohypses; 15 – geomorphological boundaries.

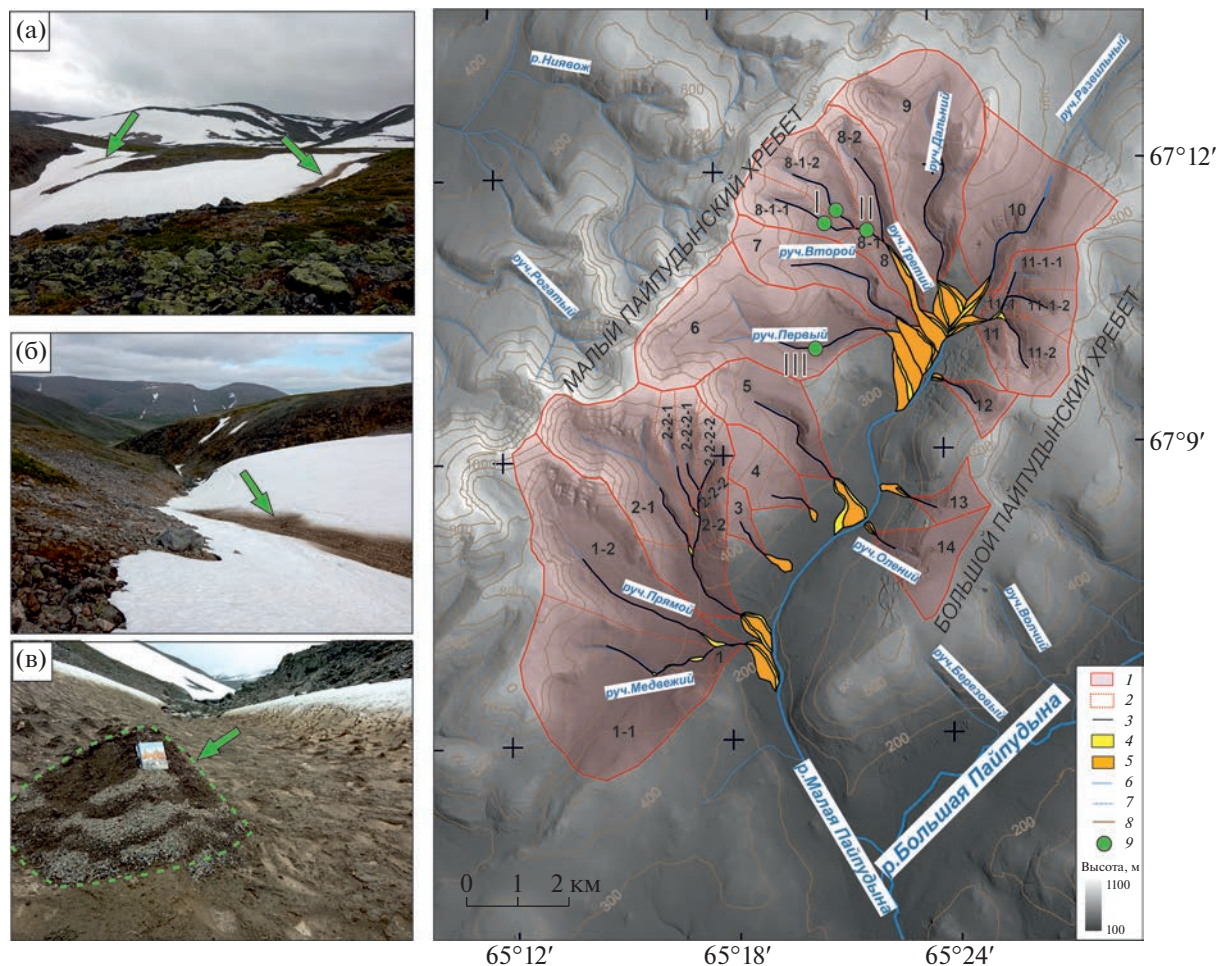


Рис. 3. Селовые бассейны исследуемой территории.

1 – водосборные площади селовых бассейнов; 2 – водосборные площади внутренних селовых бассейнов подчиненного значения; 3 – зоны селового транзита; 4 – молодые зоны селовой аккумуляции; 5 – древние зоны селовой аккумуляции; 6 – русла постоянных водотоков, 7 – тальвеги временных водотоков; 8 – изогипсы; 9 – зафиксированные следы водоснежных потоков весны 2021 г. (а, б) – сухие русла в теле снежника, бассейн руч. Третьего, бассейн № 8; (в) – холмик-куча в русле руч. Первого, бассейн № 6.

Fig. 3. Debris flow basins of the study area.

1 – drainage areas of debris flow basins; 2 – drainage areas of internal debris flow basins; 3 – zones of debris flow transit; 4 – young zones of debris flow accumulation; 5 – ancient zones of debris flow accumulation; 6 – beds of permanent watercourses; 7 – thalwegs of temporary watercourses; 8 – isohypses; 9 – recorded traces of slushflows of spring 2021. (a, б) – dry channels in the body of a snowfield, the basin of the Tretii Stream, basin No. 8; (в) – slushflow hillock in the channel of the Pervyi Stream, basin No. 6.

бровкам и 0.8 км по днищу. На восточном склоне Малого Пайпудынского хребта расположено семь троговых долин длиной около 4–6 км и шириной 1–2 км по бровкам и 0.2–0.8 км по днищу; глубина долин до 300 м. Дренирующие их водотоки имеют 1–2 порядок, большая их часть (за исключением ручьев Прямой и Медвежий) врезана в днища на 40–50 м.

С Большого Пайпудынского хребта стекают четыре левых притока Малой Пайпудыны. Два из них имеют первый порядок, один – второй порядок, и один представлен временным водотоком. Долины двух верхних левых притоков имеют V-образный поперечный профиль, глубина долин составляет в среднем 100–150 м, ширина долин

по бровкам составляет около 500 м, по днищу 30–40 м. Долины двух нижних левых притоков в верховьях представляют собой коленообразно изгибающиеся узкие ущелья с крутыми скальными стенками, и, предположительно, заложены по тектоническим нарушениям. В среднем и нижнем течении глубина этих долин составляет до 10–15 м.

В 13 из 14 обследованных бассейнов притоков выявлены формы селового рельефа (рис. 3). Он также присутствует в верхнем течении Малой Пайпудыны. Таким образом, можно говорить о наличии 14 селовых бассейнов в пределах обследованной территории. Девять из них (№ 1–9) расположены в правобережной части главного бас-

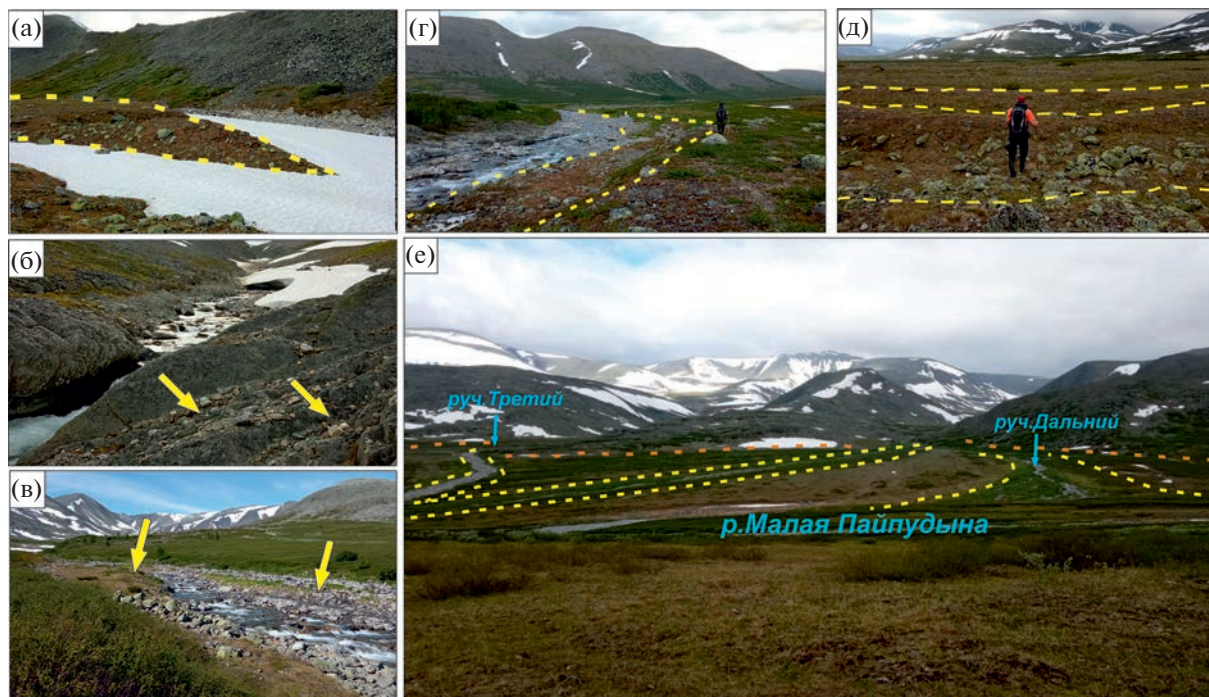


Рис. 4. Селевой рельеф бассейна Малой Пайпудыны. (а) — селевые гряды в русле руч. Третьего (бассейн № 8), (б) — скальное русло руч. Третьего (бассейн № 8) на участке селевого транзита, на бортах русла — следы селевого заплеска, выраженные в виде скоплений гальки и небольших валунов, (в) — аккумулятивные селевые террасы в бассейне руч. Прямой (бассейн № 1), (г) — разновозрастные аккумулятивные тела (оконтурены желтым пунктиром) в нижнем течении руч. Третьего (бассейн № 8), (д) — гряды (обозначены желтым пунктиром) и разделяющие их ложбины на древнем конусе выноса руч. Второго (бассейн № 7), (е) — слившиеся селевые конусы выноса руч. Третьего (бассейн № 8) и руч. Дальнего (бассейн № 9) правом борту долины Малой Пайпудыны в ее верхнем течении (желтым пунктиром показаны границы молодых конусов выноса, оранжевым — древних).

Fig. 4. Debris flow relief of the Malaya Paipudyna basin. (a) — debris flow ridges in the channel of the Tretii Stream (basin No. 8), (б) — rocky channel of the Tretii Stream (basin No. 8) in the area of debris flow transit, on the sides of the channel there are traces of debris flow splash, expressed in the form of accumulations of pebbles and small boulders, (в) — accumulative debris flow terraces in the basin of the Pryamoi Stream (basin No. 1), (г) — accumulative bodies of different ages in the lower reaches of the Tretii Stream (basin No. 8) outlined by a yellow dotted line, (д) — ridges (marked with a yellow dotted line) and hollows separating them on the ancient debris flow cone of the Vtoroy Stream (basin No. 7), (е) — merged debris flow cones of the Tretii Stream (basin No. 8) and the Dalnyi Stream (basin No. 9) on the right side of the Malaya Paipudyna valley in its upper reaches (the yellow dotted line shows the boundaries of young debris flow fans, the orange dotted line shows the boundaries of ancient ones).

сейна, четыре — в левобережной (№ 11–14), один — в верхнем течении р. Малой Пайпудыны (№ 10).

В пяти долинах зафиксированы следы схода небольших водоснежных потоков, прошедших весной 2021 г. Это сухие русла в снежниках в днищах долин, грунтовые холмики-кучи высотой до 0.5 м (рис. 3) со снежным ядром, покрытым плащом дресвяного материала мощностью первые сантиметры.

К денудационным формам селевого рельефа относятся V-образные либо ящико- и корытообразные врезы, формирующиеся в зонах транзита селей. Врезы имеют глубину от 0.5 до 7, в редких случаях до 15 м, ширину по бровкам от 8 до 20 м и по днищу от 4 до 10 м. В большинстве случаев они прорезают ледниковые отложения в троговых долинах, хотя иногда врезаются и в коренные породы. Уклон тальвега в селевых бассейнах первого порядка колеблется в пределах 60–400%; на восточ-

ном склоне Малого Пайпудынского хребта — 100–400‰; на западном склоне Большого Пайпудынского хребта — 60–300‰. В бассейнах второго порядка уклон составляет 110–240‰. Наибольший разброс этого параметра характерен для Малого Пайпудынского хребта (бассейны № 1, 2, 8), в единственном бассейне второго порядка на западном склоне Большого Пайпудынского хребта (бассейн № 11) уклон главного русла составляет 160‰.

На отдельных участках прорезаются и более древние селевые отложения в виде плотной галечно-валунной толщи. В этом случае формируются селевые террасы врезания. Они полого (до 2–3°) наклонены вдоль русла, имеют выровненные площадки шириной до 10 м и длиной в десятки метров. Уступы этих террас имеют высоту до 1 м (максимум — до 1.5–2 м) над урезом современного русла (рис. 4).

Аккумулятивные формы представлены селевыми грядами и конусами выноса. Гряды локализованы в руслах селевых водотоков на участках их расширения и уменьшения уклонов продольного профиля, вытянуты по течению, имеют длину в первые десятки метров и высоту до 1 м. Они сложены щебнисто-галечно-валунным материалом. Конусы выноса приурочены преимущественно к приустьевым частям бассейнов. Выделяются галечно-валунные гряды высотой до 0.5 м в прирусловых участках конусов выноса либо в его вершине. Эти гряды либо полностью лишены почвенно-растительного покрова, либо освоены лишь травянистой растительностью. Суммарная площадь таких гряд в пределах одного селевого бассейна обычно не превышает 0.06 км². Выделяются также треугольные либо лепесткообразные в плане образования с отчетливым продольным уклоном в сторону русла и вниз по долине Малой Пайпудыны, состоящие из системы гряд и ложбин высотой до 0.5–0.7 м (рис. 4), выпуклые в поперечном профиле и освоенные кустарничковой растительностью. Площадь этих образований может достигать 0.4 км². Судя по различиям в морфологическом облике и характере растительного освоения, описанные формы могут быть отнесены к двум разным возрастным генерациям: галечно-валунные гряды можно отнести к молодым зонам селевой аккумуляции, в то время как треугольные либо лепесткообразные в плане конусы выноса, состоящие из системы гряд и ложбин, по-видимому, представляют собой более древние формы.

Конусы выноса притоков занимают значительную площадь днища главной долины, а в верховьях — практически полностью перекрывают его, оставляя пространство лишь для пойменно-руслового комплекса. Селевые выбросы залегают в основном на ледниковых отложениях; местами также имеются сглаженные скальные останцы типа бараньих лбов.

Наиболее крупные древние селевые конусы (их площадь за редким исключением варьирует в пределах от 0.2 до 0.4 км²) и молодые зоны аккумуляции (могут достигать 0.05–0.1 км²) приурочены к правым притокам (бассейны № 1, 2, 6–9), у левых притоков соответственно 0.08 км² и 0.01–0.02 км². Суммарная площадь всех конусов составляет 3.4 км²: из них молодые формы занимают 0.7 км², древние — 2.6 км². Наблюдаемая мощность селевых отложений, слагающих древние формы, составляет минимум 1 м, молодых — около 0.2 м. Таким образом, очень приблизительный объем перемещенного древними селями материала составляют 2.6 млн м³, молодыми — 140 тыс. м³.

Кроме того, в пределах изучаемой территории также наблюдаются аккумулятивные террасы, сложенные галечно-валунным материалом и

локализованные в днищах селевых врезов (рис. 4). Длина этих террас обычно составляет не более 10–20 м, относительная высота — до 0.5–0.7 м.

Селевые врезы и террасы (как аккумулятивные, так и террасы врезания) обычно расположены в пределах зон транзита селевых бассейнов, а конусы выноса относятся к зонам аккумуляции. Селевые гряды в руслах могут наблюдаться как на транзитных участках, так и в пределах зон аккумуляции.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установлено, что более половины селевых бассейнов приурочено к восточному макросклону Малого Пайпудынского хребта, они же имеют и наиболее крупные по площади аккумулятивные формы. На западном склоне Большого Пайпудынского хребта расположены лишь 4 бассейна. По-видимому, это связано с разной геоморфологической позицией макросклонов и характером развития горно-долинного оледенения в позднем плейстоцене и голоцене. Бассейны Малого Пайпудынского хребта (№ 1–9) в основном включают в себя троговые долины, в верховьях которых расположены крупные ледниковые цирки. Вероятнее всего, ледниковые отложения в долинах правых притоков и послужили источником твердой фазы селевых потоков, а само формирование селевых потоков могло быть связано с деятельностью ледников. Кроме того, для этих долин характерны более высокие уклоны тальвегов, что, возможно, связано со ступенчатым продольным профилем троговых долин и большой крутизной продольного профиля восточного склона хребта в целом. Селевые бассейны на западном склоне Большого Пайпудынского хребта (№ 11–14) характеризуются скорее эрозионным или тектоно-эрозионным рельефом, толщ моренных или водноледниковых отложений в них не отмечено; русла врезаны в скальные породы, так что основным источником твердой фазы селевых потоков в этих бассейнах служит элювиально-склоновый материал.

Молодые зоны селевой аккумуляции локализованы в прирусловых участках конусов выноса. Это обстоятельство может указывать на направленное снижение мощности селевых потоков и объема транспортируемого ими материала — в противном случае более древние образования были бы перекрыты более молодыми либо полностью размыты.

Параметры форм, образованных водоснежными потоками весной 2021 г., свидетельствуют о сравнительно недолгом существовании подобных образований — русло в снежнике уничтожается в результате таяния последнего, а холмики-

кучи после таяния снежного ядра обычно легко размываются водотоком. Кроме того, следы схода водоснежных потоков в 2021 г. наблюдались лишь в верхнем течении бассейнов.

Указанные ранее особенности могут свидетельствовать о смене преобладающего типа селевых потоков в бассейне Малой Пайпудыны в послеледниковье. Обширные конусы выноса с грядово-ложбинным рельефом, сложенные преимущественно валунным материалом, по-видимому, были образованы не водоснежными потоками, а селями иного генезиса. Эти конусы выноса наложены на ледниковые образования, выстилающие днище долины Малой Пайпудыны. Таким образом, вероятнее всего, они начали формироваться уже после деградации горно-долинного ледника. Наиболее вероятным генетическим типом, образовавшим древние зоны аккумуляции, можно считать ледниковые сели, на что указывают морфология древних селевых образований и отложения, их слагающие. Возникновение этих форм можно связывать либо с этапом деградации последнего обширного оледенения территории в МИС 3, когда днище основного трога уже было свободно ото льда, но продолжали существовать каровые ледники на склонах хребтов, либо с деградацией каровых ледников в начале голоцена. Наблюдаемые в долинах притоков Малой Пайпудыны селевые врезы тяготеют к гипсометрическому уровню 400–600 м, так что, теоретически, они могут соответствовать положению края горных ледников как в МИС 4, так и в МИС 2. Однако предполагаемый объем перенесенного древними селями материала указывает на значительную материалообеспеченность очагов питания селей – что, вероятнее всего, свидетельствует в пользу начала формирования селевого рельефа в долине Малой Пайпудыны в МИС 3, поскольку морены последнего ледникового максимума на Полярном Урале, как правило, имеют не очень большие размеры (Magnerud et al., 2008). В то же время нельзя исключать и иные причины формирования таких мощных селевых потоков – это могли быть ливневые сели (например, возникшие вследствие иного режима выпадения осадков во время климатического оптимума голоцена) либо сели снеготаяния, формирование которых могло быть связано с иным режимом выпадения осадков в более теплые эпохи послеледниковья, восстановленные для территории Полярного Урала по результатам изучения спорово-пыльцевых спектров озерных отложений (Svensen et al., 2014) либо с периодами возможной интенсификацией снеготаяния в среднем и позднем голоцене, восстановленными на основе анализа изотопного состава биогенного кремнезема в озерных летописях (Meyer et al., 2022).

Исследователи, непосредственно наблюдавшие селевые потоки Полярного Урала (Ходаков,

1964, Познанин, 1975, Ходаков, Ильина, 1989), относят их к водоснежным. Таким образом, как минимум с XX столетия преобладающий тип селевых явлений в бассейне Малой Пайпудыны представлен водоснежными потоками. Определить, когда произошел переход от преобладания ледниковых селей к господству водоснежных потоков при настоящей степени изученности селевого рельефа Полярного Урала пока не представляется возможным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты полевого обследования бассейнов водотоков, дренирующих склоны Большого и Малого Пайпудынских хребтов, позволяют считать селевой рельеф одним из значимых генетических типов рельефа изучаемой территории: в ее пределах расположены 14 селевых бассейнов, суммарная площадь аккумулятивных форм селевого рельефа составляет порядка 3.4 км², что составляет около 10% от площади долины Малой Пайпудыны.

Денудационные формы селевого рельефа представляют собой селевые врезы и селевые террасы врезания, аккумулятивные – селевые гряды, аккумулятивные селевые террасы и конусы выноса. В пределах конуса выноса можно выделить две возрастные генерации – молодые аккумулятивные образования, локализованные на прирусловых участках, и обширные грядово-ложбинные конусы выноса.

По-видимому, начало формирования селевого рельефа территории в бассейне Малой Пайпудыны относится ко времени деградации последнего обширного оледенения территории в МИС 3. На этом этапе действовали преимущественно собственно селевые потоки по классификации В.Ф. Перова, сформировавшие обширные грядово-ложбинные конусы выноса. Как минимум, с XX столетия преобладающий тип селевых явлений представлен водоснежными потоками.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено в рамках темы ГЗ АААА-А16-121040100323-5 “Эволюция природной среды в кайнозое, динамика рельефа, геоморфологические опасности и риски природопользования”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьев Г.С. (1980). Новоземельско-Уральская страна // Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М.: Высшая школа. С. 62–73.
- Астахов В.И. (2017). Новая модель плейстоценового оледенения на севере Урала // ДАН. Т. 476. № 5. С. 567–570.

- Голубев Г.Н., Лабутина И.А. (1966). Дешифрирование селей высокогорий по аэрофотоснимкам // Вестник Московского университета. Серия 5. География. № 1. С. 48–53.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Карта дочетвертичных образований. (2013). Лист Q-41-XII / Ред. А.П. Казак. СПб: ВСЕГЕИ. 1 л.
- Иванов М.Н. (2013). Эволюция оледенения Полярного Урала в позднем голоцене. М.: Географический факультет МГУ. 200 с.
- Перов В.Ф. (2012). Селеведение. М.: Изд-во МГУ, 274 с.
- Познанин В.Л. (1975). Сели северной части Полярного Урала // Изучение и охрана гидросферы. М.: МФГО. С. 10–11.
- Рудинская А.И., Беляев Ю.Р. (2022). Морфометрические характеристики селевых бассейнов гор Европейского сектора Российской Субарктики // Изв. РАН. Серия географическая. № 5. С. 746–752.
- Рудинская А.И., Беляев Ю.Р., Беляев В.Р. и др. (2022). Геоморфологические позиции селевых бассейнов Ловозерских тундр // Вестник Московского университета. Серия 5. География. № 2. С. 19–132.
- Садов А.В. (1972). Аэрометоды изучения селей. М.: Недра. 126 с.
- Сурова Т.Г., Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К. (1975). Палеогеография и абсолютная хронология голоцена Полярного Урала // Известия АН ЭстССР. Химия, Геология. Т. 24. № 2. С. 152–159.
- Сурова Т.Г., Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К. (1974). Развитие оледенения Полярного Урала в позднем плейстоцене и голоцене (в связи с изучением отложений ледниково-подпрудных озер) // МГИ. Хрон., обс. Выпуск 23. М.: ВИНТИ. С. 61–68.
- Философов В.П., Денисов С.В. (1963). О порядке речных долин и их связи с тектоникой // Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов: Изд-во Саратовского университета. С. 487–509.
- Ходаков В.Г. (1964). Процессы перераспределения снега и снежного покрова в горах // МГИ. Выпуск 9. М.: ВИНТИ. С. 210–215.
- Ходаков В.Г., Ильина Е.А. (1989). Снежно-ледовые явления на Полярном Урале // МГИ. Выпуск 65. М.: ВИНТИ. С. 110–118.
- Черкасова В.А., Иванов М.Н. Деградация ледников Полярного Урала // Глобальные проблемы Арктики и Антарктики [электронный ресурс]: сборник науч. материалов Всерос. конф. с междунар. участием, посвящ. 90-летию со дня рождения акад. Н.П. Лаврёрова. URL: chrome-extension://gphandlahdpffmcsakmbngmbjnjiahp/http://www.fcicart.ru/conf/203.pdf Архангельск, 2020. С. 180–182. (дата обращения: 15.02.2023).
- Шишкин М.А. (2007). Предполагаемые направления движения неоплейстоценовых ледников на Пай-Хое и Полярном Урале на основе анализа состава моренных валунов // Региональная геология и металлогения. № 30–31. С. 207–212.
- Astakhov V. (2017). Late Quaternary glaciation of the northern Urals: a review and a new observations // *Boreas*. Vol. 47. P. 379–389. <https://doi.org/10.1111/bor.12278>
- Garankina E., Belyaev V., Belyaev Yu. et al. (2019). Integration of landforms, deposits and paleosols analysis for reconstructing Holocene debris flow activity in the low mountains of Kola Peninsula // *Climate Change Impacts on Sediment Dynamics: Measurement, Modeling and Management* / Chalov S., Golosov V., Li R., Tsyplenkov A. (Eds.). Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences (SPEES). Cham: Springer. P. 47–51. https://doi.org/10.1007/978-3-030-03646-1_9
- Ivanov M.N. (2012). Polar Urals Glaciers and Periglacial Geomorphology. TICOP Excursion Guidebook. Tyumen, Russia: Pechatnik (Publ.). 50 p.
- Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T. (2008). Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // *Quaternary Science Reviews*. No. 27. P. 100–115. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.01.015>
- Meyer H., Kostrova S., Meister Ph. et al. (2022). Lacustrine diatom oxygen isotopes as palaeo precipitation proxy - Holocene environmental and snowmelt variations recorded at Lake Bolshoye Shchuchye, Polar Urals, Russia // *Quaternary Science Reviews*. Vol. 290. 107620. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107620>
- Perov V., Chernomorets S., Budarina O. et al. (2017). Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events // *Natural Hazards*. No. 88. P. 199–235. <https://doi.org/10.1007/s11069-017-2841-3>
- Solomina O., Ivanov M., Bradwall T. (2010). Lichenometric studies on moraines in the Polar Urals // *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*. Vol. 92. No. 1. P. 81–99.
- Svendsen J.I., Færseth L.M., Gyllencreutz R. et al. (2018). Glacial and environmental changes over the last 60000 years in the Polar Ural Mountains, Arctic Russia, inferred from a high-resolution lake record and other observations from adjacent areas // *Boreas*. Vol. 48. No. 2. P. 407–431. <https://doi.org/10.1111/bor.12356>
- Svendsen J.I., Krüger L.C., Mangerud J. et al. (2014). Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in Northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5-2 // *Quaternary Science Reviews*. Vol. 92. P. 409–428. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00269.x>
- Svendsen J.I., Mangerud J., Nazarov D. et al. (2023). Chapter 16 – The Polar Ural Mountains: deglaciation history. *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation* / D. Palacios, J.M. García-Ruiz, Ph.D. Hughes, N. Andrés. (Eds.). P. 143–148. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00053-X>

DEBRIS FLOW RELIEF OF THE MALAYA PAIPUDYNA BASIN (THE POLAR URAL MOUNTAINS)¹

A. I. Rudinskaya^{a,*} and Yu. R. Belyaev^b

^a*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

^b*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

^{*}*E-mail: rudinskaya94@gmail.com*

We studied the debris flow relief of the Malaya Paipudyna basin, the Polar Ural Mountains. Based on the analysis of remote sensing data and field surveys, we established that 14 debris flow basins are located on the territory. We found traces of five slushflow occurrence in the streams in the spring of 2021. Typical landforms for different morphodynamic zones of debris flow basins were identified. The initiation zones of debris flows are mainly represented by catchment funnels on the slopes of the Bolshoi and Maliy Paipudynskii ranges. The transit zones V-shaped bottom incisions alternate with box- and trough-shaped transverse profile. Within the debris flow fans, two generations of accumulative debris flow relief are clearly distinguished. Young accumulation zones are represented by pebble-boulder ridges up to 0.5 m high, localized directly in the near-channel areas of debris flow fans. Usually, they are either devoid of soil and vegetation cover, or are overgrown only by herbs. Ancient debris flow fans are triangular in shaped with convex transverse profile, consisting of a system of ridges and hollows, and overgrown with shrubs. The area of young accumulation zones for each debris flow basin is no more than 0.03 km², the area of ancient accumulation zones is 0.4 km². Debris flow fans are superimposed on the bottom of the trough valley of Malaya Paipudyna, which is mainly the surface of glacial accumulation. Probably, the formation of these fans began after the degradation of the last extensive glaciation of the territory. We calculated the morphometric features of the debris flow basins.

Keywords: debris flow, slushflow, debris flow relief, the Polar Ural Mountains

AKHOWLEDGMENTS

The study was carried out within the framework of the topic GA AAAA-A16-121040100323-5 “Evolution of the natural environment in the Cenozoic, topography dynamics, geomorphological hazards and risks of nature management”.

REFERENCES

- Anan'ev G.S. (1980). Geomorphological province of Novaya zemlja Island and the Ural Mountains. *Geomorfologicheskoe raionirovanie SSSR i privileyushchikh morei*. Moscow: Vysshaya shkola (Publ.). P. 62–73. (in Russ.)
- Astakhov V. (2017). Late Quaternary glaciation of the northern Urals: a review and a new observations. *Boreas*. Vol. 47. P. 379–389. <https://doi.org/10.1111/bor.12278>
- Astakhov V.I. (2017). *Novaya model' pleistotsenovogo oledeneniya na severe Urala* (New model of the Pleistocene glaciation in the north Urals. *Doklady akademii nauk*. Vol. 476. No. 5. P. 567–570. (in Russ.). <https://doi.org/10.7868/S0869565217290199>
- Cherkasova V.A., Ivanov M.N. (2020). Degradation of the glaciers of the Polar Urals. *Global'nye problemy Arktiki i Antarktiki* [Electronic data]: sbornik nauch. materialov Vseros. konf. s mezhdunar. uchastiem, posvyashchennyi 90-letiyu so dnya rozhdeniya akademika N.P. Lavjorova. Arhangel'sk. P. 180–182. (in Russ.). (access date: 15.02.2023)
- Filosofov V.P., Denisov S.V. (1963). On the order of river valleys and their connection with tectonic. *Morfometricheskii metod pri geologicheskikh issledovaniyakh*. Saratov: Saratov University (Publ.). P. 487–509. (in Russ.)
- Garankina E., Belyaev V., Belyaev Yu. et al. (2019). Integration of landforms, deposits and paleosols analysis for reconstructing Holocene debris flow activity in the low mountains of Kola Peninsula. *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. P. 47–51. https://doi.org/10.1007/978-3-030-03646-1_9
- Golubev G.N., Labutina I.A. (1966). Deciphering of high-mountain debris flows using aerial photographs. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. No. 1. P. 48–53. (in Russ.)
- Hodakov V.G. (1964). The processes of redistribution of snow and snow cover in the mountains. *MGI*. Vol. 9. Moscow: VINITI (Publ.). P. 210–215. (in Russ.)
- Hodakov V.G., Il'ina E.A. (1989). Snow and ice phenomena in the Polar Urals. *MGI. Vol. 65*. Moscow: VINITI (Publ.). P. 110–118. (in Russ.)
- Ivanov M.N. (2012). Polar Urals Glaciers and Periglacial Geomorphology. *TICOP Excursion Guidebook*. Tyumen: Pechatnik (Publ.). 50 p.
- Ivanov M.N. (2013). *Evolutsiya oledeneniya Polyarnogo Urala v pozdnyem golotsene* (Evolution of glaciation in the Polar Urals in the Late Holocene). Moscow: Geograficheskii fakul'tet MGU (Publ.). 200 p. (in Russ.)

¹ For citation: Rudinskaya A.I., Belyaev Yu.R. (2023). Debris flow relief of the Malaya Paipudyna basin (the Polar Ural Mountains). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 3. P. 14–25. (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S2949178923030088>; <https://elibrary.ru/WDKBWN>

- Kazak A.P. (Eds.). (2013). *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1: 200000. Karta dochetvertichnykh obrazovaniy. List Q-41-XII* (State geological map of the Russian Federation, scale 1:200000. Map of pre-Quaternary formations. Sheet Q-41-XII). Saint-Petersburg: VSEGEI (Publ.). 1 p. (in Russ.)
- Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T. (2008). Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today. *Quaternary Science Reviews*. No. 27. P. 100–115. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.01.015>
- Meyer H., Kostrova S., Meister Ph. et al. (2022). Lacustrine diatom oxygen isotopes as palaeo precipitation proxy – Holocene environmental and snowmelt variations recorded at Lake Bolshoye Shchuchye, Polar Urals, Russia. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 290. 107620. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107620>
- Perov V., Chernomorets S., Budarina O. et al. (2017). Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events. *Natural Hazards*. No. 88. P. 199–235. <https://doi.org/10.1007/s11069-017-2841-3>
- Perov V.F. (2012). *Selevedenie* (Mudflow science). Moscow: MGU (Publ.). 274 p. (in Russ.)
- Poznanin V.L. (1975). Debris flows of the Northern part of the Polar Urals. *Izucheniye i ohrana gidrosfery*. Moscow: MFGO (Publ.). P. 10–11. (in Russ.)
- Rudinskaya A.I., Belyaev Yu.R. (2022). Morphometric features of debris flow basins of the mountains. *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. No. 5. P. 746–752. <https://doi.org/10.31857/S2587556622050107>
- Rudinskaya A.I., Belyaev Yu.R., Belyaev V.R. et al. (2022). Geomorphologic positions of debris flow basins in the Lovozerskiye Tundry mountainous area. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. No. 2. P. 119–132. (in Russ.)
- Sadov A.V. (1972). *Aerometody izucheniia selei* (Aerial methods for studying debris flows). Moscow: Nedra (Publ.). 126 p. (in Russ.)
- Shishkin M.A. (2007). Assumed directions of movement of Neopleistocene glaciers in Pai-Khoi and the Polar Urals based on the analysis of the composition of moraine boulders. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 30–31. P. 207–212. (in Russ.)
- Solomina O., Ivanov M., Bradwall T. (2010). Lichenometric studies on moraines in the Polar Urals. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*. Vol. 92. No. 1. P. 81–99.
- Surova T.G., Troickii L.S., Punning Ja.-M.K. (1974). Development of glaciation in the Polar Urals in the late Pleistocene and Holocene (in connection with the study of deposits of ice-dammed lakes). *MGI. Hron., obs.* Vol. 23. Moscow: VINITI (Publ.). C. 61–68. (in Russ.)
- Surova T.G., Troickij L.S., Punning Ja.-M. (1975). Paleogeography and absolute chronology of the Holocene of the Polar Urals. *Izvestiya AN ESSR. Himiya, Geologiya*. Vol. 24. No. 2. P. 152–159. (in Russ.)
- Svendsen J.I., Færseth L.M., Gyllencreutz R. et al. (2018). Glacial and environmental changes over the last 60000 years in the Polar Ural Mountains, Arctic Russia, inferred from a high-resolution lake record and other observations from adjacent areas. *Boreas*. Vol. 48. No. 2. P. 407–431. <https://doi.org/10.1111/bor.12356>
- Svendsen J.I., Krüger L.C., Mangerud J. et al. (2014). Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in Northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5–2. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 92. P. 409–428. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00269.x>
- Svendsen J.I., Mangerud J., Nazarov D. et al. (2023). Chapter 16 – The Polar Ural Mountains: deglaciation history. *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. D. Palacios, J.M. García-Ruiz, Ph.D. Hughes, N. Andrés. (Eds.). P. 143–148. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00053-X>